

Генетическая
классификация
и типы
бокситовых
месторождений
СССР

Академия наук СССР

Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии

Генетическая
классификация
и типы
бокситовых
месторождений
СССР

1155



Издательство «Наука»
Москва 1974



В монографии «Генетическая классификация и типы бокситовых месторождений СССР» изложены основные теоретические положения, на которых базируется генетическая классификация, приводятся критерии, используемые при выделении различных групп и типов бокситовых месторождений.

Новая генетическая классификация включает пятнадцать типов месторождений бокситов и охватывает объекты как в пределах СССР, так и за рубежом. Особое внимание уделено перспективной группе карстовых месторождений, среди которых выделено три типа.

Дано краткое описание характерных месторождений и бокситопроявлений, пользующихся распространением в СССР. Подчеркнуто значение основных типов, с которыми связываются крупные промышленные объекты.

В заключительной части монографии особо отмечена специфическая полигенная бокситовых месторождений и показана необходимость дифференцированного подхода к прогнозу различных их классов.

Монография рассчитана на геологов научных учреждений, ведущих исследования по бокситовой тематике, сотрудников геологических управлений и экспедиций, занимающихся прогнозными работами, поисками и разведкой бокситовых месторождений, а также на геологов действующих предприятий по добыче бокситовых руд.

Табл. 55, илл. 109, библиогр. назв. 192.

Ответственный редактор

доктор геол.-мин. наук, профессор

Д. Г. Сапожников

Предисловие

Книга, предлагаемая вниманию читателей, является результатом многолетних работ по изучению бокситовых месторождений СССР, выполненных коллективом научных сотрудников ИГЕМ АН СССР по заданию Государственного Комитета по науке и технике при Совете Министров СССР.

Если предыдущая книга — «Платформенные бокситы СССР», выпущенная также под редакцией Д. Г. Сапожникова в 1971 г., имела своей задачей обобщение материала по геологии платформенных бокситовых месторождений и рудопроявлений СССР, рассмотрение вопросов связи бокситовых месторождений с корами выветривания, а также генезиса бокситов, то задачей коллектива авторов данной монографии было описание основных особенностей локализации бокситовых месторождений на территории СССР, их типизация и, наконец, разработка классификации этих месторождений и бокситопроявлений. Все это связано с настоятельной необходимостью получить прогнозные критерии для поисков новых бокситовых месторождений нашей страны.

Книга, охватывающая такие важные проблемы, представляет не только большой теоретический интерес, но и может помочь геологам производственных и научно-исследовательских организаций, занимающимся непосредственно прогнозом и поисками бокситовых месторождений.

В первой главе приводится генетическая классификация бокситовых месторождений и излагается методический подход, принятый при разработке классификации. Последующие главы содержат описание бокситовых месторождений и проявлений, которые отличаются специфическими особенностями и представляют интерес в научном или прикладном отношении.

Необходимо подчеркнуть, что при разработке генетической классификации учитывались только процессы, обуславливающие первичное формирование бокситовых руд на соответствующих месторождениях. Многочисленные вторичные процессы каолинизации, шамозитизации, сидеритизации и другие не принимались во внимание, так как они искажают первичные особенности бокситовых руд и зачастую снижают их качество. Кроме того минерализация, порожденная вторичными процессами, чуждая бокситам как таковым, может дать превратное представление об условиях формирования руд и исказить картину их образования.

Работа по классификации бокситовых месторождений предпослана описанию закономерностей размещения по той причине, что эти закономерности в известной степени различны для месторождений разных типов. Было бы неправильно пытаться установить единый комплекс закономерностей размещения, например, для латеритных месторождений платформенных областей и карстовых месторождений, связанных с геосинклинальными системами. Разумеется, необходим дифференцированный подход к выявлению условий локализации и закономерных связей бокситовых

месторождений с элементами тектонической структуры, палеогеоморфологией и другими особенностями геологического строения регионов.

Описание типов месторождений приводится в той же последовательности, что и в классификации, изложенной в первой главе, начиная от латеритных остаточных месторождений и кончая карстовыми. Для сравнения приводятся также сведения об Обуховском месторождении метаморфизованных бокситов, которые по условиям первичного образования относятся к приморскому (североуральскому) типу.

Авторы отказались от построения своей работы по региональному принципу, когда описание месторождений проводится последовательно от одной рудной провинции к другой. Характеристика распределения типов по рудным провинциям и связь их с рудными эпохами рассматриваются в соответствующих главах и частично в заключительной главе книги.

Главы включают обычно два родственных типа или класса месторождений, и только во второй главе дается описание бокситовых месторождений, относящихся к двум более крупным подразделениям — группам остаточных, а также полигенных латеритных и осадочных месторождений.

При описании каждого типа наибольшее внимание уделено основным залежам, с которыми связывается главная масса руды на месторождении. Наличие их служит основанием для отнесения месторождений к определенному типу и как бы определяет «лицо» данного типа. Полигенная, свойственная бокситовым месторождениям, приводит к тому, что почти на каждом из них имеются тела иного генезиса, которые пользуются меньшим распространением, а зачастую играют сугубо подчиненную роль по сравнению с главными залежами. Разновидностям бокситов, не относящимся к описываемому типу, уделяется значительно меньше внимания и в ряде случаев приводится только упоминание о них.

Все описание подчинено единой цели — дать краткую, но по возможности исчерпывающую характеристику типов бокситовых месторождений с тем, чтобы использовать ее в дальнейшем при выяснении закономерностей их размещения. Эти закономерности, равно как и перспективы бокситоносности регионов, предлагается выявлять, базируясь на особенностях основных типов бокситовых месторождений.

Все химические анализы выполнены в Химической лаборатории Отдела экзогенных рудных месторождений ИГЕМ В. В. Кухарчик, В. М. Степашкиной, Л. А. Твердовой, Л. С. Цимлянской, под руководством Р. С. Яшиной.

Авторы считают своим долгом выразить глубокую признательность всем геологам территориальных геологических управлений РСФСР, а также научно-исследовательских институтов Министерства геологии СССР, которые своими интересными материалами, ценными советами и консультациями способствовали написанию этой книги.

Генетическая классификация бокситовых месторождений

Бокситообразование — сложный и многообразный процесс. Оно зависит от различных климатических условий, геоморфологии, состава материнских пород (исходных), от особенностей структурно-тектонических элементов земной коры, в пределах которых идет формирование бокситов, и других факторов. Специфика условий образования определяет возникновение бокситовых месторождений, резко отличающихся друг от друга по составу руд, морфологии рудных тел, характеру их залегания и др. Бокситовые месторождения — весьма сложные образования, представленные многочисленными типами, которые формируются в различных условиях земной поверхности.

В связи с этим разработка генетической классификации бокситовых месторождений представляется актуальной задачей геологов, поскольку именно такая классификация позволит установить тип того или иного месторождения, охарактеризовать его особенности и условия образования, а также даст возможность сделать заключение о его практической значимости. При этом следует учитывать, что закономерности размещения различны для разных типов бокситовых месторождений.

Многие исследователи предпринимали попытки в этом направлении, причем они брали за основу самые различные исходные данные. К сожалению, до сих пор еще нет выдержанной и достаточно обоснованной классификационной схемы, составленной с более или менее полным учетом особенностей и условий образования бокситовых руд. Тем не менее работы многих геологов, проведенные в этом направлении, нами частично использованы.

Разработка генетической классификации требует прежде всего освещения вопроса о генезисе бокситовых месторождений и принятия в качестве исходного положения наиболее обоснованного, подтвержденного практикой геологоразведочных работ представления о происхождении как латеритных, так и осадочных бокситов. В соответствии с этим один из разделов содержит краткое изложение общей схемы бокситообразования. Рассмотрены также такие методические вопросы, как выбор критериев, используемых для классификации природных объектов, установление признаков, позволяющих выделить группы и типы бокситовых месторождений, и другие, без разбора которых невозможна разработка обоснованной классификационной схемы. В итоге проведенной работы намечены основные типы бокситовых месторождений, возникшие в различных условиях и отличающихся друг от друга рядом специфических особенностей.

В разное время предлагались различные системы классификации бокситовых месторождений СССР. Так, А. Д. Архангельский (1937) выделил всего два типа бокситовых месторождений: морской и озерно-болотный. Несколько более дробная классификация была предложена С. Ф. Малявкиным (1934), который исходя из возможных условий обра-

зования, предлагал выделить четыре типа месторождений бокситов: латеритный, метасоматический, органогенный (выделенный условно) и метаморфический. М. Ф. Викулова (1946) разработала более развернутую классификацию, согласно которой все бокситовые месторождения СССР подразделяются на пять типов: латеритный, прибрежно-морской, озерный, долинный и карстовый.

А. В. Пейве (1947) и Ю. К. Горецкий, Н. С. Лаврович и А. Л. Любимов (1949) предложили разделить все бокситовые месторождения на две группы: группу геосинклинальных и группу платформенных месторождений. Ю. К. Горецкий и его соавторы выделили среди геосинклинальных бокситов подгруппы, отличающиеся по степени расчлененности дорудного рельефа карбонатных пород, на которых залегают бокситы. Среди платформенных они выделили долинные, котловинные и надлазовые¹ месторождения. Позднее Ю. К. Горецкий (1960) разделил бокситовые месторождения по геотектонической позиции на три группы: месторождения устойчивых платформ, подвижных платформ и геосинклиналей. Он предложил выделять большое количество различных типов бокситовых месторождений. В частности, по условиям залегания бокситов Ю. К. Горецкий выделил 13 различных типов.

В. М. Крейтер (1969), занимавшийся и ранее классификацией бокситовых месторождений, предложил выделять среди них три промышленных типа: платформенный, геосинклинальный и подвижных платформ. В 1970 г. М. В. Дубовская, Ф. Г. Пассова, С. Л. Спири и В. А. Теняков разработали весьма детальную классификацию бокситовых месторождений, среди которых они различают около тридцати различных типов. Г. И. Бушинский (1971) предложил достаточно полную классификацию бокситовых месторождений. Все они подразделяются на четыре группы, каждая из которых включает несколько типов. Всего выделяется тринадцать типов.

Д. Г. Сапожников в книге «Платформенные бокситы СССР» (1971) предложил классифицировать платформенные бокситовые месторождения, подразделяя их всего лишь на 5 типов. В нее, по понятной причине, не вошли геосинклинальные бокситы, а также различные типы бокситовых месторождений, встречающихся за рубежом и, в частности, в тропических областях.

Об условиях образования бокситов

Бокситы представляют собой природные минеральные образования, которые формируются в областях с жарким тропическим климатом, но в различной физико-географической обстановке, свойственной разным частям этих областей. В этом отношении бокситы можно рассматривать как своеобразные полезные ископаемые, образование которых может происходить в различных фациальных и микрофациальных условиях на поверхности земной коры. Для формирования бокситов необходимо разрушение минералов, содержащих алюминий в соединении с какими-либо другими элементами, и прежде всего, с кремнием.

Разрушение алюмосиликатных минералов с обособлением кремния и алюминия происходит на земной поверхности в результате глубокого разложения пород и минералов при выветривании. Общеизвестно, что выветривание, приводящее к образованию бокситов, протекает в условиях жаркого и влажного климата, однако наиболее оптимальные условия для него создаются в том случае, если в течение года наблюдается смена сухих и влажных периодов.

¹ Сформированные на лавовых покровах.

Важное значение имеют геоморфологические и гидрогеологические условия района, которые должны обеспечить возможность достаточно активной фильтрации вод в поверхностной зоне земной коры. При этом просачивающиеся поверхностные воды должны длительно воздействовать на материнские породы, обуславливая глубокое разложение их и осуществляя вынос из зоны выветривания легко подвижных компонентов (и прежде всего соединений кремния), перешедших в растворенное состояние.

Трудно растворимые соединения железа и особенно алюминия, при определенных условиях в зоне гипергенеза не мигрируют, постепенно накапливаются здесь и становятся основными компонентами бокситов, формирующихся на месте. Эти так называемые остаточные бокситы входят в состав латеритной коры выветривания и слагают верхнюю зону ее профиля.

Для того чтобы процесс бокситообразования успешно развивался, необходимо, чтобы материнские породы были относительно богаты алюминием и содержали незначительное количество железа, а также небольшое количество кварца и других минералов, устойчивых к выветриванию. Так, если они сохраняются в коре их наличие безусловно разубоживает рудные концентрации. Формирование остаточных бокситов чаще всего происходит на поверхности плато, умеренно поднятого над прилегающими низменностями.

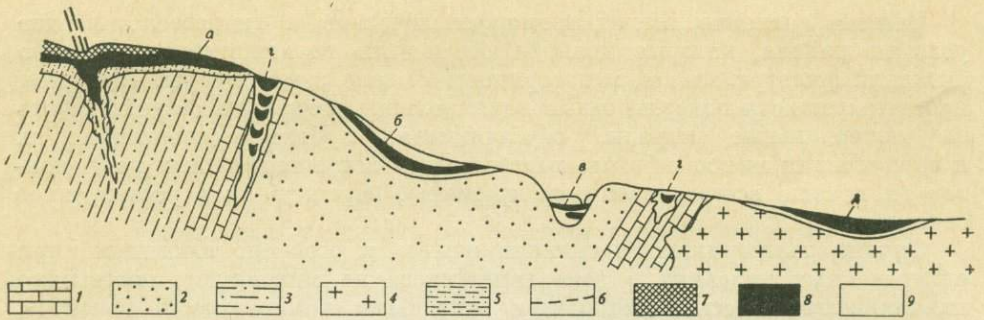
Осадочные бокситы образуются, если породы латеритной коры выветривания и остаточные бокситы в процессе размыва дезинтегрируются, поступают в пути переноса, а затем в зону отложения минерального вещества на земной поверхности. При этом соединения алюминия, не испытывавшие ранее при выветривании существенных перемещений, вовлекаются в сферу действия процессов динамики минерального вещества.

Несомненно, что в ходе процессов выветривания часть алюминия переходит в раствор, выносится из материнских пород и поступает в пути водной миграции. Алюминий дает растворимые соединения с природными органическими кислотами и прежде всего с фульвокислотами. Можно полагать, что фульваты алюминия достаточно устойчивы в поверхностных условиях и могут переноситься на некоторое расстояние текучими водами. Затем эти соединения разрушаются, алюминий осаждается в форме гидроокисей и входит в состав тонкодисперсной части осадочных бокситов.

Осадочные бокситовые месторождения весьма многообразны и связываются с различными генетическими типами осадочных отложений. Особенно широко распространены и многообразны бокситовые месторождения, возникшие в результате экзогенной динамики минеральных веществ, обусловленной движениями водной среды. Представление об этом может дать сводный ряд бокситовых месторождений платформ (фиг. 1).

Рассмотрим путь бокситового материала, который поступил в поверхностные воды в результате размыва латеритных кор выветривания и бокситов на поверхности плато и перемещается вниз по склону в область седиментации.

Поверхностные воды разрушают латеритную кору выветривания или пласт латеритного боксита, находящегося в стадии образования или сформированного ранее, и переносят обломочный бокситовый материал с поверхности возвышенного плато на его склон. Этот перенос осуществляется путем смыва материала водами, не приуроченными к определенным руслам, а образующими сплошной поток на склонах земной поверхности. Терригенный материал, сносимый этими водами, накапливается в нижней, более пологой части склона или у его подножья и дает особый генетический тип осадочных образований — делювий. Если в со-



Ф и г. 1. Сводный ряд бокситовых месторождений платформенных областей (на породах нижнего структурного этажа)

- | | | |
|---|-------------------------------|---|
| 1 — известняки; | 6 — зона разрывных нарушений; | в — аллювиальные, |
| 2 — песчаники; | 7 — кираса; | г — карстовые моно- и полициклические; |
| 3 — хлоритовые сланцы; | 8 — бокситы | 9 — породы, вмещающие осадочные бокситы и подстилающие их |
| 4 — граниты; | (а — остаточные, | |
| 5 — кора выветривания хлоритовых сланцев; | б — делювиальные, | |

ставе последнего настолько преобладает бокситовый материал, что содержание гидроокислов алюминия достигает промышленных кондиций, то образуются делювиальные бокситы.

Бокситовый материал, сносимый с возвышенностей в русла временных потоков, накапливается в отложениях последних (в конусах выноса и в составе других пролювиальных образований) и дает пролювиальные месторождения бокситовых руд, которые в большинстве случаев неотделимы от делювиальных.

В русле и на пойме постоянных водных артерий формируется еще один генетический тип отложений — аллювий и в соответствии с этим здесь могут образоваться аллювиальные бокситовые месторождения.

Между упомянутыми генетическими типами отложений возможны различные соотношения и взаимные переходы. Следовательно, возможны, а в отдельных рудных районах и весьма распространены полигенные бокситовые месторождения. Одни залежи могут иметь делювиальное, другие — пролювиальное или смешанное делювиально-пролювиальное образование. Точно также могут сосуществовать на одном месторождении бокситовые залежи аллювиального, пролювиального и другого происхождения.

Обломочный бокситовый материал во многих случаях не накапливается на склонах возвышенностей или в руслах временных потоков и рек, а зачастую отлагается на дне озер и в болотах. В этом случае бокситы бывают связаны с еще одним новым генетическим типом отложений — с озерно-болотными образованиями — и могут рассматриваться как накопления, сформировавшиеся в озерных или болотных условиях. Возможно, что глинозем в этих случаях приносится в области отложения не только в составе терригенного материала, но и в растворенном состоянии. Это наиболее вероятно, если формирование бокситов происходило поблизости от области поступления глинозема.

Огромная группа разных по масштабам и способам образования бокситовых месторождений приурочена к карстовым депрессиям и карровым полям. Они возникают в карстовых воронках и полях вследствие заполнения их глинистым или бокситовым материалом. В данном случае воронки и поля играют роль не только понижений, в которые сгружается бокситовый материал, но оказывают определенное влияние на последний, обуславливая, по-видимому, в ряде случаев его бокситизацию на месте отложения, которая развивалась одновременно с седиментацией или после завершения ее. Процесс такого рода бокситизации привлек внима-

ние главным образом в последние годы, когда В. Цансом (Zans, 1953) было высказано предположение о том, что бокситовые месторождения на о. Ямайка сформировались за счет эффузивного материала, снесенного в карстовые депрессии и подвергнувшегося бокситизации здесь, на месте своего перерождения.

Суммируя все изложенное выше, можно с полным основанием полагать, что бокситы формируются в результате различных элювиальных или осадочных процессов, протекающих на земной поверхности.

Принципы, используемые при составлении генетической классификации

Классификации бокситовых месторождений, предложенные к настоящему времени, имеют некоторые недостатки. Один из них — чрезвычайная дробность классификации в результате деления большого количества (до тридцати) типов. Разумеется, вследствие этого стираются четкие границы, отделяющие один тип от другого. В итоге возникают неопределенность при характеристике отдельных типов и значительные трудности при определении типа конкретного месторождения бокситовых руд. Неприемлемы также классификации, согласно которым все многообразие бокситовых месторождений подразделяется на два или четыре типа, так как в действительности достаточно обосновано можно выделить большее количество четко обособленных совокупностей бокситовых месторождений, которые следует рассматривать как отдельные типы.

Для классификации бокситовых месторождений могут быть использованы такие особенности как условия образования, связь с крупными структурно-тектоническими элементами земной коры, связь с определенными геологическими формациями, форма рудных тел, минеральный состав бокситов, качество бокситовых руд и многие другие.

При разработке системы классификации использована схема, опубликованная Д. Г. Сапожниковым в книге «Платформенные бокситы СССР» (1971). Она видоизменена, так как в данном случае при определении типа месторождений критерием выбраны отличия в условиях образования, иными словами, осуществлен генетический подход. Кроме того, прежнюю схему пришлось существенно дополнить главным образом в связи с тем, что в этой работе дается более объемлющая классификация, включающая не только платформенные бокситовые месторождения, но и геосинклинальные месторождения СССР, а также материал по некоторым месторождениям современных тропических областей.

Основными единицами классификации являются группы бокситовых месторождений. Они распадаются на подгруппы, а последние — на классы и далее на типы месторождений. В качестве критериев при отнесении бокситов к той или иной группе, подгруппе, классу или типу взяты сходные условия образования, в частности, основные условия среды, в которой происходит накопление бокситовых руд.

Для разделения бокситовых месторождений на группы использованы кардинальные отличия условий их образования, т. е. отличия первого порядка.

Среди всего многообразия бокситовых месторождений можно четко выделить три группы в соответствии с основными процессами, протекающими в зоне гипергенеза — выветриванием, осадкообразованием и инфильтрацией, происходящей при эпигенетических превращениях осадочных пород.

При выветривании и, в частности, при химическом разложении пород, формируются такие остаточные образования как элювий, кора выветривания и некоторые другие, представляющие результат накопления устойчивых компонентов материнских пород. К ним относятся разно-

образные месторождения остаточных или латеритных бокситов. Эти образования возникают в зоне гипергенеза в результате разложения материнских пород, сопровождающегося освобождением алюминия от связи с кремнием, и выноса из этих пород геохимически наиболее подвижных компонентов. С этими образованиями генетически связана группа остаточных бокситовых месторождений. Элювиальные, латеритные или остаточные бокситы сохраняются на месте залегания материнских пород, и в их образовании фактически не участвует механическое перемещение рудных компонентов на поверхности литосферы. В этом еще одно из принципиальных отличий условий формирования, не позволяющее объединять бокситы данной группы с осадочными бокситами. Движение минеральных масс проявляется в данном случае только в выносе легко подвижных элементов и их соединений из материнских пород коры выветривания.

Имеется вторая обширная группа собственно осадочных бокситовых месторождений, образующихся в ходе процессов седиментации, которые протекают на земной поверхности при осаждении растворимых минеральных веществ, выносимых из коры выветривания, и за счет переотложения пород, слагающих эту кору. При этом, в зависимости от специфических условий осадкообразования, формируются разнообразные бокситовые месторождения. Общее для них то, что все они возникают как конечный результат процесса движения минерального вещества на земной поверхности. Однако это движение имеет принципиально иной характер, чем при образовании латеритных бокситов, и представляет собственно перемещение рудообразующих компонентов и отложение их из водной среды. Седиментация может осуществляться за счет отложения бокситового материала на склонах возвышенностей, в руслах рек, а также из стоячих вод озерных и морских бассейнов и в других условиях на поверхности литосферы.

К особой группе отнесены бокситы, образовавшиеся в толще уже сформированных осадочных отложений вследствие выноса соединений алюминия кислыми подземными водами из пород и переотложения их с образованием рудных концентраций в пределах осадочной толщи.

Наряду с этим описано много месторождений, в пределах которых формирование бокситов происходило одновременно в различных условиях. Так, на Арканзасском месторождении (США) устанавливаются залежи элювиального, а также делювиального и другого осадочного происхождения. Известны и другие аналогичные примеры. В связи с этим возникла необходимость выделить еще одну группу — группу полигенных месторождений, к которой отнесены месторождения, включающие бокситовые залежи остаточного (латеритного) и осадочного происхождения. Эта группа месторождений занимает как бы промежуточное положение между первыми двумя.

Наконец, в литературе упоминаются месторождения бокситов, претерпевшие метаморфизм: минералы гидроокиси алюминия превратились вследствие дегидратации на таких месторождениях в корунд, а бокситы соответственно в наждаки.

Остаточные бокситовые месторождения еще недостаточно изучены и не настолько дифференцированы, чтобы разделить их группу на обособленные подгруппы. Здесь выделяется класс элювиальных месторождений, распадающийся на два типа. Точно также не выделяются подгруппы и классы в группах инфильтрационных и полигенных латеритно-осадочных месторождений. Группы их включают непосредственно один тип бокситовых месторождений.

В отличие от этого среди осадочных бокситовых месторождений могут быть выделены две подгруппы водно-осадочных месторождений: седиментационные, в которых минеральный материал обычно не подвергается бокситизации после отложения, и карстовые, в которых минеральный

материал может подвергаться бокситизации после отложения в депрессиях или на поверхности карбонатных пород. Кроме того, выделяется подгруппа полигенных (седиментационно-карстовых) осадочных бокситовых месторождений.

К первой из них относятся все месторождения водного происхождения, сформировавшиеся в результате плоскостного смыва — при образовании делювия, а также в результате аллювиального процесса и при накоплении рудных осадков на дне озерных водоемов и морских бассейнов.

Месторождения обширной и весьма важной в практическом отношении второй карстовой подгруппы связаны с карстовыми полями и разнообразными карстовыми депрессиями. Бокситовый материал сносился в них текучими, в основном поверхностными, водами и отлагался в составе делювия на бортах депрессий и у их основания, а также в составе аллювия рек, протекавших по дну этих депрессий, или в болотах и озерах, возникавших временами в полях и карстовых воронках. Таким образом, это несомненно месторождения водного генезиса. Однако формирование в карстовых депрессиях протекает в специфической обстановке, обусловленной особенностями седиментации в области развития карбонатных образований. В частности, здесь на месте отложения возможны процессы латеритизации глинистого и другого силикатных материалов, занесенных в карстовые депрессии, и образование бокситов по схеме, предложенной В. Цансом (Zans, 1953, 1956, 1959) и Г. И. Бушинским (1958). Все это дает основание отделить такие месторождения от типичных седиментационных образований.

Выделение классов бокситовых месторождений базируется на менее значимых критериях, т. е. более высокого порядка, чем в предыдущем случае. Так, в составе подгруппы седиментационных месторождений выделяются классы, возникновение которых связано с перемещением минеральных веществ на земной поверхности и седиментацией. Это предопределяет, с одной стороны, образование осадочных отложений определенного генетического типа, например, аллювия, делювия и других накоплений, каждое из которых возникло в соответствующих условиях и фациальной обстановке. С другой стороны, в этих же условиях формировались и месторождения бокситов определенного класса. В подгруппе седиментационных месторождений бокситов можно выделить четыре класса: делювиально-пролювиальный, аллювиальный, озерно-болотный и морской, в которых бокситы связаны с соответствующими генетическими типами осадочных отложений. Кроме того, существует еще пятый класс седиментационных полигенных месторождений, например, таких, в пределах которых имеют место залежи озерного и аллювиального происхождения.

Большинство классов можно подразделить на типы, основанием для этого служат признаки и особенности месторождений наиболее высокого порядка. Так, в классе аллювиальных бокситовых месторождений выделяются типы речных и овражных месторождений, формирование которых происходило в близких условиях в долинах водных артерий. Однако в первом случае бокситы приурочены к фации речного аллювия, а во втором — к фации овражного. Это сказывается на особенностях бокситов и характере их залежей, о чем подробнее сказано в следующем разделе. Особенности процессов выветривания используются при выделении типов в группе остаточных месторождений и т. д.

В названии каждого типа заложено представление об условиях, в которых происходило формирование соответствующих месторождений. Наряду с этим, дается второе наименование типа — по названию того конкретного месторождения, на котором полнее всего проявлены особенности, характеризующие данную совокупность природных объектов. При таком выборе названий у геологов всегда возникает представление

о генезисе и о совершенно конкретных особенностях того или иного месторождения, как только будет назван тип, к которому оно относится.

Бокситовые месторождения многих типов зачастую включают залежи руд различного происхождения, причем наряду с основными залежами одного генезиса, определяющими практическую значимость объекта, в его пределах имеются отдельные второстепенные тела бокситовых руд, возникших в других условиях. При выделении типов принимались во внимание основные залежи, характеризующие данное месторождение или несколько сходных объектов. В случае хорошо изученных месторождений для определения их типа можно пользоваться точными цифровыми данными, показывающими роль залежей различного генезиса. При этом можно пользоваться следующей схемой, предлагаемой в качестве примера для наименования разновидностей полигенных латеритно-осадочных месторождений.

Запасы руд (в %) на месторождениях разного генезиса

	Латеритное	Латеритное с осадочным	Латеритно-осадочное	Осадочное с латеритным	Осадочное
Латеритные залежи	100	80	60 40	20	0
Осадочные залежи	0	20	40 60	80	100

Краткая характеристика типов бокситовых месторождений

Уже упоминалось, что выделяются четыре группы — остаточных, осадочных, инфильтрационных и полигенных бокситовых месторождений, а также месторождения метаморфизованных бокситов с залежами наждаков.

Остаточные месторождения известны в нашей стране в немногих районах, только в платформенных областях. Эти месторождения пользуются весьма широким распространением в тропиках, где приурочены преимущественно к районам с чередованием влажных и сухих периодов в течение года.

Месторождения рассматриваемой группы дифференцированы еще недостаточно как в нашей стране, так и за рубежом. В этом заключается причина того, что группа остаточных бокситовых месторождений, минуя подгруппы, включает один класс элювиальных образований, подразделяющийся на два типа месторождений, которые образовались в условиях стадийного и непосредственного формирования.

Тип месторождений стадийного¹ формирования. Месторождения этого типа приурочены к коре выветривания полного профиля, где бокситы слагают самую верхнюю зону коры. Ниже последовательно располагаются породы зон гидролиза, выщелачивания и дезинтеграции. Последняя связана постепенными переходами с неизменными материнскими породами. Такой профиль возникает в условиях умеренно быстрого тропического выветривания, при постепенном разрушении исходных пород и стадийных изменениях порообразующих минералов, например, полевых шпатов, а также постепенном превращении их в основной рудный минерал бокситов — гиббсит. Превращение минералов идет по схеме:

полевой шпат → гидрослюда → каолинит → гиббсит.

Характерные представители месторождений этого типа широко распространены в тропических областях: в Африке, Индии и Бразилии, осо-

¹ Слово «стадийное» подразумевает постепенный переход коры выветривания материнских пород в бокситовую руду.

бенно в Гвинее, где с ними связаны уникальные запасы бокситов. В СССР они пользуются ограниченным распространением и известны преимущественно в районе КМА, где располагается весьма интересное Белгородское месторождение, от которого происходит второе название типа, и Висловское, а также Гостинцевское, Яковлевское, Ольховатское и др. Все залежи бокситов этого района погребены под мощной толщей осадочных отложений. Отдельные бокситопоявления, относящиеся к *гвинейскому* типу, известны в Мугоджарах (Креиковское проявление) и некоторых других районах.

Тип месторождений непосредственного формирования. Бокситовые месторождения этого типа связаны с корой выветривания сокращенного профиля, боксит чаще всего слагает всю ее целиком. Пласт руды в этом случае ложится непосредственно на свежие, неизмененные выветриванием, материнские породы. Контакт между ними чрезвычайно резкий; кроме того, не происходит стадийного изменения минералов, а свежий минерал (полевой шпат) непосредственно переходит в конечный продукт разложения и основной рудный минерал по схеме: полевой шпат → гиббсит.

Такое превращение возможно в условиях крайне напряженного и быстро протекающего процесса выветривания. Характерные месторождения этого типа известны из тропической зоны, например, к нему относится месторождение о. Каса (архипелаг Лос), от которого производится второе наименование типа проявления на Гавайских островах, и другие. Месторождения *касского* типа в СССР неизвестны.

Несмотря на существенные отличия условий образования бокситов упомянутых выше типов, они во многом сходны между собой. Так, общим для них является положение относительно элементов рельефа — бокситы обоих типов формируются в пределах умеренно возвышенных плато, на пологих водоразделах, пологих склонах возвышенностей. Они как бы избегают крутых склонов, их подножий и дна долин. Бокситы обоих типов связаны с формацией коры выветривания, слагают значительные площади на земной поверхности в тропических областях. Форма рудных тел плащеобразная и пластообразная. Руда содержит реликты структур и текстур материнских пород. Качество бокситов высокое, запасы могут быть чрезвычайно значительными — за рубежом известны уникальные по запасам месторождения.

Полигенные латеритные и осадочные месторождения относятся к числу природных объектов, на площади которых процесс бокситообразования протекал различными путями. Главная особенность этих месторождений в том, что в их пределах развиты залежи руд остаточного латеритного и осадочного происхождения. В связи с этим описываемая группа не дифференцируется детально, и в составе ее выделяется один тип *латеритно-осадочных* месторождений. На месторождениях такого типа залежи латеритных бокситов развиты в коре выветривания нефелиновых сиенитов, габбро, амфиболитов, сланцев и некоторых других пород. Они обычно имеют плащеобразную, пластообразную или линзообразную форму.

С этими залежами сочетаются расположенные по соседству и орографически ниже залежи бокситов осадочного происхождения, сформированные за счет накопления рудного материала в древних ложбинах стока, небольших озерах или болотах и других областях седиментации. Бокситы различного происхождения, развитые в пределах месторождения, отличаются друг от друга составом, структурно-текстурными особенностями и формой залегания. Рудные тела невелики, качество латеритных руд высокое; осадочные руды невысокого качества. По запасам месторождения мелкие и средние, реже крупные. Хорошим примером является Арканзасское месторождение в США, известное по многочисленным публикациям; по нему дано второе название рассмотренному типу — *арканзасский*.

Таблица 1

Генетическая классификация бокситовых месторождений

Группа	Подгруппа	Класс	Тип месторождений	Примеры месторождений различных типов	
Остаточная (латеритная)		Элювиальный	Стадийного формирования (гвинейский)	Белгородские месторождения КМА Гуджарт (Индия), Фрия, Дебеле (Гвинея)	
			Непосредственного формирования (кассский)	Месторождения о-вов Лос (Гвинея), Кауаи (Гавай)	
Полигенная (латеритных и осадочных месторождений)			Латеритно-осадочный (арканзасский)	Арканзасское (США), Актонское бокситопоявление Мугоджар	
Осадочная	Седиментационная (возможно с последующей бокситизацией отложений)	Делювиально-пролювиальный	Склоновый (бурнинский)	Бурнинское и другие месторождения Каменск-Уральского района, Тулонское бокситопоявление (Прибайкалье)	
			Аллювиальный	Овражный (тихвинский)	Тихвинское, Соколовское (Урал)
				Речной (смелянский)	Смелянское (УССР), Кедва-Тобьское (Южный Тиман)
			Озерно-болотный	Озерный (североонежский)	Плесецкое и другие Североонежского района
Инфильтрационная		Морской	Прибрежно-морской (серпеевский)	Серпеевское и другие проявления диаспор-хлоритовых руд (Южный Урал)	
			Полигенный, седиментационный	Полифациальный (кайраковский)	Кайраковское (Гиссар)
			Афациальный инфильтрационный (шенуровский)	Шенуровское, Сатинское и другие бокситопоявления Подмосковского бассейна	
Осадочная	Полигенная седиментационно-карстовая	Полигенная аквально*-карстовый	Делювиально (других фаций)-карстовый (аркалыкский)	Аркалыкское, Северное и другие, преимущественно надконтактовые месторождения	
	Карстовая (с последующей бокситизацией отложений)	Карстовый моноциклический	Приморский — приморских каровых полей (североуральский)	Типичные месторождения геосинклинальных областей (Североуральский район, Югославия, Греция)	
		Карстовый полициклический	Неглубокого карста (кызылджарский)	Ендинское (Приангарье), Кызылджарское бокситопоявление (Тургай)	
			Глубокого карста (белинский)	Белинское, Красный Октябрь (Тургай), Татарской группы (Енисейский край)	
Метаморфизованные бокситовые месторождения			Осадочный метаморфизованный (обуховский)	Месторождение метаморфизованных бокситов и наждаков: Обуховское (Салаир), Джалаирское (Нурата)	

* Понятие «аквальный» подразумевает сочетание залежей бокситов, сформированных при участии поверхностных вод и относящихся к разным типам (например, склоновых и речных; овражных, речных и озерных и т. п.).

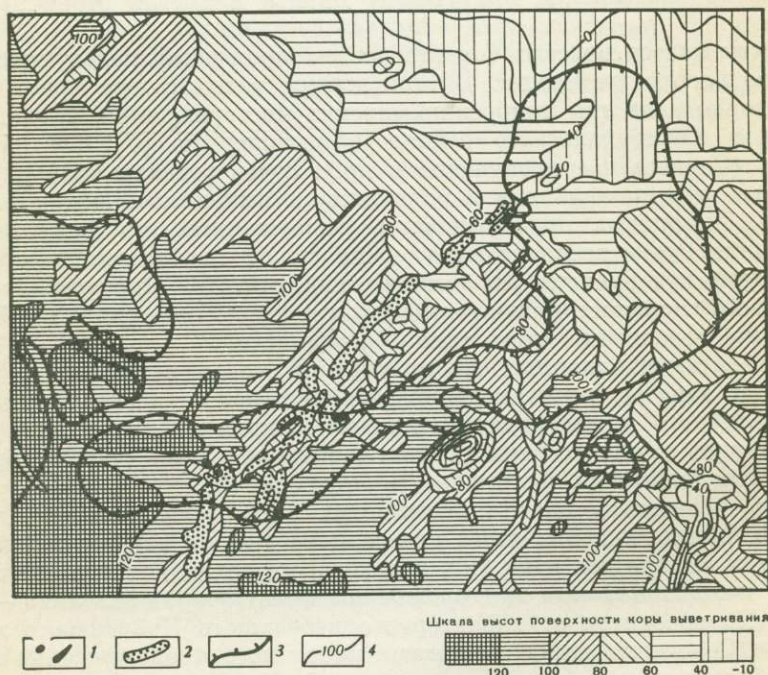
Осадочные месторождения, в отличие от остаточных, широко распространены на территории СССР и крайне разнообразны. Эта группа отчетливо распадается на подгруппы и классы, которые в свою очередь делятся на типы (табл. 1).

Класс делювиально-пролювиальных месторождений не удается расчленить на месторождения делювиальные и пролювиальные, так как в природных условиях в большинстве случаев залежи этих бокситов форми-

руются в результате совокупного действия делювиального и пролювиального процессов. Однако роль первого из них в образовании бокситов значительно более существенна, чем второго. Это позволяет выделять в настоящее время только один *склоновый тип* бокситовых месторождений в составе делювиально-пролювиального класса. Второе название этого типа (*бурнинский*) дано по одноименному месторождению в Каменск-Уральском районе. Делювиальные бокситы обязаны своим происхождением отложению минеральных веществ из вод, не связанных с определенным руслом и стекающих со склонов возвышенностей. Пролувиальные бокситы связаны с отложениями временных потоков, приуроченными к шлейфу пролювиальных отложений, расположенному у подножья склонов возвышенностей. Они тесно сопрягаются с делювиальными отложениями и местами образуют один нерасчленимый комплекс осадочных пород.

Бокситовые тела склонового типа имеют плащеобразную и линзовидную форму и занимают небольшую площадь. Текстура бокситов обломочная бобово-обломочная, качество невысокое, запасы отдельных месторождений незначительные.

Месторождения аллювиального класса образованы поверхностными текучими водами, приуроченными к ложбинам стока. В одних случаях (*овражный тип*) они как бы избегают крупных речных долин и локализуются в древних оврагах, балках и, главным образом, в верховьях последних. Такое положение занимает Тихвинское месторождение, что позволяет присвоить второе название — *тихвинский* — данному типу. В некоторых других случаях рудные тела тянутся на многие километры вдоль древних ложбин стока (фиг. 2), к которым были приурочены верховья палеорек. Залежи бокситов на месторождениях речного типа прослеживаются в виде ряда мелких тел, следующих друг за другом по руслу



Фиг. 2. Схема расположения аллювиальных бокситовых залежей. Смелянское месторождение по Ю. Б. Бассу и др., 1971)

- 1 — бокситы латеритные; 2 — бокситы осадочные; 3 — контуры массивов основных пород (лабрадоритов, габбро и др.); 4 — изолинии поверхности коры выветривания кристаллического фундамента

древней ложбины стока, имевшей характер типичной речной долины, что устанавливается, например, для Смелянского месторождения СССР.

Рудные тела речных месторождений *смелянского* типа имеют лентообразную или четкообразную форму. В случае месторождений тихвинского типа они изометричные и линзообразные. Бокситы месторождений обоих типов мелко-обломочные, качество их невысокое, степень сортировки обломочного материала более высокая на месторождениях смелянского типа.

Класс **озерно-болотных бокситовых месторождений** связан с котловинами, заложёнными в районах развития силикатных пород на поверхности древнего рельефа. Рудные залежи имеют в плане изометричную или неправильно округлую форму и представляют собой более или менее плоские линзовидные тела или выклинивающиеся пластовые залежи, достигающие в ряде случаев значительной площади. В случае отложения в озерной котловине (озерный тип) бокситы представлены розоватыми и сероватыми разностями, подвергшимися переработке — главным образом, обеспечиванию при отложении рудного материала в водной среде. Характерными представителями месторождений этой группы являются отдельные объекты в северной части бассейна р. Онеги. Этому типу присвоено название *североонежский*. Если бокситы отлагались в старицах или болотах (тип застойных водоемов), то следы переработки проявлены более четко. Бокситы серые и зеленовато-серые, в них присутствует ряд минералов — показателей восстановительных условий среды (пирит, сидерит, шамозит и др.). Подобные условия имелись при формировании бокситов Тимшерского месторождения на Тимане, именем которого назван данный тип.

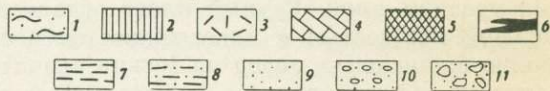
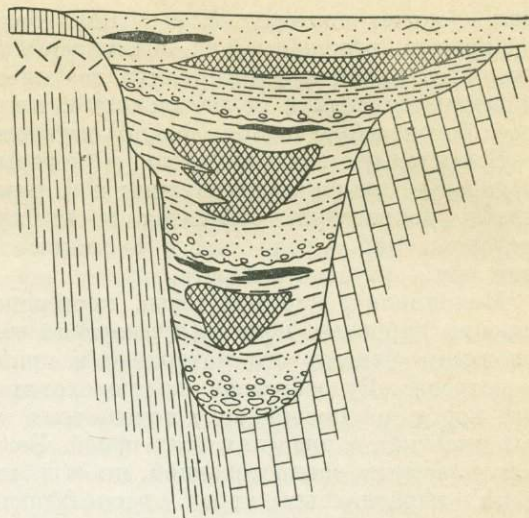
Бокситы обоих типов мелкообломочные, пелитовые, иногда оолитовые, качество их невысокое, особенно в случае *тимшерского* типа, где отрицательно сказывается присутствие пирита и других вторичных минералов.

Объекты **класса морских бокситовых месторождений** пользуются ограниченным распространением. В этом классе в настоящее время выделяется только один тип прибрежно-морских месторождений, встречаемых в пределах Южноуральского района в выходах по р. Юрезани и ее притоках (Серпеевское проявление и др.). Здесь развиты тела диаспор-хлоритовых руд, залегающие в виде линз и выклинивающихся пластов небольшой мощности, но в основном выдержанных на значительном протяжении. Руды располагаются среди пород карбонатной формации на размытой поверхности рифогенных известняков. Они темнозеленые пизолитового сложения, сильно железисты и невысокого качества. Второе название месторождений этого типа — *серпеевский*.

Среди седиментационных месторождений часто встречаются такие, на которых запасы бокситов распределяются между несколькими залежами различного происхождения, причем каждая из них играет существенную роль в общих запасах месторождений. Здесь, таким образом, наблюдается некоторая полигенность месторождений, что вызывает необходимость выделить класс **полигенных седиментационных месторождений**. Месторождения этого класса пока еще не дифференцированы и среди них выделяется один тип, для которого сохраняется то же название. Тип *полифациальных месторождений* имеет второе название — *кайракский*. Производится от характерного небольшого Кайракского месторождения. Сочетания между залежами различного происхождения на подобных объектах могут быть самыми разнообразными, встречаются по две, три и больше залежей, отличающихся условиями формирования. Например, могут сочетаться залежи склонового, речного и озерного происхождения, располагающиеся в разных частях одного месторождения. В частности, на Кайракском месторождении они делювиального и озерно-

Фиг. 3. Схема полициклического карстового бокситового месторождения

- 1 — четвертичные и неогеновые песчано-глинистые отложения;
- 2 — каолинитовая зона коры выветривания;
- 3 — зона дезинтеграции коры выветривания;
- 4 — известняки;
- 5 — бокситы;
- 6 — лигниты;
- 7 — глины;
- 8 — алевриты;
- 9 — пески;
- 10 — гравийный материал;
- 11 — грубообломочный материал



болотного происхождения¹ с текстурно-структурными особенностями, свойственными рудам этих типов. Качество руд невысокое, запасы незначительные. Могут быть встречены средние по запасам месторождения.

Карстовые бокситовые месторождения включают многочисленные объекты, из которых многие существенно отличаются друг от друга. В связи с этим выделяются два класса карстовых месторождений, распадающиеся на несколько типов. Основанием для выделения классов является различие в условиях образования месторождений. Часть из них формируется на карровых полях или в карстовых депрессиях в результате единого процесса карстообразования и связанного с ним цикла осадконакопления. При этом в начале откладывается грубообломочный материал карстовых выделений, образованный посредством свалов обломков пород в карстовые депрессии и в результате привноса кластического материала активно текущими водами. В дальнейшем минеральные выполения карстовой депрессии становятся все более мелкозернистыми, и рассматриваемый цикл осадконакопления заканчивается отложением глин, а иногда углистых глин и лигнитов в застойном водоеме или в болоте, возникшем на месте карстовой депрессии. Частью цикла осадконакопления является и бокситовый пласт, сформированный в результате седиментации обломочного бокситового материала, а также и отложения соединений алюминия из природных растворов. Наряду с этим возможна латеритизация силикатного материала на месте отложения.

В рассматриваемом случае возникают бокситовые месторождения карстового **моноциклического** класса, бокситы которого весьма разнообразны, причем среди них по второстепенным особенностям процесса образования могут быть выделены два типа. К ним относятся месторождения бокситов, сформированные а) на приморских карровых полях и б) неглубоких в карстовых депрессиях.

В том случае, если карстовая депрессия продолжает развиваться после формирования первого пласта боксита и связанных с ним отложений, возможна просадка дна депрессии, причем карст как бы обновляется. Вновь начинает последовательно поступать минеральный мате-

¹ Наряду с этим здесь встречаются отдельные глыбы и фрагменты латеритных бокситов.



риал и может повториться весь цикл бокситообразования. В результате в депрессии отложатся два циклически построенных комплекса осадочных образований и формируются два пласта бокситовых руд. В природе наблюдаются случаи более сложного, многократно повторяющегося процесса бокситообразования (фиг. 3) в условиях глубокого карста.

Бокситовые месторождения, в которых происходило неоднократное повторение циклов седиментации и формирования рудных пластов в карстовых депрессиях, относятся к классу карстовых **полициклических** месторождений. Среди них в настоящее время выделяется всего лишь один тип — глубокого карста.

Моноциклические карстовые месторождения, образующиеся на приморских карровых полях (*приморский тип*) формируются в результате отложения бокситового материала в прибрежной зоне континентов или на островах. Рудообразование происходит в областях развития карбонатных пород, на поверхности ископаемых карровых полей или на отдельных участках в пределах этих полей. Боксит залегают в виде выдержанного пласта на закарстованной, но относительно слабо волнистой поверхности карбонатных пород, располагающейся на небольшой высоте над уровнем моря. Рудный пласт обладает выдержанной, иногда значительной мощностью и прослеживается в отдельных случаях по простиранию вмещающих пород на весьма значительном расстоянии. В нижней части он сложен красным бокситовым материалом, то неплотным и марким, то плотным, как бы сливным и яшмовидным. Этой разности руды зачастую свойственна мелко- и микрoзернистая, как бы крупинчатая структура. В верхней части пласта залегают серые, зеленоватые и буроватые «пестрые» бокситовые породы или бокситы, местами обладающие слоистой текстурой, которые содержат прослой и линзы известняка, иногда с морской фауной. Эти образования формировались уже на дне прибрежной части моря в ходе трансгрессии, постепенно затопившей карровые поля. Бокситовые пласты и залежи перекрываются карбонатными типично морскими отложениями. Качество руд высокое. Бокситовые месторождения этого типа формировались в геосинклинальных областях и широко распространены в пределах альпийской складчатой зоны, где известны под названием «средиземноморского типа». Наиболее характерные представители этих месторождений находятся в СССР в Североуральском районе, название которого использовано для второго наименования этого типа — *североуральский*. В известной мере условно к этому типу относится еще и мало изученное Боксонское месторождение.

Моноциклические месторождения *неглубоких карстовых депрессий* (неглубокого карста) приурочены к провальным воронкам и небольшим полям, заложенным в областях развития карбонатных пород. Минеральный материал заносится в них главным образом поверхностными текучими водами. Тела бокситов имеют незначительные размеры, линзообразную форму, мощность их меняется в широких пределах. Качество руд невысокое и находится в тесной зависимости от состава окружающих материнских пород, близ которого формируется месторождение. Бокситы бобово-обломочные, каменные и рыхлые. Второе название этого типа производится от небольшого Кызылджарского рудопроявления, где в карьере хорошо можно видеть одну рудную залежь, сложенную красным бобово-обломочным бокситом.

Класс сложных полициклических месторождений, характеризующихся многоэтажным расположением рудных тел, не дифференцирован еще надлежащим образом. В настоящее время к нему относится один тип полициклических месторождений *глубокого карста*. Последние связываются с полями и карстовыми воронками, которые претерпели в ходе своего развития многократное повторение карстового процесса. Бокситовые тела имеют форму линз, а также пластов, площадное распростране-

ние которых бывает весьма различным и иногда значительным. Характерно многоэтажное расположение рудных залежей (см. фиг. 3), когда пласты боксита располагаются в разрезе бокситоносной толщи друг над другом, причем количество их достигает 6—10. В отдельных случаях в самой бокситоносной толще наблюдается размыв, делящий ее на два яруса, образование которых отделено друг от друга более или менее значительным промежуток времени. Толща осадочных бокситоносных отложений построена циклически. Бокситы представлены бобовыми и бобово-обломочными разностями, качество их невысокое. Второе название типа — *белинский* — дано по одноименному месторождению, где его особенности проявлены наиболее полно.

Осадочные бокситовые месторождения в ряде случаев обнаруживают полигению, которая обусловлена наличием на одном объекте залежей как седиментационного, так и карстового происхождения. В связи с этим выделяется особая подгруппа седиментационно-карстовых месторождений, включающая целый ряд природных объектов. Последние, однако, еще не настолько изучены, чтобы была возможность выделять среди них различные типы. Это дело будущего; в настоящее время все они относятся к одному типу *полигенных аквально-карстовых месторождений*, называемому также *аркалыкским* по Аркалыкскому месторождению в Тургайском прогибе.

Характерная особенность их заключается в том, что помимо бокситонакопления в карстовых депрессиях одновременно имело место отложение бокситового материала в понижениях рельефа и другого происхождения. В итоге на месторождении, наряду с залежами карстовых, имеются также тела делювиальных, аллювиальных, озерно-болотных и других бокситов. Эти делювиально (или других фаций) — карстовые месторождения следует рассматривать как сложные образования, вмещающие рудные тела и залежи различного происхождения, разные по приуроченности к элементам палеорельефа, по форме рудных тел и т. д. Для карстовых и озерных разновидностей залежей характерна линзовидная форма и выклинивающиеся слои и приуроченность к депрессиям палеорельефа; для речных — вытянутая лентообразная форма и расположение в древних ложбинах стока, и т. д.

Бокситовые месторождения этого типа чаще всего возникают в области контакта древних карбонатных пород с силикатными. На Аркалыкском месторождении и на других сходных объектах на карбонатных образованиях формируются разнообразные карстовые депрессии, а рядом, в области развития силикатных, возникают различные эрозионные формы. Накопление бокситового материала идет как в тех, так и в других. Месторождения аркалыкского типа практически идентичны надконтактным месторождениям Б. А. Тюрина (1958) и приконтактным Г. И. Бушинского (1958). Бокситы в различных по происхождению залежах во многом сходны между собой. Они в основном бобово-обломочные, качество их невысокое, суммарные запасы могут быть значительными.

К четвертой группе относятся инфильтрационные бокситопроявления, которые не связаны ни с одной из фаций среды бокситообразования на земной поверхности. Бокситы представляют собой хемогенное образование. Они сформировались в результате выщелачивания алюминия из материнских пород кислыми сульфатными водами, возникшими в осадочной толще благодаря пиритсодержащим породам. Осаждение алюминия происходит при изменении рН на границе с подстилающими карбонатными породами или там, где кислые воды постепенно подщелачиваются, образуются бокситы и аллофон-галлуазитовые породы.

В составе этой группы многочисленных бокситопроявлений выделяется только один тип афациальных инфильтрационных образований.

Бокситопроявления южного крыла Московской синеклизы на территории Рязанской и Тульской области произошли подобным образом. Вто-

рое название этого типа — *шенуровский*, произведено от Шенуровского бокситопрооявления, расположенного в Тульской области. Качество описываемых руд невысокое, запасы их незначительны¹.

Помимо типов бокситовых месторождений, приведенных выше, существуют еще разновидности месторождений **метаморфизованных бокситов**, условно включенных в генетическую классификацию. В самом деле, метаморфизованные бокситы первоначально формировались как гипергенные образования на месторождениях одного из описанных выше типов и уже затем подверглись метаморфизму. Бокситы претерпели при этом существенные изменения — минералы водной окиси алюминия, такие, как гиббсит, бемит и диаспор, дегидратировались. За счет их образовался корунд, который является на метаморфизованных месторождениях основным минералом свободного глинозема; в качестве примеси встречается диаспор. В результате этого процесса бокситы превратились в наждаки. Последние сохраняют условия залегания, свойственные неизменным бокситам. Так как процессы метаморфизма наиболее характерны для складчатых областей, то они чаще всего налагаются на бокситы приморского типа (североуральский тип).

Среди метаморфизованных бокситов Б. А. Тюрин (личное сообщение) предлагает выделить два типа: тип обусловленный динамометаморфизмом бокситовых месторождений, и тип более преобразованных бокситов в зоне контакта с интрузивными телами. В последнем случае они частью или полностью превращены в наждаки. В качестве примера месторождений такого происхождения можно назвать Обуховское месторождение в Салаире и Джалаирское в хр. Нурата (Средняя Азия).

Предлагаемая классификация (см. табл. 1) включает пятнадцать типов бокситовых месторождений. Начинается она с остаточных или латеритных месторождений, где впервые происходит генерация свободного глинозема. Далее следуют осадочные месторождения, формирующиеся в результате переотложения материала латеритных кор выветривания и бокситов, а также в результате образования минералов глинозема за счет выпадения из раствора. Завершают классификацию карстовые месторождения, в которых частично может происходить дозревание бокситового материала, принесенного в карстовые депрессии, а также, возможно, бокситизация силикатного материала в этих последних. Выделенные типы бокситовых месторождений отличаются один от другого условиями образования, что находит свое отражение в особенностях рудных тел и залежей, условиями локализации бокситов и прочим. Отличия и особенности, использованные для целей классификации, весьма разнообразны и меняются в зависимости от групп и подгрупп месторождений, к которым относятся обособляемые типы.

Хотя в основу выделения типов положен генетический принцип, однако месторождения, относимые к ним, отличаются и по своей практической значимости. Одни типы включают уникальные объекты, имеющие выдающуюся промышленную ценность, другие менее перспективны и с ними связываются лишь бокситопрооявления.

¹ Инфильтрационные месторождения не выделены в табл. 1 как группа, а представлены только типом.

Глава вторая

Бокситовые месторождения остаточные и полигенные латеритно-осадочные

Латеритные месторождения стадийного формирования (гвинейский тип), равно как и месторождения латеритно-осадочного (арканзасского) типа пользуются ограниченным распространением на территории СССР. Они были открыты в течение последних двух десятилетий вначале на территории Воронежской антеклизы, откуда известны Яковлевское, Ольховатское, Висловское и другие месторождения. Затем последовало открытие Центрального и других месторождений на Чадобецком поднятии, в Приангарье на Сибирской платформе. Одновременно с этим было доказано остаточное происхождение ранее известного Высокотпольского месторождения и многочисленных бокситопоявлений Украинского щита (Южная провинция) на Русской платформе.

В конце шестидесятых и начале семидесятых годов бокситопоявления обоих типов открыты в южной части Уральской бокситоносной провинции в Мугоджарах и Орском Зауралье (Кредиковское, Актогайское и другие проявления). В последнее время появились указания на обнаружение латеритных бокситопоявлений в других провинциях, в частности, в пределах северо-западной провинции, в области восточного погружения Балтийского щита — в бассейне р. Онеги и на одном из участков Тихвинского месторождения.

По возрасту описываемые родственные месторождения относятся к трем основным интервалам геологического времени. К нижнекаменноугольным отложениям приурочены месторождения Воронежской и проявления Северо-Западной провинций. В меловой период и, в частности, в раннем мелу, сформировались месторождения и проявления Украинского щита и Мугоджар. (Возможно, что часть проявлений латеритного и осадочного типа Мугоджар относятся к нижнему мезозою и имеют доюрский возраст). В мел-палеогене образовались латеритно-осадочные проявления в районе Чадобецкого поднятия.

Латеритные бокситовые месторождения гвинейского типа связываются с формацией коры выветривания. Бокситы арканзасского латеритно-осадочного типа ассоциируют с породами элювиально-осадочного комплекса, включающего как формацию коры выветривания, так и формацию водно-осадочных отложений. В состав последней входят различные продукты перетоложения пород коры выветривания, а также различные другие породы делювиально-пролювиального, аллювиального и озерного происхождения. Что касается латеритных месторождений касского типа — непосредственного формирования, то, как уже упоминалось в главе I, представители их еще не обнаружены на территории СССР.

Висловское и Ольховатское месторождения латеритных бокситов стадийного формирования (Воронежская антеклиз)

В пределах Воронежской антеклизы выделяются остаточная и осадочная бокситорудные формации. Первая представлена латеритными бокситами, образовавшимися в визейской коре выветривания пород докембрийского фундамента. Вторая — осадочными бокситами, пространственно и генетически связанными с остаточными бокситами и приурочена к базальным горизонтам визейского яруса нижнего карбона (Никитина, 1957, 1963, 1971; Вишняков и др., 1964; Хожайнов, Акаемов, 1966; Клекль, Леоненко, 1970). Основной промышленный интерес представляют остаточные бокситы, которыми главным образом сложены эти месторождения. Осадочные бокситы имеют подчиненное значение в бокситоносной провинции, составляя около 15—20%.

Воронежская бокситоносная провинция расположена на территории Белгородской области и входит в состав крупнейшего железорудного бассейна КМА. Бокситы были обнаружены несколькими скважинами в 1956 г. при проведении геолого-разведочных работ на богатые железные руды в районе Яковлевского месторождения. В настоящее время бокситы обнаружены на Висловском, Ольховатском, Яковлевском, Гостищевском и Белгородском железорудных месторождениях, а также в районе Шебекинского и Хохлово-Игуменского участков. Бокситы всех этих месторождений и бокситопроявлений находятся в тесной территориальной и генетической связи с богатыми железными рудами, с которыми они переслаиваются и которые окаймляют.

Все остаточные бокситы приурочены к латеритной коре выветривания сланцев курской серии юго-западной железорудной полосы КМА, концентрируясь на юго-западном склоне антеклизы в Белгородском районе. Последний в структурном отношении представляет крупный архейско-протерозойский синклинирий (Белгородский), в пределах которого выделяются две крупные синклиналильные зоны: западная — Яковлевская и восточная — Ольховатская, сложенные железистыми кварцитами и сланцами метаморфической курской серии. Месторождения и бокситопроявления располагаются как вдоль западной зоны (Яковлевское, Висловское, Южно-Висловское, Белгородское), так и вдоль восточной (Ольховатское, Гостищевское). Центральная часть антиклинория сложена более древними пологозалегающими породами архейского комплекса, преимущественно мигматито-гранито-гнейсового состава, на которых бокситы отсутствуют.

Среди остаточной бокситорудной формации Воронежской антеклизы можно выделить месторождения, сложенные в основном гиббситовыми или бемитовыми бокситами. По условиям образования главных минералов свободного глинозема в коре выветривания гиббситовые месторождения мы рассматриваем как первичные, бемитовые — преимущественно как вторичные, в большей части метасоматически преобразованные. Типичным представителем первых является Ольховатское месторождение, вторых — Висловское месторождение. Поскольку последние преобладают, то характеристика месторождений остаточных бокситов описываемого типа будет дана на примере Висловского месторождения, которое представляет наибольший интерес. В качестве сопоставления приводятся результаты изучения Ольховатского месторождения гиббситовых бокситов.

Геологическое строение

Висловское месторождение расположено в юго-западной части Белгородского района и является южным продолжением Яковлевского месторождения (фиг. 4). Особенности его являются приуроченность к регионально погруженной части юго-западного бокситоносного склона и почти исключительно бемитовый состав бокситов.

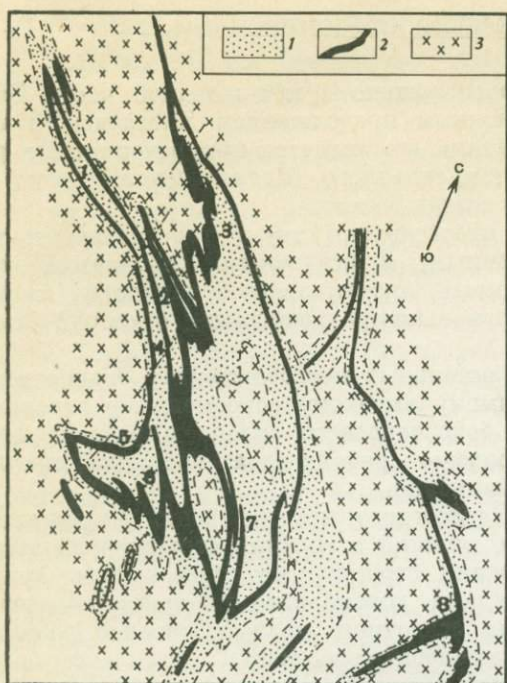
На месторождении бокситы представлены двумя генетическими типами: элювиальным, или остаточным, и осадочным. Остаточный тип резко преобладает и имеет основную промышленную ценность. Осадочные бокситы представлены делювиально-пролювиальным и озерно-болотным типами.

В отличие от Висловского и остальных месторождений, Ольховатское месторождение приурочено к самому высокому современному гипсометрическому уровню фундамента бокситоносного склона и располагается в северо-восточной части Белгородского района вдоль восточной синклинали зоны одноименного синклинория.

В геологическом строении Висловского месторождения различаются два комплекса пород, слагающие нижний и верхний структурный этажи (Клекль, Леоненко, 1970). Нижний структурный этаж сложен архейскими и протерозойскими породами докембрийского кристаллического фундамента, верхний — породами осадочного чехла. Основное развитие на месторождении получил нижнепротерозойский комплекс пород, в котором установлены три свиты курской серии: нижняя, средняя и верхняя. Породы нижней свиты курской серии (PRK₁) протягиваются вдоль западного борта месторождения и представлены кварцитовидными песчаниками, алевролитами и филлитовидными сланцами. Средняя свита (K₂) сложена железистыми кварцитами и сланцами углисто-кварц-серицит-биотитового состава. Эти сланцы вытягиваются в виде непрерывной сплошной полосы вдоль восточного контакта железорудной зоны. Породы верхней свиты курской серии (K₃) залегают непосредственно на сланцах средней свиты вдоль восточного борта месторождения. Представлены они аналогичными кварц-биотит-серицитовыми сланцами, алевролитами и филлитами. Бокситы на месторождении в основном приурочены к сланцам K₂ и K₃.

Кора выветривания и бокситы перекрыты мощным осадочным чехлом, сложенным породами раннекаменноугольного, юрского, мелового, третичного и четвертичного возраста, мощность которых здесь увеличивается от 500 до 650 м. Непосредственно на коре выветривания и бокситах залегают отложения визейского возраста, представленные породами яснополянского, окского и серпуховского надгоризонтов (Богунова, 1970). Породы яснополянского надгоризонта (тульские) отмечены всего в нескольких скважинах в наиболее погруженных участках месторождения. Окский надгоризонт представлен отложениями алексинского, михайловского и веневского горизонтов. В пределах месторождения наиболее распространен алексинский горизонт, сложенный органогенно-детритусовыми известняками с широко развитыми прослоями углей и углистых глин в нижней части. Основная масса бокситов на месторождении захоронена непосредственно под алексинскими отложениями и небольшая часть под михайловскими.

При общем сходстве геологического строения Висловского и Ольховатского месторождений, отличительной чертой последнего является резко выраженная мелкая складчатость среди железистых кварцитов и сланцев средней курской свиты, занимающих центральную часть месторождения. Это находит отражение в строении бокситовых и железорудных тел, которые представлены удлинненными, чередующимися между собой лентообразными узкими телами. На Ольховатском месторождении среди осадочных пород, непосредственно перекрывающих бокситы, поль-



Фиг. 4. Обзорная схема расположения месторождений и бокситопроявлений

1, 2 — породы курской серии:
 1 — сланцы и метапесчаники,
 2 — железистые кварциты;
 3 — нерасчлененные породы архея и протерозоя (гнейсы, граниты, метабазиты и др.)

Цифрами на схеме обозначены месторождения и бокситопроявления;
 1 — Яковлевское,
 2 — Гостищевское,
 3 — Ольховатское,
 4 — Висловское,
 5 — Южно-Висловское,
 6 — Белгородское,
 7 — Шебекинское,
 8 — Больше-Троицкое

зуются развитием не только тульские, алексинские, но и михайловские, веневские и тарусские отложения, которые отличаются меньшей степенью заболачиваемости. При этом общая мощность осадочного чехла наименьшая в Белгородском районе — от 370 до 550 м.

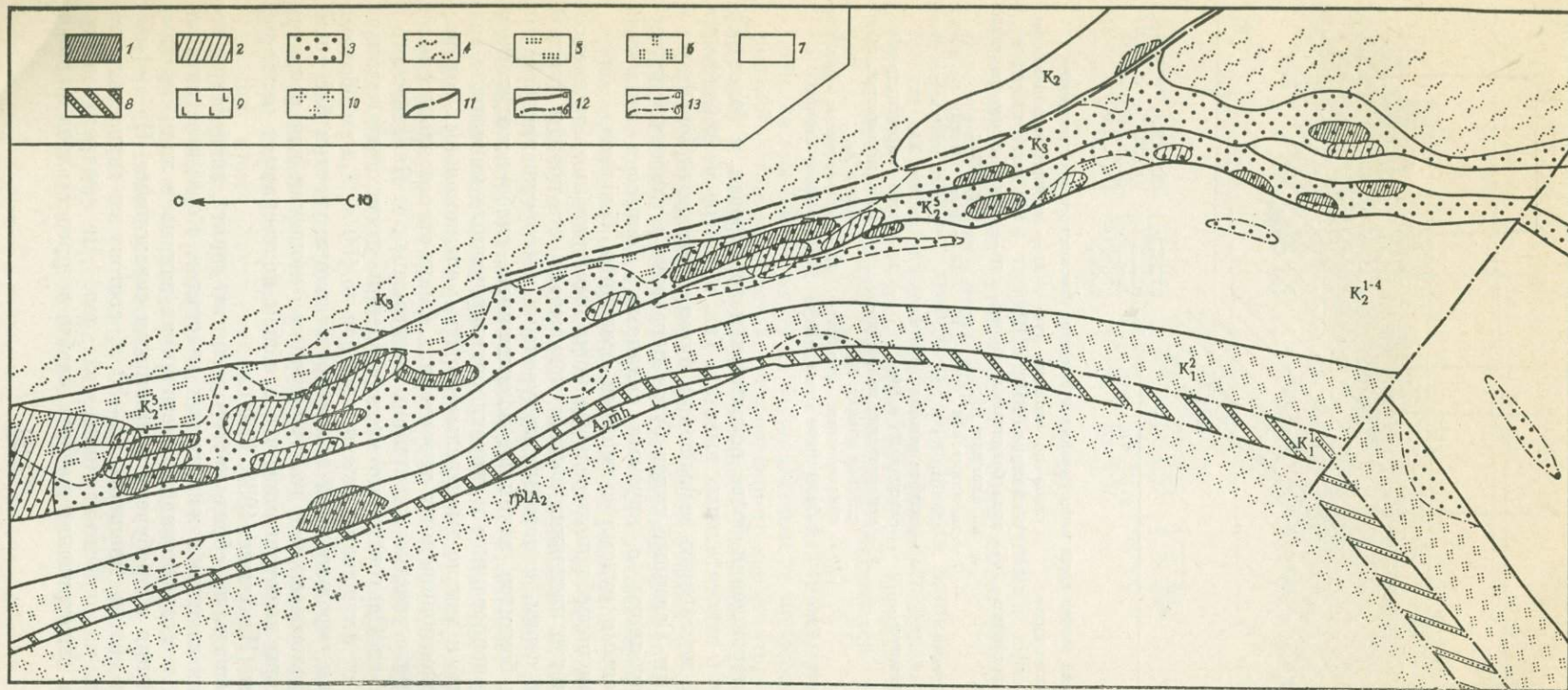
Кора выветривания

Нами составлены геологические карты коры выветривания Висловского месторождения (фиг. 5, 6) и Ольховатского месторождения (Никитина, Алексева, 1973). Кроме того, восстановлен рельеф древней поверхности коры выветривания и бокситов этих месторождений.

На Висловском месторождении, как и на других месторождениях, на породах кристаллического фундамента повсеместно развита кора выветривания площадного и линейного типов. Средняя мощность площадной коры выветривания равна 55—65 м, линейной достигает 100—120 м и более. В пределах месторождений широким распространением пользуется кора выветривания на сланцах, железистых кварцитах, кварцито-видных песчаниках и на амфиболитах.

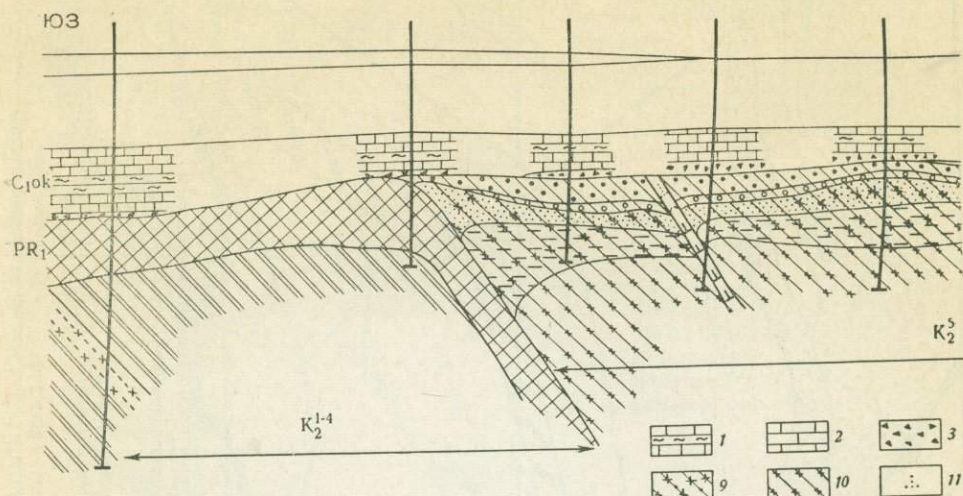
Кора выветривания и бокситы расположены на слабо всхолмленной равнине, которая постепенно погружается в юго-западном направлении. В этом же направлении уменьшаются абсолютные отметки — от —318 до —470 и —530 м. Восточный борт месторождения приподнят относительно западного на 25—35 м. В самой южной части месторождения происходит резкий поворот железорудно-сланцевой полосы на юго-запад. На общем фоне выравненного рельефа наблюдаются несколько депрессий до 50—70 м глубиной, сложенных осадочными бокситами и переслаиваемыми с ними железными и железо-алюминиевыми рудами.

Кора выветривания и бокситы Ольховатского месторождения располагаются на наиболее приподнятых (—200—240 м) по сравнению с другими месторождениями гипсометрических отметках в рельефе кристаллического фундамента бокситоносного Белгородского района. Рельеф



Ф и г. 5. Схематическая карта коры выветривания Висловского месторождения. Построена на геологической основе, составленной в 1970 году В. Н. Клеклем

- | | | | | |
|---|--|--|--|--|
| 1 — осадочная бокситовая порода (аллит); | теритных) по коре выветривания сланцев PR_1K_1, K_2, K_3 ; | 6 — по сланцам K_1 ; | ковозым метапесчанянам K_1^1 ; | 11 — разломы; |
| 2 — осадочный боксит; | | 7 — зона богатых железных руд по железистым кварцитам с бокситами по межрудным сланцам K_2^{1-4} ; | 9 — выветрелые амфиболиты михайловской свиты ($A_2 mh$); | 12 — границы пород: а — достоверные; б — предполагаемые; |
| 3 — зона нерасчлененных остаточных бокситов и бокситовых пород (ла- | 4 — по сланцам K_2 ; | 8 — каолино-гидрослюдистая зона по кварцевым и ар- | 10 — выветрелые плаггиограниты ($\gamma pl A_2$); | 13 — границы зон; а — достоверные, б — предполагаемые |
| 4 — по сланцам K_3 ; | 5 — по сланцам K_3^5 ; | | | |



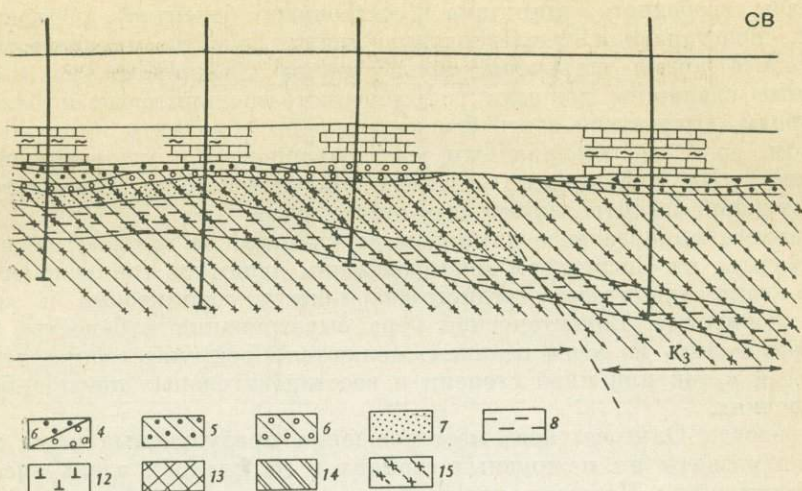
Ф и г. 6. Геологический разрез коры выветривания и бокситов Висловского месторождения

- | | | |
|---|--|---|
| 1-4 — окский надгоризонт нижнего карбона: | 5 — зона латеритных бокситов по сланцам курской серии PR ₁ K ₃ и K ₂ ⁵ ; | 11 — маршаллитизированные безрудные кварциты; |
| 1 — известняки с прослоями углистых глин, | 6 — зона бокситовых пород по сланцам K ₂ ⁵ ; | 12 — неизменные безрудные кварциты; |
| 2 — известняки; | 7 — каолининовая зона по сланцам K ₃ и K ₂ ⁵ ; | 13 — зона богатых железных руд по железистым кварцитам K ₂ ; |
| 3 — конгломерато-брекчиевая руда; | 8 — гидрослюдистая зона по сланцам K ₃ и K ₂ ⁵ ; | 14 — зона маргитизированных железистых кварцитов k ₂ ; |
| 4 — осадочные бокситовые породы: | 9 — неизменные кварц-биотитовые сланцы K ₃ | 15 — неизменные филлитовидные сланцы |
| а — аллит, | 10 — неизменные серицит-биотитовые сланцы K ₂ ⁵ ; | |
| б — бокситы; | | |

поверхности месторождения более всхолмлен и эродирован, с более резкими перепадами в относительных высотах. Так, в центре месторождения над окружающей местностью возвышается бугор, сложенный бокситами и железными рудами. Северный склон бугра переходит в глубокую депрессию (120 м глубиной) с крутыми склонами. Депрессия заполнена железо-алюминиевыми рудами с линзами осадочных бокситов.

Реконструкция погребенного рельефа коры выветривания бокситоносного района с учетом последних данных показывает, что породы курской метаморфической серии, к которым приурочены месторождения богатых железных руд и бокситов, занимают возвышенные, слабо всхолмленные участки, а каолинизированные и гидроклоритизированные магматиты, граниты, амфиболиты и другие выветрелые породы межаномальных зон располагаются на более пониженных территориях. Смена относительных высот между ними на ряде участков, например, на юго-запад от Яковлевского и на северо-восток от Ольховатского месторождений, происходит довольно резко, составляя от нескольких десятков метров до 150 м. Таким образом, площади развития пород курской серии представляли участки благоприятные в геоморфологическом и геоструктурном отношении для развития бокситоносной коры выветривания, что в общем подтверждает ранее полученные выводы (Никитина, 1963, 1968).

Основная площадь на обоих месторождениях занята латеритной корой выветривания сланцев и железистых кварцитов. Кора выветривания на амфиболитах и кварцитовидных песчаниках занимает лишь краевые части месторождения и пробурена единичными скважинами. На амфиболитах она имеет общую мощность 45—50 м, состоит из гидрослюдисто-гидроклоритовой и охристо-каолининовой зон. На кварцитовидных песчаниках кора выветривания развита слабее и представлена маршал-



литизированными гидрослюдисто-каолинитовыми породами. В коре выветривания амфиболитов, как и в коре выветривания кварцитовидных песчаников, бокситы отсутствуют.

На железистых кварцитах образовалась мощная кора выветривания, представленная зонами мартитизированных железистых кварцитов и богатых руд, средней мощностью 70—80 м; средняя мощность богатых руд — 40—50 м. Интервалы колебаний мощностей руд составляют от 10—15 м до 250 м.

На сланцах кора выветривания развита повсеместно, средняя мощность ее колеблется от 30 до 70 м. Полный ее профиль состоит из гидрослюдисто-гидрохлоритовой, гидрослюдисто-каолинитовой или каолинитовой зон и зоны минералов свободного глинозема (бокситовых пород и бокситов).

Особенностью профиля коры выветривания филлитов Висловского месторождения является слабо выраженная каолинитовая зона, которая в ряде мест почти отсутствует. В этих случаях профиль бокситоносной коры выветривания приближается к сокращенному, а содержания калия сохраняются довольно высокими, вплоть до бокситовых пород. Вместе с тем имеются профили, где слабое выражение каолинитовой зоны может быть объяснено не первоначальным ее слабым развитием, а последующим метасоматическим замещением остаточного каолинита шамозитом I, который здесь интенсивно развит. А так как процессы метасоматической шамозитизации I сопровождалась перераспределением сверху вниз свободного глинозема, то это приводило к сокращению каолинитовой зоны за счет развития бемит-шамозитовых пород, обусловленных вторичными процессами, не связанными с процессами коры выветривания.

Как уже отмечалось (Никитина, Алексева, 1973), для профиля коры выветривания филлитов Ольховатского месторождения характерно хорошее развитие каолинитовой зоны. Несмотря на это в породе почти постоянно присутствует серицит или гидрослюда (от 10 до 30%), базальный рефлекс которого 10 Å прослеживается по всему разрезу зоны, уменьшаясь в интенсивности кверху. Это обусловлено свойством диоктаэдрических слюд долго удерживать калий при выветривании по сравнению с другими минералами.

Основная масса бокситоносной коры выветривания на Висловском месторождении приурочена к сланцам K_2 и K_3 , покрывающих железорудную толщу. В ее профиле хорошо выражена верхняя зона, состоящая из

минералов свободного глинозема (остаточных бокситов). Однако на сланцах, подстилающих железорудную свиту, бокситы малоизвестны и в настоящее время встречены только двумя скважинами из восьми. Остальные скважины вскрыли гидрослюдисто-каолинитовые и бокситовые породы. Отсутствие здесь бокситов можно объяснить не только их размывом, но и неблагоприятным высококварцевым и крупнозернистым субстратом. На аналогичных сланцах Яковлевского и Ольховатского месторождений бокситы также почти отсутствуют.

Главными минералогическими типами сланцев, по которым образовались бокситы, на Висловском месторождении являются тонкодисперсные углисто-кварц-серицитовые, углисто-кварц-биотит-серицитовые и кварц-биотит-хлоритовые. Бокситоносная кора выветривания и бокситы, которые образовались по этим сланцам, являются преимущественно переработанными в той или иной степени в восстановительных лагунно-болотных условиях.

В пределах Ольховатского месторождения продуктивные коры выветривания развиты на межрудных сланцах и на сланцах вдоль всякого борта богатых руд. Поэтому основная масса остаточных бокситов сосредоточена на межрудных сланцах и на сланцах верхней свиты и в меньшей степени на сланцах нижней свиты. Материнские сланцы, по которым образуются здесь бокситы, представлены примерно теми же структурно-минералогическими разновидностями, что и на Висловском месторождении; кора их выветривания достигает мощности 50—160 м. Однако наложенные процессы лагунно-болотного этапа на Ольховатском месторождении проявлены слабее, что нашло существенное отражение в минеральном составе бокситов.

Минеральный состав и миграция химических элементов в латеритных профилях коры выветривания сланцев для различных месторождений КМА детально изучались (Никитина, 1963, 1968; Вишняков, Сиротин, 1967; Куренкина, 1967; Клекль, 1969; Никитина и др., 1971; Никитина, Алексеева, 1973).

Для получения количественной характеристики и последовательности миграции химических элементов в профиле коры выветривания и бокситах углисто-кварц-серицитовых сланцев Висловского и Ольховатского месторождений произведен пересчет химических анализов методом абсолютных масс и составлены геохимические диаграммы (табл. 2, 3) (фиг. 7, 8).

Несмотря на то, что профиль Висловского месторождения (см. табл. 2) значительно преобразован наложенными процессами, зоны коры выветривания прослеживаются.

Неизменные сланцы, по которым образуются бокситы на обоих месторождениях, представляют собой слабо метаморфизованные темно-серые до черного с шелковистым блеском породы, состоящие из серицита (50%) и кварца (25%); второстепенными являются биотит, хлорит, углистое вещество; аксессуарными минералами — турмалин, сфен, циркон, рутил, апатит, пирит, магнетит. Углистое вещество тонко рассеяно в породе в виде черной сыпи.

Гидрослюдистая зона сложена равномерно осветленными зеленовато-пятнистыми или бурными породами, полностью сохранившими текстуру сланцев. Мощность ее колеблется от 10 до 30 и более метров. Главным минералом является серицит, гидрослюда с небольшой примесью смешанно-слоистых минералов, каолинита и кварца. Кварц остается породообразующим в нижней части зоны, однако его количество резко уменьшается в верхних ее частях. Исследования различных выветрелых чешуек серицита или гидрослуд показали (Никитина, Алексеева, 1973), что преобразование их происходит непосредственно в каолинит без смешанно-слоистой промежуточной фазы в отличие от биотита и хлорита. По биотиту образуется смешанно-слоистая фаза, состоящая из пакетов биотита и разбухающего компонента — вермикулита или монтмориллонита, харак-

Таблица 2

Химический состав пород коры выветривания углисто-кварц-серицитовых сланцев Висловского месторождения

Компоненты	Содержание, вес % г/см ³											Обогащение (+) или вынос (-)	Коэффициент концентрации
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11		
SiO ₂	3,11 0,055	6,01 0,109	6,63 0,129	6,27 0,118	5,49 0,111	3,80 0,073	10,43 0,268	22,57 0,566	41,75 0,873	64,00 1,530	60,34 1,527	-1,472	0,04
TiO ₂	1,79 0,032	1,42 0,026	1,76 0,034	2,42 0,046	2,18 0,044	1,34 0,026	2,25 0,058	1,00 0,025	1,05 0,022	0,80 0,019	0,72 0,018	+0,014	1,78
Al ₂ O ₃	72,60 1,286	65,41 1,184	64,17 1,245	54,88 1,032	44,82 0,909	55,19 1,065	50,16 1,289	28,58 0,718	31,80 0,665	14,04 0,336	14,89 0,377	+0,909	3,41
Fe ₂ O ₃	1,40 0,025	1,83 0,048	2,45 0,048	3,73 0,070	6,68 0,135	6,63 0,128	2,91 0,075	1,63 0,041	5,19 0,109	5,07 0,121	3,76 0,095	-0,070	0,26
FeO	5,29 0,093	10,63 0,192	10,46 0,203	17,03 0,320	20,56 0,417	14,77 0,285	22,16 0,570	26,30 0,660	4,28 0,089	6,97 0,167	4,31 0,109	-0,016	0,85
MnO	Нет	Нет	Нет	Нет	0,80 0,016	0,57 0,011	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
MgO	0,60 0,011	0,60 0,011	0,91 0,018	1,00 0,019	1,31 0,027	1,51 0,029	1,91 0,023	1,12 0,028	1,82 0,038	2,52 0,060	3,20 0,081	-0,070	0,14
CaO	0,42 0,007	0,41 0,007	Нет	Нет	0,28 0,006	Нет	Нет	0,28 0,007	Нет	Нет	0,42 0,011	-0,004	0,64
Na ₂ O	0,05 0,0009	0,014 0,0003	0,032 0,0006	0,058 0,001	0,085 0,002	0,052 0,001	0,07 0,002	0,94 0,024	0,15 0,003	0,05 0,001	0,12 0,003	-0,002	0,30
K ₂ O	0,09 0,002	0,028 0,0005	0,029 0,0006	0,011 0,0002	0,11 0,002	0,018 0,0004	0,018 0,0005	2,20 0,055	6,23 0,130	3,44 0,082	5,39 0,136	-0,134	0,01
H ₂ O ⁻	0,77 0,014	0,56 0,010	0,44 0,008	0,56 0,010	0,68 0,014	0,62 0,012	0,11 0,003	0,63 0,016	0,41 0,009	0,55 0,013	0,77 0,019	-0,005	0,74
H ₂ O ⁺	13,38 0,237	13,19 0,239	13,44 0,261	11,27 0,212	9,68 0,196	11,03 0,213	11,32 0,291	14,17 0,356	6,27 0,131	3,30 0,079	1,93 0,049	+0,188	4,84
CO ₂	Нет	Нет	Нет	3,37 0,063	6,77 0,137	4,94 0,095	0,12 0,003	Нет	0,34 0,007	Нет	Нет	Нет	Нет
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	0,02 0,0005	0,01 0,0002	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,51 0,089	—	—
Сумма	99,50	100,10	100,32	100,59	99,46	100,47	100,46	99,44	99,30	100,74	99,36	—	—
Объемный вес, г/см ³	1,77	1,81	1,94	1,88	2,03	1,93	2,57	2,51	2,09	2,39	2,53	—	—
Пористость, %	43,11	41,12	36,79	41,13	36,52	39,20	17,31	16,86	26,87	15,13	9,84	—	—

Образцы:

1-7 — остаточные бокситы, шамотит-бемитовые; образцы 166—172;

8 — каолинит-гидрохлудистый сланец с шамотитом и бемитом; обр. 173;

9 — каолинит-гидрохлудистый сланец; обр. 174;

10 — выветрелый гидрохлудистый сланец; обр. 175;

11 — исходный сланец; обр. 176;

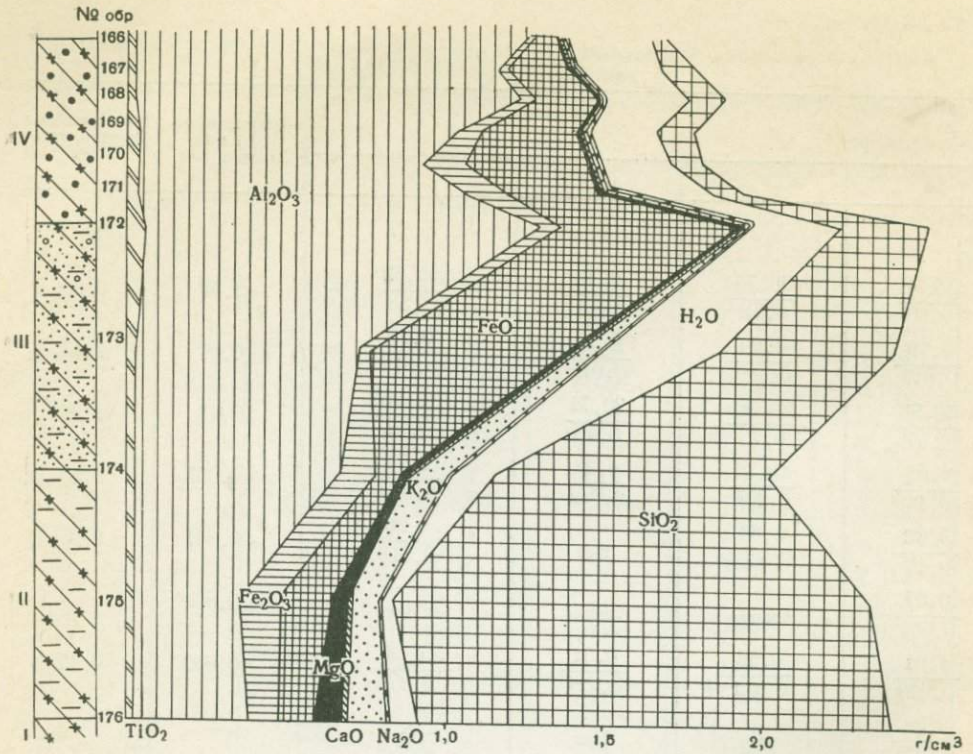
Знак — обозначает, что содержание компонента не определялось; обр. 176.

Таблица 3
Химический состав пород коры выветривания углисто-кварц-серицитовых сланцев
Ольховатского месторождения

Компоненты	Содержание,				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	27,60 0,55	8,17 0,15	8,17 0,15	6,81 0,12	42,81 0,74
TiO ₂	1,12 0,022	1,34 0,025	1,82 0,034	1,12 0,02	0,89 0,015
Al ₂ O ₃	48,64 0,97	54,44 0,99	58,09 1,08	59,97 1,09	36,70 0,64
Fe ₂ O ₃	1,33 0,027	2,11 0,039	3,18 0,059	3,48 0,06	2,17 0,038
FeO	Нет	4,12 0,075	Нет	Нет	0,85 0,045
MnO	Следы	0,06 0,001	0,01 0,0002	Следы	0,03 0,0006
MgO	0,42 0,008	0,71 0,013	0,26 0,005	0,10 0,002	0,60 0,01
CaO	0,30 0,006	0,70 0,013	Нет	Нет	0,70 0,012
Na ₂ O	0,05 0,0009	0,08 0,002	0,04 0,0007	0,07 0,001	0,15 0,003
K ₂ O	0,08 0,002	0,22 0,004	0,13 0,002	0,33 0,006	1,0 0,017
H ₂ O ⁻	0,54 0,011	0,45 0,008	0,34 0,006	Нет	0,41 0,007
H ₂ O ⁺	20,04 0,40	25,96 0,48	27,51 0,51	27,82 0,50	12,25 0,21
CO ₂	Нет	1,30 0,023	Нет	Нет	Нет
П. п. п.	—	—	—	—	0,95 0,016
S	—	0,08 0,002	0,75 0,014	0,28 0,005	—
SO ₃	—	—	0,08 0,002	—	Следы
BaO	—	—	—	—	—
SiO ₂ своб.	—	—	—	—	—
Сумма	100,12	99,74	100,38	99,98	99,51
Объемный вес, г/см ³	1,99	1,83	1,85	1,83	1,73
Пористость, %	21,81	27,67	26,50	29,0	35,89

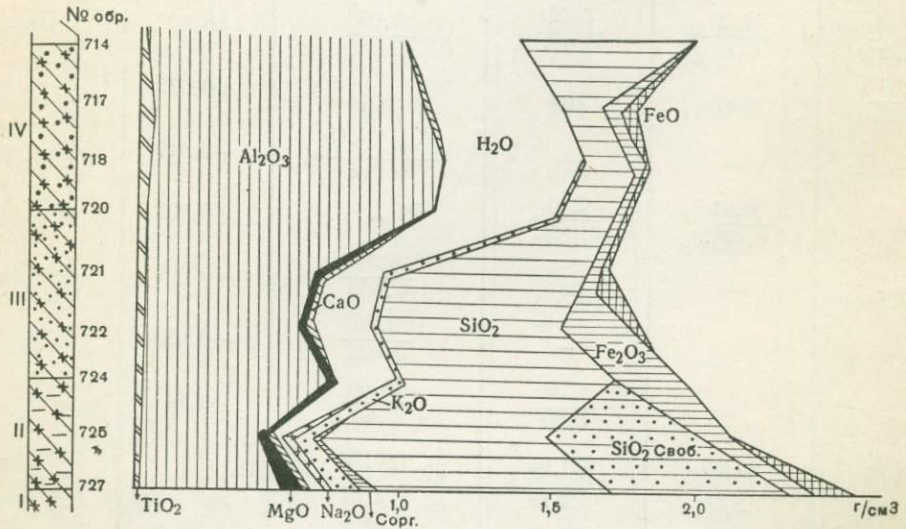
вес % г/см ³	Обогащение (+) или вынос (-)				Коэффициент концентра- ции
	6	7	8	9	
36,98 0,68	38,74 0,78	66,68 1,44	59,32 1,58	-1,43	0,09
0,79 0,015	0,90 0,018	0,71 0,015	0,55 0,015	+0,01	1,67
30,98 0,57	34,80 0,70	20,71 0,45	19,65 0,52	+0,47	1,90
6,04 0,11	10,30 0,206	4,26 0,092	2,77 0,074	-0,035	0,53
9,32 0,17	1,63 0,033	Нет	4,36 0,116	-0,041	0,65
0,07 0,001	Следы	Следы	Нет	+0,001	—
1,01 0,019	0,56 0,011	0,51 0,011	2,81 0,075	-0,062	0,17
0,28 0,005	Нет	Нет	0,28 0,008	—	—
0,08 0,002	0,11 0,0022	0,32 0,007	0,33 0,009	-0,007	0,22
0,92 0,017	0,81 0,016	3,65 0,079	5,12 0,137	-0,133	0,03
0,38 0,007	0,28 0,006	0,11 0,0024	Нет	+0,008	—
11,51 0,22	11,23 0,23	3,08 0,067	3,05 0,08	+0,40	6,00
1,36 0,025	Нет	Нет	Нет	+0,023	—
—	—	—	C _{орг.} 0,65 0,017	-0,017	—
—	0,01 0,0002	0,01 0,0002	—	+0,002	—
Нет	—	—	0,34 0,009	-0,009	—
—	—	—	0,85 0,023	-0,023	—
—	—	27,90 0,60	23,98 0,64	-0,64	—
99,72	99,37	100,04	100,08	—	—
1,84	2,00	2,16	2,67	—	—
35,90	28,24	23,16	6,28	—	—

Образцы:
1-4 — остаточные бокситы гиббситовые, образцы 714, 717, 718, 720; 1 — ресилифицированный боксит;
5, 6, 7 — каолинизированные сланцы, образцы 721, 722, 724; 8 — выветрелый гидрослюдистый сланец,
обр. 725; 9 — исходный сланец, обр. 727; «—» обозначает, что содержание компонента не определялось.



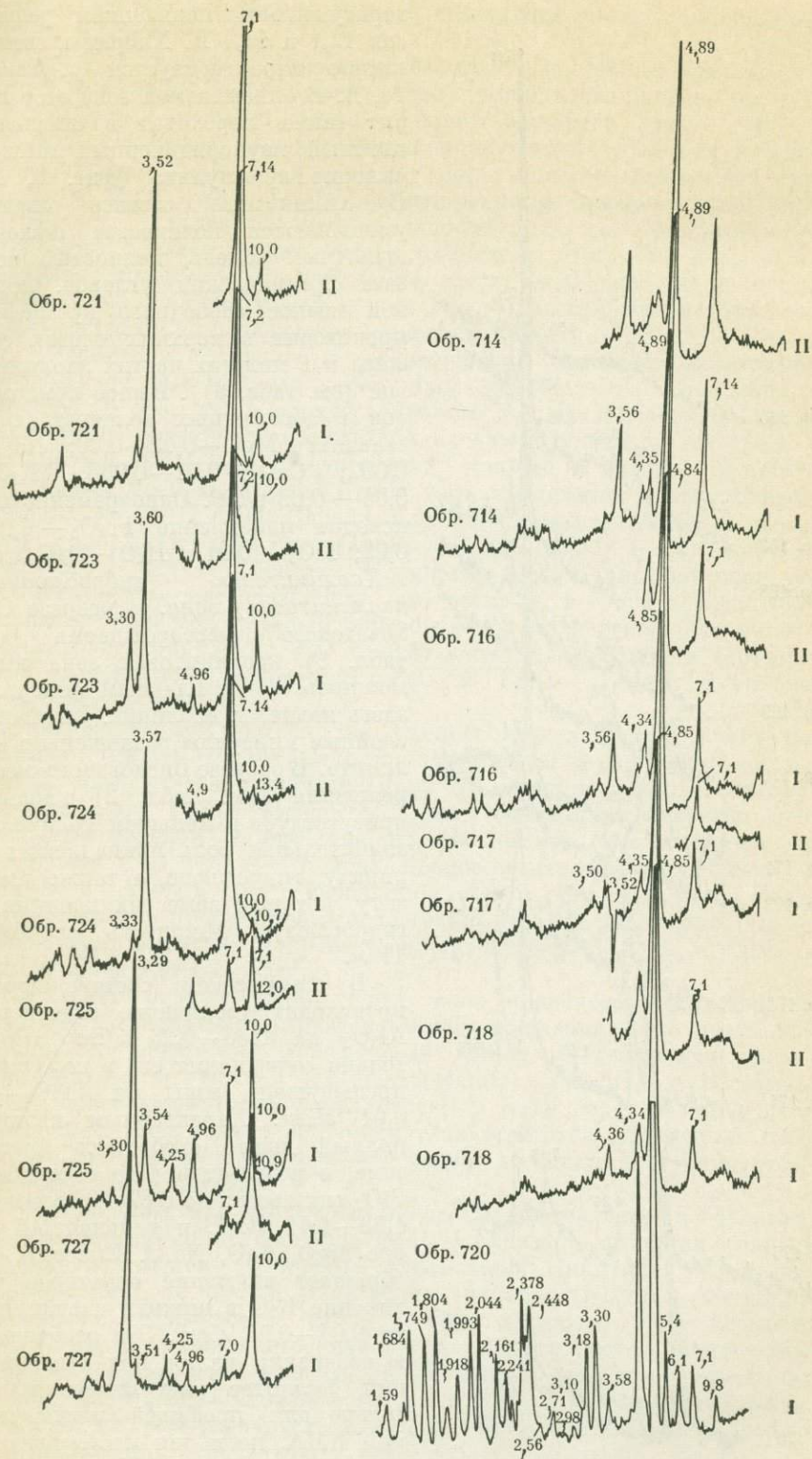
Ф и г. 7. Геохимическая диаграмма коры выветривания углисто-кварц-серицитовых сланцев и бокситов Висловского месторождения

I — неизменные сланцы, II — гидрослюдистая зона, III — гидрослюдисто-каолинитовая зона сверху с бемитом и шамозитом I, IV — зона минералов свободного глинозема (бемитовых бокситов с шамозитом)



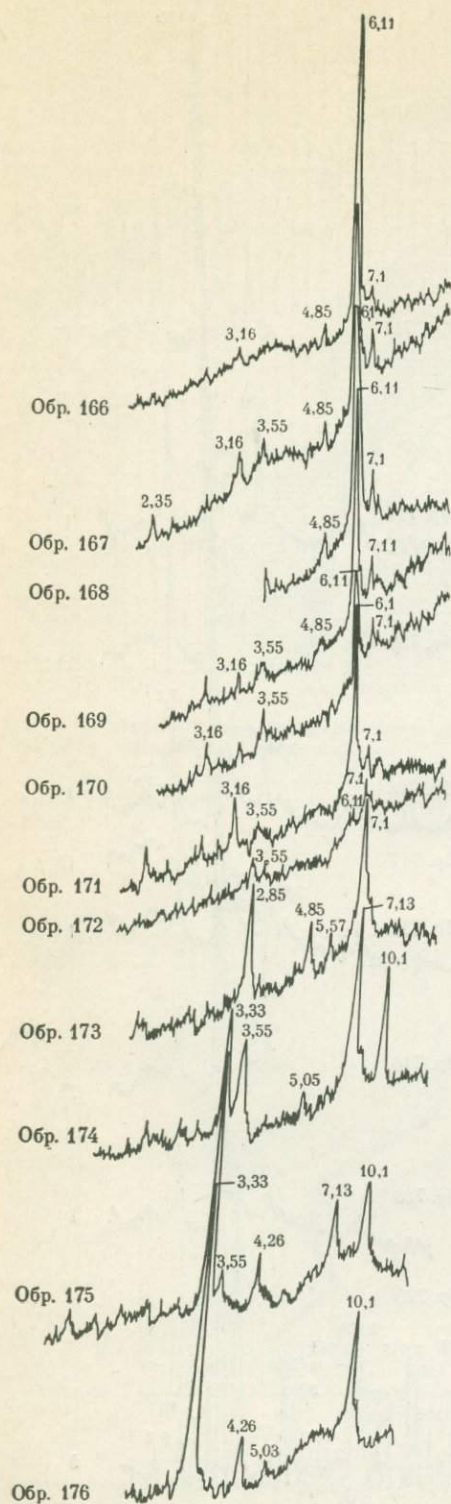
Ф и г. 8. Геохимическая диаграмма коры выветривания углисто-кварц-серицитовых сланцев и бокситов Ольватовского месторождения

I — неизменные сланцы, II — гидрослюдистая зона, III — каолинитовая зона, IV — зона бокситов (обр. 714 — ресилифицированный боксит)



Ф и г. 9. Дифрактограммы углисто-кварц-серпичитовых сланцев коры выветривания и бокситов Ольховатского месторождения

I — естественный образец, II — образец с глицерином



Ф и г. 10. Дифрактограммы углисто-кварц-серпичитовых сланцев коры выветривания и бокситов Висловского месторождения

теризующаяся появлением рефлексов 12,1 и 13,4 Å. Хлорит в свежем сланце характеризуется рефлексом 14, Å. В описываемой зоне этот хлорит также переходит в смешанно-слоистый неупорядоченный минерал «хлорит-вермикулит» (фиг. 9, 10). В химическом составе сланцев уменьшаются количества щелочей, щелочных земель, полностью исчезает органический углерод. Основной вынос свободного кремнезема происходит в верхних частях этой зоны и в нижних частях каолинитовой (см. табл. 3). Вынос компонентов в абсолютных количествах составляет $MgO—0,02—0,06$; $Na_2O—0,002$; $CaO—0,01—0,008$; $K_2O—0,05—0,06$ г/см³. Одновременно происходит накопление $Fe_2O_3—0,03—0,02$; $TiO_2—0,01$ и $H_2O—0,03$ г/см³.

Каолинитовая (гидрослюдисто-каолинитовая) зона. В разрезе Ольховатского месторождения (см. табл. 3) каолинитовая зона имеет мощность 25 м. Главным минералом здесь является каолинит. Смешанно-слоистые минералы разложены в каолините. В разрезе Висловского месторождения (см. табл. 2) каолинит присутствует в меньшем количестве, значительная роль принадлежит серпичиту, гидрослюде, а также шамозиту, который заместил каолинит и гидрослюду. Мощность ее около 17 м.

В химическом составе породы происходит увеличение содержания Al_2O_3 на $0,33—0,25$ г/см³ относительно содержания его в породах из предыдущей зоны и TiO_2 — на $0,01$ г/см³. Характерным является полный вынос свободного кремнезема, в результате чего содержание SiO_2 снижается до $0,87—0,78$, вместо $1,53—1,44$ г/см³, и дальнейший вынос MgO , CaO , Na_2O . Вместе с тем обращает внимание некоторое увеличение K_2O в нижних частях зоны на $0,04—0,06$ г/см³. Эта особенность в поведении калия при выветривании филлитов уже отмечалась не только для профилей месторождений КМА, но и для месторождений Австралии, Индии, Урала (Никитина и др., 1971). Оно обусловлено относительным обогащением породы этим элементом при опережающем

выносе из нее больших количеств свободного кремнезема, натрия, кальция и магния.

Зона минералов свободного глинозема (остаточных бокситов). В этой зоне происходит полное разложение минералов породы на минералы свободного глинозема. Кроме главного минерала зоны — гиббсита или бемита, в качестве второстепенных присутствуют шамозит, каолинит, гематит, гетит, сидерит. В качестве аксессуарных — выветрелый турмалин, циркон, рутил, апатит. По промышленному признаку зону минералов свободного глинозема можно подразделить на бокситовые породы (аллиты) с низким содержанием свободного глинозема и высокосортные бокситы, которые в верхней части могут быть разубожены вторичными процессами до бокситовых пород. Подробная характеристика минерального состава и типы бокситов приведены ниже.

Рассмотрим особенности геохимических процессов и миграции элементов, которые привели к формированию бокситов и их минерального состава. В результате процесса полного гидролиза происходит интенсивный вынос связанного кремнезема из алюмосиликатов: из 1 см^3 породы выносятся $0,82-0,63 \text{ г}$ кремнезема, так что в боксите количество его снижается до $0,05-0,15 \text{ г}$. Кроме того, происходит почти полный вынос MgO , CaO , Na_2O , K_2O . Параллельно накапливается Al_2O_3 , в связи с чем его содержание увеличивается от $0,37-0,52$ в исходной породе до $1,28-7 \text{ г/см}^3$ — в боксите. В нижних частях зоны бокситов, особенно на Висловском месторождении (см. табл. 2), в связи с развитием наложенных процессов, главным образом метасоматической шамозитизации I, происходит накопление FeO до $0,57 \text{ г/см}^3$, а в средних и верхних — резкое уменьшение содержания FeO и Fe_2O_3 в связи с его выносом (см. табл. 2, 3, 4).

Вынос железа протекал на поздних этапах формирования бокситов в виде комплексных органических соединений и разделение его с глиноземом способствовало значительному повышению качества бокситов (Никитина и др., 1971). Процессы выноса железа из бокситов протекали на Ольховатском и особенно на Висловском месторождении весьма интенсивно. В результате этих процессов боксит практически состоит только из Al_2O_3 и H_2O с небольшим количеством TiO_2 , SiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , что прекрасно прослеживается на геохимической диаграмме (см. фиг. 7). Пористость бокситов при этом увеличивается до $43,11\%$, а объемный вес уменьшается до $1,77 \text{ г/см}^3$.

Главная отличительная черта зоны конечного гидролиза профиля коры выветривания Ольховатского месторождения — это почти исключительно ее первичный гиббситовый состав. Подчиненную роль играет каолинит (остаточный и эпигенетический), шамозит I и II, гематит, гетит. Бемит встречается спорадически в виде зерен и метаколлоидных вторичных масс только в промежутках агрегатов, сложенных гиббситом, и находится в тесной парагенетической ассоциации с шамозитом I лагунно-болотного этапа.

Наложённые или вторичные процессы, протекавшие в бокситах КМА, играли чрезвычайно большую роль в формировании их современного облика и состава (Никитина, 1964, 1968; Никитина, Сиротин, 1967; Клекль, Сиротин, 1972). В последних работах (Nikitina, Zhvjagin, 1972; Никитина, Алексеева, 1970, 1973) показаны последовательность, масштабы и условия проявления их на различных месторождениях, а также их роль в преобразовании минералов свободного глинозема в бокситах. На примере Ольховатского и других месторождений было установлено, что восстановительные процессы заболачивания способствовали преобразованию гиббситовых бокситов в бемитовые. Однако массовое замещение бокситов шамозитом и вторичным бемитом для Ольховатского месторождения не характерны. Преобладающим развитием здесь пользуется первичный гиббсит в виде хорошо окристаллизованных двойни-

кованных зерен, которые чаще всего собраны в агрегаты, именуемые нами псевдобобовинами коры выветривания. На Висловском месторождении эти процессы вторичных преобразований интенсивно проявлены. Здесь происходило массовое перерастворение свободного глинозема (первичных гиббситовых бокситов), в результате чего образовались метакolloидные массы, представляющие тончайшую смесь шамозита и вторичного бемита. Главным минералом, которым сложены бокситы этого месторождения, является бемит; в качестве постоянно присутствующего второстепенного минерала в переменном количестве — шамозит I. Бемит находится в разной степени перекристаллизации — от скрытокристаллической формы до хорошо образованных кристаллов.

Аналогичные процессы вторичной бемитизации происходили на Яковлевском, Гостищевском, Шебекинском месторождениях. Однако, следует сказать, что мы не отрицаем наличия первичного бемита в латеритных бокситах, как и первичных бемитовых бокситов КМА, и не считаем, что описанный выше восстановительный процесс был единственным в преобразовании первичного гиббсита во вторичный бемит, а рассматриваем его как один из ведущих процессов. Первичные латеритные бемитовые бокситы, образовавшиеся в результате разложения скрытокристаллического каолинита и его телефикации, были описаны ранее на Яковлевском и Гостищевском месторождениях (Никитина, 1957, 1968; Вишняков, Сиротин, 1967; Куренкина, 1967).

Бокситы

Остаточные бокситы на Висловском месторождении приурочены к коре выветривания филлитовидных сланцев средней и верхней свиты курской серии, покрывающих железорудную толщу. Бокситы образуют выдержанные по простиранию и мощности рудные залежи, которые в виде плаща приурочены к верхним горизонтам коры выветривания. Форма бокситовых тел в плане удлиненная, соответствующая простиранию материнских пород. Вкрест простирания они образуют также довольно выдержанные тела.

На Ольховатском месторождении основная масса бокситов образовалась по межрудным сланцам, находящимся в частой перемежаемости с железными рудами, а также по сланцам верхней свиты непосредственно примыкающими к восточному борту богатых железных руд. Менее они известны на сланцах нижней свиты. Частая перемежаемость с богатыми рудами предопределила развитие в плане сильно вытянутых узких лентовидных залежей бокситов, часто сменяющихся вкрест простирания.

Положение бокситов в рельефе было подробно освещено выше при описании геологической характеристики бокситоносных кор выветривания. Согласно гипсометрическим картам палеорельефа развитие наиболее выдержанных мощных бокситовых залежей приурочивается к приподнятым относительно выравненным поверхностям, не имеющих крутых склонов или резких перепадов относительных высот. Эти условия предопределили образование пластово-равнинных залежей. Такие залежи развиты на Висловском месторождении. В вертикальном разрезе они имеют форму прямоугольника или трапеции.

На Ольховатском месторождении по отношению к рельефу различаются залежи вершинные и склоновые. Вершинные приурочены к вершинам маломощных сланцевых пачек, залегающих среди богатых железных руд и образующих вместе с ними холмы высокого порядка. Склоновые залежи образовались на склонах возвышенностей сланцевых пластов, примыкающих к богатым железным рудам и постепенно выклинивающихся вниз по склону, сменяясь бокситовыми и каолинитовыми остаточными породами. Форма первых в вертикальном разрезе вытянутая кар-

манообразная, вторых — асимметричная клиновидная. Вершинные залежи распространены в центральной части месторождения на межрудных сланцах, склоновые — на околорудных. Склоновый тип залежей очень характерен для Яковлевского месторождения (Никитина, 1968). Наибольшей мощностью на всех месторождениях бокситовые залежи обладают непосредственно у контакта с богатыми рудами, что обусловлено хорошей циркуляцией гипергенных растворов.

Макроскопические признаки остаточных бокситов КМА очень разнообразны. Это связано с тем, что на их окраску, структуру, физические свойства и минеральный состав большое влияние оказали интенсивно развитые вторичные процессы преобразований, особенно болотного этапа, протекавшие при неоднократной смене окислительно-восстановительных условий.

Структурно-текстурные свойства бокситов Висловского и Ольховатского месторождений, их минеральные типы были описаны в ряде работ (Никитина, Алексеева, 1970, 1973; Алексеева, 1972).

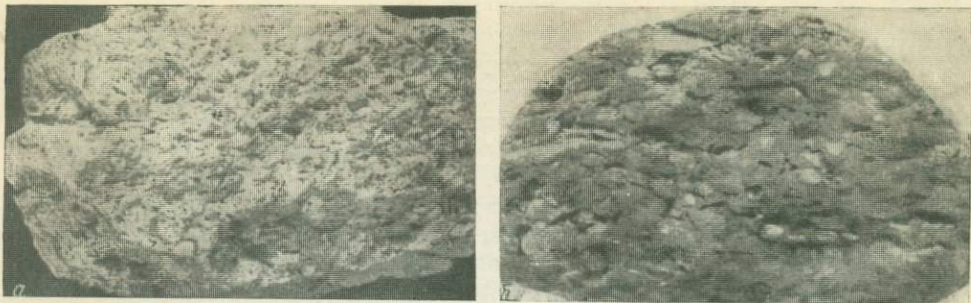
Среди бокситов Ольховатского месторождения различаются: красные первичные и вторично-окисленные; светлые (обесцвеченные), в которых содержатся небольшие количества железа, вследствие его выноса; зеленые и зеленовато-серые — от примеси шамозита и белые или пестроокрашенные, иногда бурундучные, глинистые — от примеси эпигенетического каолинита.

Бокситы Висловского месторождения зеленовато-серые с различными оттенками (от темно-зеленых до светлых и буровато-серых) и красно-бурые. Окраска первых обусловлена присутствием в них зеленого шамозита или выносом из них железа; вторые чаще всего представляют вторично-окисленные разновидности зеленовато-серых бокситов и реже — первично-окисленные. Наиболее распространенными являются зеленовато-серые с буроватым оттенком породы.

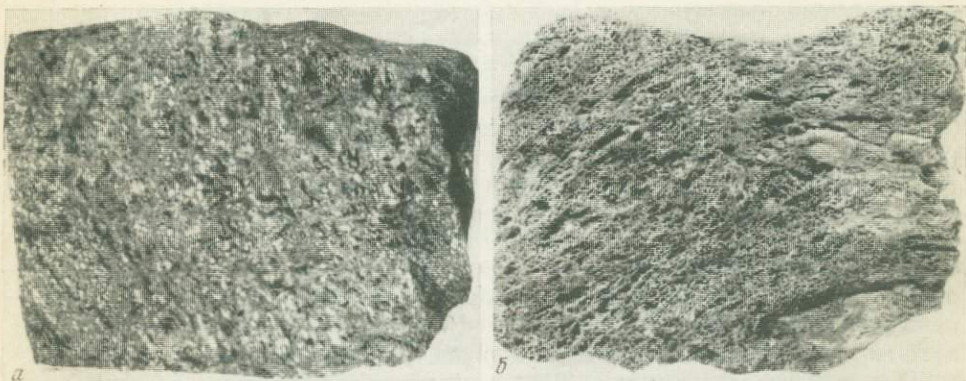
Основная масса бокситов КМА наследует текстурные свойства материнских сланцев, за исключением некоторых типов сильно переработанных вторичными процессами.

Основные структурные элементы элювиальных бокситов КМА по генетическому признаку сводятся к трем: реликтовые полосчатые, наследующие псевдоморфно структуру сланца, псевдобобовые и пористые. При этом среди псевдобобовых следует различать псевдобобовины (первичные), представляющие образования коры выветривания, и псевдобобовины (вторичные), возникшие в результате метасоматических вторичных процессов. Первые представляют участки выветрелой породы до свободного глинозема, состоящие обычно из хорошо окристаллизованных зерен гиббсита, собранных в агрегаты (Никитина, Алексеева, 1973). Они могут сохранять реликтовую текстуру, либо целиком быть замещены гиббситом. Стремление гиббсита образовывать агрегаты вызвано коллоидной природой минералов свободного глинозема и перераспределением его в процессе собирательной кристаллизации. Вторые сложены шамозитом или тончайшей смесью шамозита и метаколлоидного бемита в различных соотношениях. В дальнейшем бемит может выкристаллизовываться в виде крупных отдельных зерен, оторочек или зернистых масс. Первыми сложены гиббситовые бокситы Ольховатского месторождения; вторые являются составным компонентом бемитовых бокситов Висловского месторождения.

Исходя из этих генетических представлений среди бокситов Ольховатского месторождения выделены собственно реликтовые полосчатые с псевдобобовинами или без них, пористые и псевдобобово-пористые (или глобулярные) (фиг. 11, 12). В реликтовых бокситах гиббсит образует сплошные зернистые массы, наследующие текстуру сланца, образуя псевдоморфозы по гидрослюде или каолиниту. В реликтовых псевдобобовых бокситах зерна гиббсита обособлены в агрегаты. Псевдобобовины



Ф и г. 11. Остаточные гиббситовые бокситы Ольховатского месторождения
 а — реликтовые псевдобобово-пористые, каолинит-гиббситовые,
 б — псевдобобово-пористые (глобулярные). Натуральная величина



Ф и г. 12. Остаточные бемитовые бокситы Висловского месторождения
 а — псевдобобовой текстуры, зеленовато-бурые, б — пористые, красновато-бурые, гематит-шамозит-бемитовые. Натуральная величина

принимают резко обособленный характер, если по трещинам усыхания и порам проникает шамозит, сидерит или каолинит.

Псевдобобово-пористые (глобулярные) гиббситовые бокситы образуются вследствие того, что шамозит, выполняющий промежутки между псевдобобовинами разложен, а часть компонентов удалена. Порода состоит из отдельных соприкасающихся краями псевдобобовин из зерен гиббсита, которые принимают облик глобуль благодаря своей обособленности. Эти бокситы обладают высоким кремневым модулем, чаще всего встречаются под алексинскими отложениями в средней, реже в верхней части залежей.

На Висловском месторождении выделены: псевдобобовые, пористые, псевдобобово-пористые и псевдобречневидные разновидности бокситов. Псевдобобовые бокситы характеризуются наличием псевдобобовин, сложенных в основном бемитом в скрытокристаллической и кристаллической форме, с небольшой примесью шамозита, каолинита, гетита и гематита. Промежутки между ними выполнены шамозитом и реже гематитом и каолинитом в тех или иных соотношениях (фиг. 12, а).

Пористые бокситы представляют собой каменистые породы, пронизанные порами, хрупкие, легкие по сравнению с псевдобобовыми бокситами (фиг. 12б). Они являются результатом более глубокого преобразования бокситов и выноса из них части вещества. Цвет их зеленовато-серый, серый до бурого. Величина пор различна: от десятых долей до 3 мм и более, в связи с чем различаются мелкопористые, среднепористые и гру-

бoporистые. В пористых бокситах бемит как основной породообразующий минерал, слагает перегородки. Поры образовались в результате возможного выноса части гиббсита при его преобразовании в бемит и разложения шамозита, которое сопровождалось его побурением и выносом железа. На перегородках, вследствие перераспределения вещества, концентрируются зерна выветрелого акцессорного турмалина, что может указывать на прямую генетическую связь этих бокситов со сланцами.

Таким образом, если сравнить строение пористых бемитовых бокситов с описанными выше пористыми гиббситовыми бокситами, то можно убедиться, что взаимоотношения их структурных элементов различны: в гиббситовых бокситах рудообразующий компонент входит в состав первичных псевдобобовин, а у бемитовых — слагает перегородки между порами, как бы выполняя роль «псевдоцемента». Пористые бемитовые бокситы — высокосортные и представляют большую промышленную ценность, как руды. Псевдобобово-пористые являются промежуточными разновидностями между псевдобобовыми и пористыми бокситами. Выделение их обусловлено очень широким распространением на месторождении. В таких бокситах имеются участки с хорошо выраженными псевдобобовинами, заполненные зеленовато-серой шамозито-бемитовой массой. Среди них выделяются пористые участки. Цвет их серо-зеленый и серовато-бурый. Псевдобрекчиевидные бокситы образуются в результате смятия и обрушения структурных бокситов. Они приурочены к верхней части рудной залежи и представляют бурого и серовато-зеленоватого цвета породу с «обломками» или псевдобрекчиями среди основной структурной массы. Такие бокситы встречаются редко и плохо сохраняют первичную структуру.

Основной рудообразующий компонент бокситов Висловского месторождения — это бемит, существенная и постоянная примесь — шамозит I; гематит и каолинит встречаются реже, а гиббсит не характерен. Количественные вариации этих минералов определили следующие минералогические виды бокситов: шамозит-бемитовые, шамозит-гематит-бемитовые — наиболее распространенные; бемит-шамозитовые и каолинит-шамозит-бемитовые — распространенные; шамозит-гиббситовые и каолинит-шамозит-гиббситовые — встречаются редко.

Шамозит-бемитовые бокситы слагают основную массу бокситов. Обладают пористой и псевдобобово-пористой текстурами. Сложены главным образом бемитом в метаколлоидной и кристаллической форме и примесью шамозита. Располагаются в средней и верхней части залежи. Они являются наиболее ценным промышленным видом. Шамозит-гематит-бемитовые бокситы так же широко распространены. Они сходны с описанными выше, но в отличие от них содержат большее количество гематита и гетита, которые не удалены из породы. Эти бокситы обладают псевдобобовыми и псевдобобово-пористыми текстурами.

Бемит-шамозитовые бокситы макроскопически представляют серозеленые породы, массивные, чаще всего псевдобобовой текстуры. Как промежутки, так и псевдобобовины заполнены шамозитом, который образует с бемитом метаколлоидные смеси. Отличаются большим содержанием шамозита. В качестве примесей содержат сидерит, диаспор, каолинит. Располагаются в нижних частях рудных залежей. Являются наиболее низкосортными. Каолинит-шамозит-гиббситовые и шамозит-гиббситовые бокситы встречены в единичных скважинах. Макроскопически это пятнистые зеленовато или серовато-белой окраски породы, сохранившие первичную реликтовую псевдобобовую структуру. Гиббсит концентрируется в первичных псевдобобовинах, промежутки заполнены каолинитом, шамозитом, гематитом. Участки гиббситовых структурных бокситов или отдельные зерна гиббсита, сохранившиеся от замещения шамозитом и преобразования, встречаются среди бемит-шамозитовых бокситов на контакте с корой выветривания. Хотя этот минеральный тип бокситов на Вис-

ловском месторождении редок, выделение его имеет генетический смысл.

Бокситы Ольховского месторождения резко отличаются по минералогическому составу от описанных выше. Помимо основного различия в главном рудообразующем минерале, для них характерно содержание в сравнительно меньшем количестве шамозита и большем каолинита. При этом весьма широко развит эпигенетический каолинит. Гиббситовые бокситы составляют около 80% всех бокситов; остальное количество сложено бемитовыми и бемит-гиббситовыми. Среди каждого типа выделяются в порядке их распространенности: шамозит-гиббситовые, каолинит-шамозит-гиббситовые, каолинит-гематит-гиббситовые; шамозит-бемитовые и каолинит-шамозит-бемит-гиббситовые.

В работе В. Н. Клекль и В. И. Сиротина (1972) приведена классификация литолого-минералогических типов бокситов КМА. На основании структурно-текстурных признаков среди элювиальных бокситов выделены четыре типа: псевдобобовый, кавернозно-макропористый, землястый и псевдообломочный, а также четырнадцать минеральных типов и определена промышленная ценность каждого из них.

Бемитовые бокситы Висловского месторождения пригодны в основном для производства глинозема и электрокорунда. По своему качеству и способу извлечения они неравнозначны. Наиболее высококачественные из них пористые бокситы шамозит-бемитового состава, которые обладают модулем от 6—12 до 23 и могут быть переработаны по способу Байера для производства электрокорунда. Псевдобобовые бокситы шамозит-бемитового и бемит-шамозитового, каолинит-гематит-бемитового состава обладают более низким модулем от 3 до 5 и годны для переработки по способу спекания для производства глинозема. На Ольховатском месторождении пригодны для переработки по способу Байера и производства электрокорунда высокоглиноземистые маложелезистые пористые бокситы шамозит-гиббситового состава. Для переработки способом спекания — все остальные вышеописанные типы бокситов.

Содержание главных и некоторых второстепенных химических компонентов в бокситах Висловского и Ольховатского месторождений приведены в табл. 4, 5. Количество глинозема колеблется от 37 до 72%; кремнезема — от 3 до 20%, при среднем содержании в пористых бокситах 5—6, а в псевдобобовых — 10—15%.

Условия образования бокситов

Большинство исследователей бокситы КМА связывают с нижнекаменноугольной латеритной корой выветривания протерозойских сланцев (Никитина, 1963; Никитина, см. «Платформенные бокситы...», 1971; Вишняков и др., 1964; Клекль и др., 1965; Хожайнов, Акаемов, 1968; Богунова, 1970). Изучение остаточной бокситоносной коры выветривания и коррозийных осадков, а также анализ палеогеографической обстановки показывает, что благоприятные условия для бокситообразования наступили в конце турнейского века и продолжались в течение малиновского, яснополянского и окского времени (до конца веневского) среднего визе. Возраст бокситов определяется ниже-средневизейским. Возникновению их способствовал тропический влажный климат, относительный тектонический покой, приподнятое положение юго-западного склона антеклизы, слабо всхолмленный рельеф, благоприятный химический состав субстрата. Последующее погружение бокситоносного юго-западного склона Воронежской антеклизы и захоронение бокситов под плотными известняками обеспечили их сохранность.

В истории развития латеритной коры выветривания и бокситов Воронежской антеклизы выделено четыре этапа (Никитина, 1968). Первый

Таблица 4

Химический состав бемитовых бокситов Висловского месторождения (в вес.%)

Боксит	Место взятия образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	П. п. п.	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$
Пористый светло-серый	Скв. 1574 гл. 608,8	3,97	1,50	69,38	3,30	6,15	Нет	0,59	0,27	0,064	0,00	0,15	14,26	Нет	—	99,63	17,48
Пористый красный	Скв. 1144, гл. 580 м	4,58	1,22	65,76	6,44	7,18	»	0,80	Нет	0,054	0,21	0,68	13,12	»	—	100,04	14,36
Пористый серовато-бурый *	Скв. 1650 гл. 640,40 м	6,79	1,44	60,12	6,00	10,80	Не опр.	0,45	0,05	Не определялось			0,65	14,90	—	8,85	
Псевдобобовый *	Скв. 1507 гл. 559,0 м	12,21	2,13	50,39	3,82	17,21	»	0,69	0,42	То же			0,11	12,73	—	4,13	
Псевдобобовый *	Скв. 1541 гл. 602,0 м	7,52	2,28	54,82	5,42	15,38	»	0,36	0,15	» »			0,30	15,73	—	7,29	

* Анализы Белгородской железорудной экспедиции.

Таблица 5

Химический состав гиббситовых бокситов Ольховатского месторождения (в вес.%)

Боксит	Место взятия образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	S	П. п. п.	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$
Пористый	Скв. 1337 гл. 467 м	6,81	1,12	59,97	3,48	Нет	Следы	0,10	Нет	0,07	0,33	Нет	27,82	Нет	0,28	—	99,98	8,81
Псевдобобовый	Скв. 1315 гл. 484 м	6,58	1,20	39,35	5,49	14,94	0,25	1,52	0,40	0,053	0,011	0,14	21,03	9,40	Нет	Нет	100,36	5,98
Псевдобобовый	Скв. 1137 гл. 435 м	9,27	1,61	49,55	5,07	8,57	Не опр.	0,87	0,13	0,51	0,03	0,39	23,89	0,04	Не опр.	—	99,93	5,35
Псевдобобово-пористый *	Скв. 1320 гл. 478,0 м	6,0	Не опр.	58,62	4,44	5,52	Не определялся						20,18			—	9,77	
Псевдобобово-пористый *	Скв. 1340 гл. 422,3 м	7,56	То же	52,05	2,49	10,37	То же						24,42			—	6,88	

* Анализы Белгородской железорудной экспедиции.

этап проходил в обстановке субаэрального выветривания. Формирование бокситоносной коры выветривания началось в позднеурнейское и в ранневизейское (малиновское) время, когда на всей Русской платформе наступили регрессия моря и благоприятные климатические условия. Об изменении аридного климата, существовавшего в позднедевонское и раннеурнейское время на жаркий гумидный, свидетельствуют отложения углестых каолиновых глин в Днепровско-Донецкой впадине и накопление осадочных бокситов, углей и огнеупорных глин в основании бобриковского и других горизонтов пизжнего визе на юго-западном склоне Воронежской антеклизы.

К выводу о существовании ярко выраженного гумидного климата в течение яснополянское времени на Русской платформе пришли А. Б. Ронов и А. А. Мигдисов в 1960 г. на основании изучения физико-химических условий осадконакопления. Формированию латеритной коры выветривания и бокситов способствовало также приподнятое положение юго-западного склона антеклизы, территория которого в этот период по данным Н. П. Хожайнова, возвышалась на 300—400 м над уровнем моря. Этот период субаэрального выветривания продолжался в течение малиновского и яснополянское времени до момента заболачивания латеритной коры выветривания, в связи с начавшейся в верхнетульское время трансгрессией моря.

Вещественный состав и другие особенности бокситов Юльховатского (Никитина, Алексеева, 1970, 1973) и Висловского месторождений показали, что к этому моменту основная масса сформировавшихся латеритных бокситов обладала гиббситовым составом. Они были сходны, по-видимому, с гиббситовыми бокситами реликтовой полосчатой структуры Ольховатского месторождения. Первичность гиббситовых бокситов подтверждается тем, что обломки осадочных бокситов на Висловском месторождении состоят из первичных псевдобобовин, сложенных кристаллами гиббсита, а бемит является цементирующим аутигенным минералом. Аналогичные факты приводились В. И. Сиротиним на основании исследования обломочных бокситов Яковлевского месторождения и высказывались соображения о возможно более гиббситовом первичном составе бокситов этого месторождения (Сиротин, Дедов, 1970). Не исключено, что к концу субаэрального окислительного этапа некоторая часть первичных бокситов состояла из первичного метаколлоидного бемита, который впоследствии был частично перекристаллизован.

В верхнетульское время началось подтопление и преобразование первичного состава бокситов водами лагунно-болотных фаций, имеющих восстановительный характер (второй этап). Основное подтопление и преобразование бокситов произошло в алексинское и михайловское время, так как главная масса бокситов располагалась на приподнятых участках в рельефе.

При восстановительных процессах этого этапа происходило метасоматическое замещение минералов коры выветривания и бокситов шамозитом, сидеритом и преобразование первичного гиббсита, возможно, бемита, во вторичный бемит. Вторичный бемит образовывал тончайшие метаколлоидные смеси с шамозитом. В дальнейшем часть его могла выкристаллизовываться в виде отдельных крупных зерен или кристаллических масс. Таким образом происходило преобразование первичных гиббситовых бокситов во вторичные бемитовые.

Широкому развитию в коре выветривания шамозита способствовало наличие железа, латеральный привнос которого происходил из богатых железных руд. В этих условиях интенсивного поступления в кору выветривания органического вещества, происходила редукция железа, перераспределение его и свободного глинозема в латеритном профиле и частичный вынос железа в виде органокомплексных соединений.

Этапы заболачивания протекали при неустойчивом режиме континента, что хорошо было показано Н. П. Хожановым, С. Т. Акаемовым (1968) на примере ритмичности накопления фациальных осадков. В связи с этим происходили колебания уровня подземных вод и периодическая смена восстановительной обстановки на окислительную в верхней части профиля выветривания (третий этап). Эти окислительные процессы фиксируются в побурении и разложении шамозита и частичном выносе железа и кремнезема из породы. Вынос железа, который хорошо фиксируется химическими анализами, происходил, по-видимому, в органокомплексах, как в двух-, так и в трехвалентной форме, что приводило к формированию высокосортных бокситов (Никитина и др., 1971). Особенно интенсивно вынос железа протекал на Висловском месторождении.

В формировании высокосортных бокситов наблюдается приуроченность к приподнятым участкам территории, которые на Висловском и Ольховатском месторождениях были впоследствии перекрыты алексинскими известняками. Следует отметить, что пористые безжелезистые бокситы наблюдались также под тульскими и михайловскими осадками, но в меньшей степени. Позднее, в послевеневское время эти процессы стали затухать в связи с аридизацией климата. Согласно данным Л. С. Богуновой (1970) об аридизации климата свидетельствует развитие доломитов в отложениях верхнего визе.

Процессы четвертого этапа протекали главным образом после перекрытия бокситов осадочным чехлом в восстановительных условиях и выразились в разубоживании верхних частей залежей бокситов вследствие интенсивного привноса кремнезема и развития в них позднего шамозита и каолинита. Процессы ресификационной каолинизации очень интенсивно проявлены в верхней части бокситовых залежей Ольховатского месторождения, залегающих под тульскими, алексинскими и более молодыми отложениями, в нижних горизонтах которых распространены песчано-глинистые осадки. В отличие от Ольховатского, на Висловском месторождении, где бокситы перекрыты известняками, эти процессы не проявлены.

Аналогами погребенных месторождений остаточных гиббситовых бокситов этого типа, сходными по приуроченности их образования к латеритной коре выветривания сланцев, ближе всего являются крупные месторождения латеритных бокситов Западной Африки (Гвинеи) на Либерийском щите, (Михайлов, 1966). К аналогам также можно отнести месторождения бокситов в Восточной Индии в провинции Монгир (Насан, 1966) и в Бразилии, штат Минас-Жерайс (Хозе, 1964).

Сравнивая латеритные бокситы Воронежской антеклизы с бокситами аналогичных месторождений мира и Высокопольского месторождения, следует отметить, что они обладают многими общими чертами. Однако по минеральному составу и структурно-текстурным свойствам между ними есть различие, которое явилось результатом специфического преобразования бокситов Воронежской антеклизы на конечных этапах в условиях лагуно-болотного восстановительного режима. Как было показано, эти условия препятствовали накоплению в них окисного железа и образованию в верхней части бокситовых тел кирасы, которая свойственна для бокситов Западной Африки и Высокополья. Кроме того, в отличие от зарубежных бокситов эти бокситы испытали эпигенетические преобразования под песчано-глинистыми углефицированными толщами, что характерно для большинства известных погребенных осадочных месторождений раннекаменноугольного возраста, расположенных в пределах Европейской части СССР.

Закономерности размещения и практические предложения поисков бокситов

Поиски бокситов в пределах Воронежской антеклизы следует приурочивать к юго-западному погребенному ее склону, где развиты латеритные бокситы на сланцах курской серии и амфиболитах михайловской серии, перекрытые визейскими отложениями. По возрастному признаку наиболее перспективной является визейская кора выветривания, с которой генетически связаны все бокситы этого региона.

Представляют интерес в отношении возможной бокситоносности на территории Воронежской антеклизы в юго-восточной и северо-восточной ее части коры выветривания сланцев, габбро-амфиболитов и эффузивных образований франского и старо оскольского времени, в течение которого на описываемой территории существовали благоприятные гумидные условия и установлены гиббситоносные латеритные коры выветривания (франские) (Никитина, 1968).

Сравнительная характеристика геологических и минералого-геохимических признаков бокситов Висловского и Ольховатского месторождений позволяет выделить особенности каждого из них и наметить некоторые практические предложения для их поисков.

Для Висловского месторождения.

1. Приуроченность бокситов к сланцам средней и верхней свиты курской серии, примыкающим к восточному контакту богатых железных руд. Эти сланцы характеризуются благоприятным выдержанным по площади составом, что предопределило образование однородных бокситовых тел, хорошо выдерживающихся как вкрест простирания, так и по простиранию.

2. Расположение на приподнятой слабо всхолмленной поверхности, имеющей пологие углы наклона.

3. Бемитовый состав бокситов.

4. Интенсивное развитие процессов разложения, которые приводили к значительному выносу железа и формированию пористых высокосортных бокситов.

5. Слабое развитие эпигенетических процессов ресификации (шамозитизации II и каолинизации), вследствие чего верхние части бокситовых залежей не разубожены на глинозем.

Перечисленные особенности при общерегиональных благоприятных условиях обеспечили на Висловском месторождении высокосортный состав бокситов и формирование выдержанных бокситовых тел (залежей).

Для Ольховатского месторождения.

1. Приуроченность значительных масс остаточных бокситов к межрудным сланцам, находящимся в многократном чередовании с железистыми кварцитами, что отличает это месторождение от Яковлевского и Висловского и делает более сходным с Гостищевским, где имеются межрудные сланцы с бокситами в коре выветривания.

2. Расположение месторождения в пределах бокситоносного юго-западного склона Воронежской антеклизы на наиболее приподнятом докембрийском фундаменте по сравнению со всеми остальными месторождениями, что сочетается с наименьшей мощностью перекрывающих осадочных пород.

3. Наиболее ярко выраженный по сравнению с другими месторождениями гиббситовый состав, сохранившийся от преобразования.

4. Меньшая, чем на остальных месторождениях, степень проявления ранней шамозитизации и наибольшая — эпигенетической каолинизации кровли бокситов.

Месторождение сходное по геологическому строению и приуроченности к материнскому субстрату, следует ожидать вдоль восточной Мелиховско-Ольховатской синклинали зоны на юго-западном склоне под ви-

зейскими отложениями, в месте разветвления рудного тела и многочисленных полей межрудных сланцев. Частая перемежаемость железорудных и бокситовых тел при небольшой их мощности может создать некоторые трудности их разработки. Бокситы Ольховатского месторождения, обладающие гиббситовым составом, более благоприятные в технологическом отношении, чем бемитовые.

Поиски месторождений остаточных бокситов гиббситового состава следует приурочивать к площадям наиболее слабых проявлений шамозита I генерации, так как на примере Ольховатского месторождения установлено, что восстановительные процессы заболачивания, обусловившие шамозитизацию I, способствовали преобразованию гиббситовых бокситов в бемитовые.

Поиски месторождений бемитового состава следует приурочивать к юго-западной железорудно-сланцевой зоне и южной части северо-восточной зоны южнее Гостищево.

Месторождения латеритных бокситов стали известны на территории СССР недавно, и они немногочисленны. Тщательное изучение латеритных бокситов и бокситоносных кор выветривания, развернувшееся в последние годы, позволило вести научное прогнозирование, выявить новые латеритные руды (Русская платформа, Урал, Сибирь, Средняя Азия) и предположить более широкое развитие бокситов этого типа.

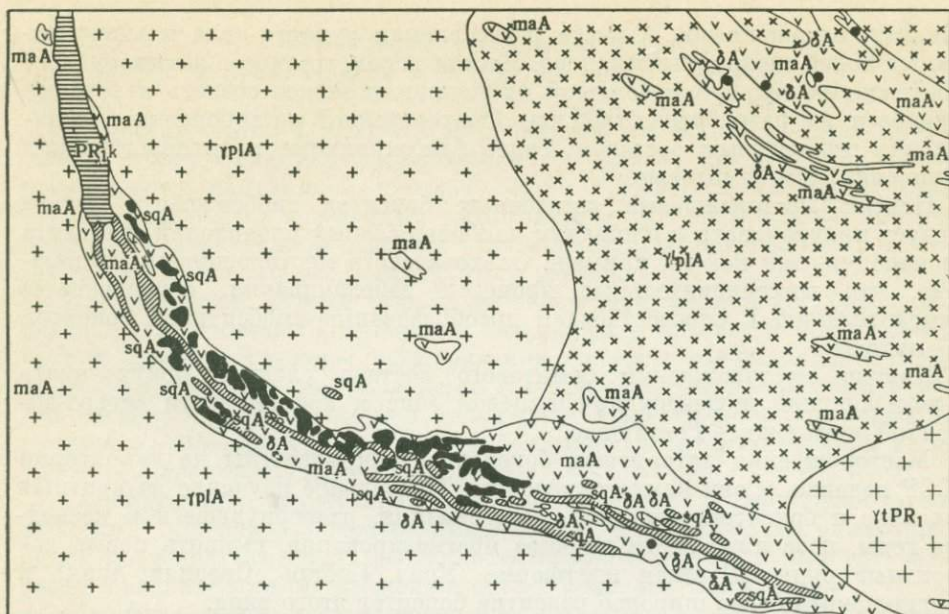
Высокопольское месторождение латеритных бокситов стадийного формирования

Высокопольское месторождение относится к месторождениям остаточных латеритных бокситов, приуроченных к мезозойской коре выветривания основных пород. Из всех месторождений и бокситопроявлений гвинейского типа оно наиболее крупное и типичное для Украины. Открыто в 1949 г. в результате систематических поисковых работ на бокситы, проводимых Украинским геологическим управлением.

Геологические и другие особенности Высокопольского месторождения детально изучены Ю. Б. Бассом, М. Б. Славутским, Е. С. Шалыт (Басс, 1960; Басс и др., 1971); Е. Г. Куковским (1963); Д. П. Хорошевой (1969), Н. П. Мовчаном (1971). В последние годы оно изучалось также в ИГЕМ на основании обработки собранного каменного материала керна скважин и шахтных выработок (Никитина, 1973).

Месторождение расположено в Широковском районе Днепропетровской области на склоне Украинского щита, примыкающего к Причерноморской впадине. В его строении принимают участие породы кристаллического докембрийского фундамента с развитой на них корой выветривания и породы осадочного чехла палеогенового и четвертичного возрастов. Общая мощность осадочного покрова составляет от 60 до 100 м. Докембрийское основание сложено породами архейского и раннепротерозойского возраста.

Собственно месторождение приурочено к массиву архейских основных пород конско-верховцевской серии, имеющему юго-восточное простираие (фиг. 13). Центральная часть массива сложена узкой полосой кварцсерицитовых сланцев, северо-восточная и юго-западная — амфиболитами и кварц-хлорит-амфиболовыми ортосланцами, составляющими до 90% всей площади массива. Среди основных пород в виде небольших тел залегают ультрабазиты. Основные породы располагаются среди огромного поля более молодых архейских плагиоклазовых гранитов кировоградско-житомирского магматического комплекса, за исключением северной части, где они контактируют с породами железорудной криворожской серии нижнего протерозоя.



Ф и г. 13. Схема расположения бокситовых залежей Высокопольского месторождения (по Ю. В. Бассу и др., 1971)

- | | | |
|---|---|---|
| 1 — амфиболиты и связанные с ними хлоритовые, роговообманковые и другие сланцы (<i>mdaA</i>); | 3 — ультраосновные породы (<i>σA</i>); | 6 — криворожская серия нерасчлененная (<i>PR₁K</i>); |
| 2 — сланцы кварц-серицитовые, слюдяно-альбит-кварцевые и другие (<i>sqA</i>); | 4—5 — плагиоклазовые граниты: | 7 — граниты токовского комплекса (<i>γtPR₁</i>); |
| | 4 — средне- и мелкозернистые (<i>γplA</i>), | 8 — залежи бокситов; |
| | 5 — пегматоидные (<i>γ²plA</i>); | 9 — проявления бокситов |

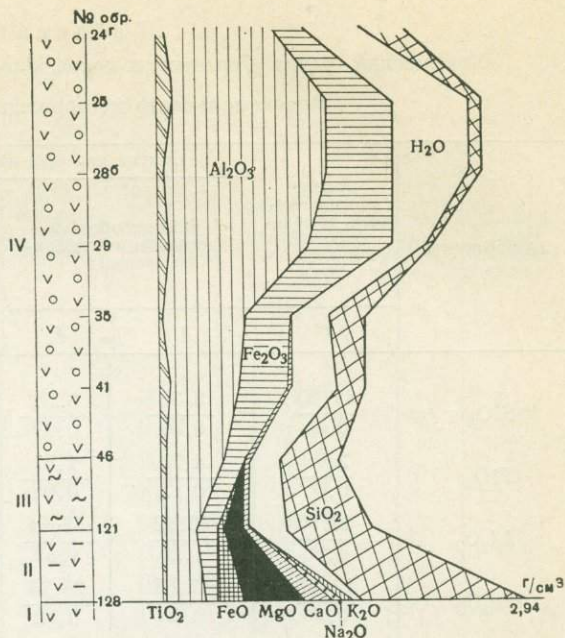
В структурном отношении район месторождения охватывает южную часть Криворожского синклиория. Кора выветривания и бокситы непосредственно перекрыты осадками палеогена и неогена. Бучакские отложения, представленные песчано-глинистыми породами со скоплениями углистых остатков растений и пирита, залегают по склону ниже бокситов на пестроцветных каолинах. Глины, мергели и пески киевской и харьковской свит перекрывают главным образом бокситы. Пески и глины сарматского неогена занимают наиболее возвышенные формы древнего рельефа, где бокситы практически отсутствуют.

Кора выветривания

На всех породах месторождения почти повсеместно развита кора выветривания площадного типа, средней мощностью 30—40 м (Басс и др., 1971). Она отсутствует лишь на высоких древних водоразделах с абсолютными отметками от +25 до +30 м, а также в русловой части некоторых депрессий. Наибольшим распространением пользуется латеритная кора выветривания амфиболитов. Она обладает полным профилем выветривания (Никитина и др., 1971). В профиле, достигающем в среднем 30, а местами 100 м мощности, выделяются четыре зоны: дезинтегрированных пород, монтмориллонитовая, гетит-каолинитовая и гетит-гипсбитовая (бокситовая). В коре выветривания кварц-амфиболовых сланцев минеральная зональность похожа на зональность коры выветривания амфибо-

Ф и г. 14. Геохимическая диаграмма латеритной коры выветривания и остаточных бокситов Высокопольского месторождения

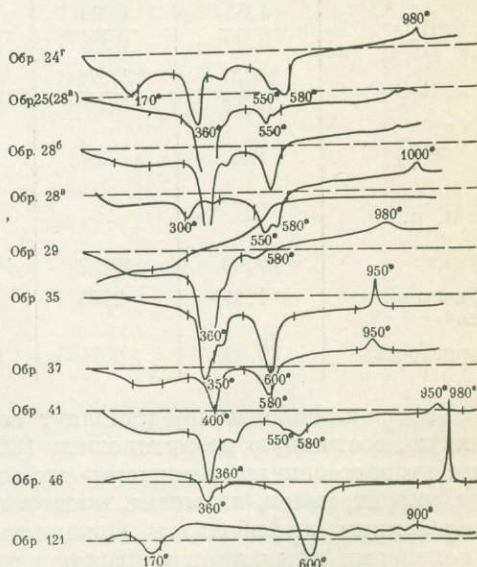
- I — неизмененные габбро-амфиболиты,
 - II — монтмориллонит-гидрохлоритовая зона,
 - III — гетит-каолининовая зона,
 - IV — гетит-гипсбситовая зона (бокситы каменные; рыхлые; глинистые и бокситовая порода).
- Слева номера образцов



литов, с той лишь разницей, что верхняя зона и связанные с ней бокситы присутствуют не повсеместно. В коре выветривания серпентинитов, мощностью 15—20 м, выделяются зоны выщелоченных серпентинитов, нон-тронитовая, охр и гипсбсит-гетитовая, состоящая из бурых железняков, охр и бокситовых пород, которые не имеют практического значения из-за повышенного содержания железа и невысокого содержания глинозема. На кварц-серицитовых сланцах и гранитах обычно развита кора выветривания каолинового состава.

Характерной особенностью для коры выветривания гранитов, мигматитов и гнейсов является сохранение крупнозернистого кварца по всему разрезу профиля выветривания, хотя общее его количество уменьшается кверху. Таким образом, продуктивными на месторождении являются бокситоносные коры выветривания амфиболитов и кварц-хлорит-амфиболовых сланцев, в которых образуются кондиционные бокситы.

Для характеристики вещественного состава бокситоносной коры выветривания и бокситов, образовавшихся по габбро-амфиболитам, и выявления поведения химических элементов нами был изучен типичный разрез (табл. 6) и построен геохимический профиль (фиг. 14). Данные химического состава рассчитаны по методу абсолютных масс. Характеристика минерального состава пород коры выветривания и бокситов основана на данных термического, рентгено-структурного и микроскопического анализов (фиг. 15, 16).



Ф и г. 15. Кривые нагревания остаточных бокситов и пород коры выветривания Высокопольского месторождения

Т а б л и ц а 6

Химический состав бокситов и пород коры выветривания амфиболитов

Высокопольского месторождения $\left(\frac{\text{вес, \%}}{\text{г/см}^3}\right)$

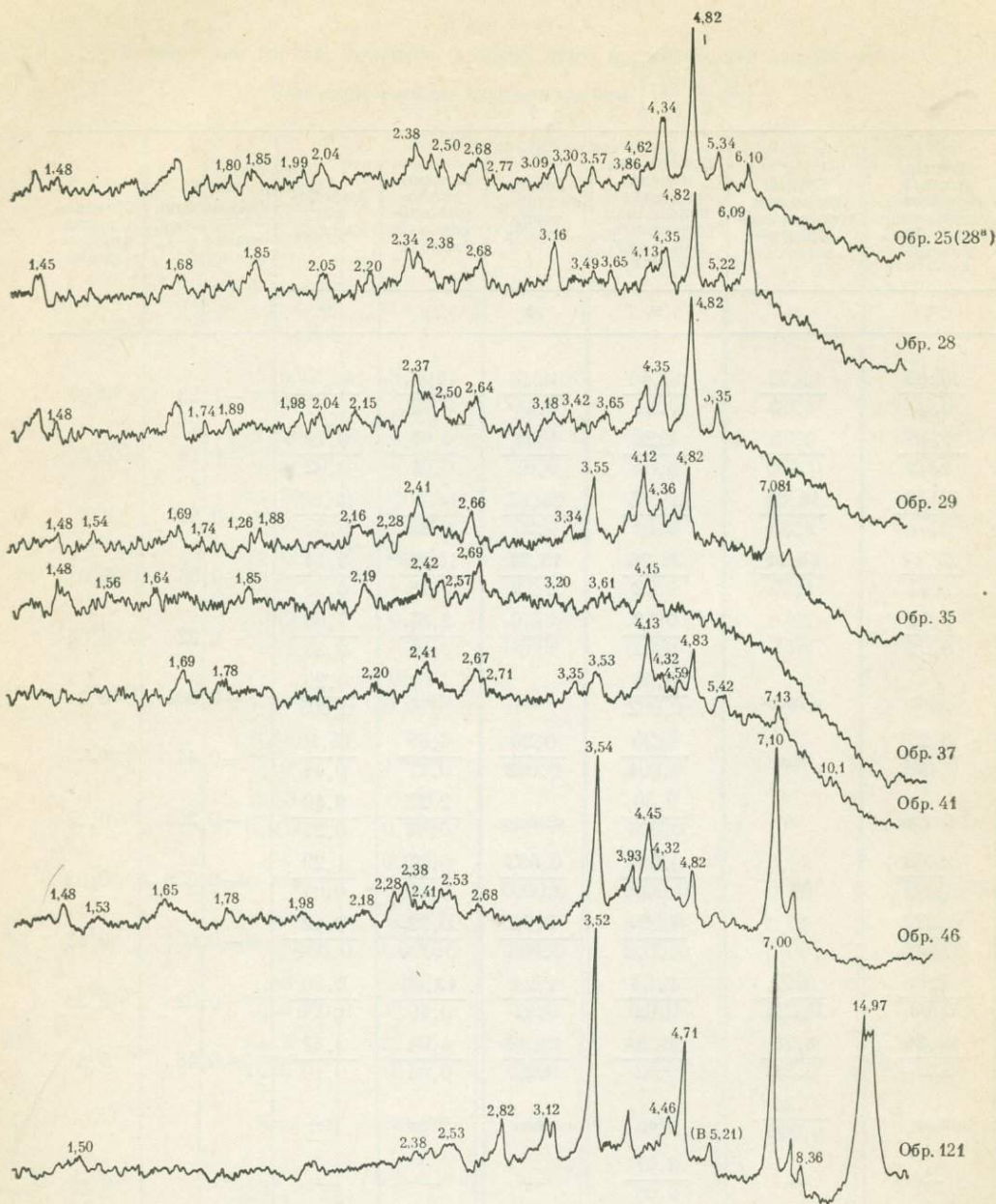
Компоненты	Боксит обесцвеченный, псевдобобовый (с галлуазитом)	Боксит красный каменистый			Боксит структурный	
		Псевдобобовый (гетит-бемит-гипсидитовый)		неяснобобовый афанитовый (гетит-гипсидитовый)	красный пористый, гетит-гипсидитовый	желтовато-красный каолинит-гетит-гипсидитовый
		2	3			
SiO ₂	$\frac{17,80}{0,35}$	$\frac{3,36}{0,09}$	$\frac{3,58}{0,09}$	$\frac{1,35}{0,03}$	$\frac{0,83}{0,02}$	$\frac{5,94}{0,10}$
TiO ₂	$\frac{2,70}{0,05}$	$\frac{4,73}{0,12}$	$\frac{1,57}{0,04}$	$\frac{3,15}{0,08}$	$\frac{0,62}{0,01}$	$\frac{0,55}{0,01}$
Al ₂ O ₃	$\frac{43,50}{0,86}$	$\frac{49,12}{1,26}$	$\frac{53,61}{1,33}$	$\frac{45,31}{1,14}$	$\frac{48,88}{0,88}$	$\frac{49,25}{0,98}$
Fe ₂ O ₃	$\frac{12,91}{0,25}$	$\frac{17,65}{0,45}$	$\frac{20,75}{0,52}$	$\frac{25,71}{0,65}$	$\frac{18,61}{0,33}$	$\frac{17,87}{0,36}$
FeO	$\frac{0,62}{0,01}$	$\frac{0,54}{0,01}$	$\frac{0,23}{0,006}$	$\frac{0,34}{0,009}$	$\frac{0,35}{0,01}$	$\frac{0,29}{0,01}$
MnO	Следы	$\frac{0,04}{0,001}$	Нет	Нет	Следы	Следы
MgO	$\frac{0,50}{0,01}$	Следы	$\frac{0,31}{0,008}$	$\frac{0,30}{0,008}$	Нет	Нет
CaO	$\frac{0,10}{0,002}$	$\frac{0,30}{0,007}$	Следы	Следы	»	»
Na ₂ O	Не опр.	$\frac{0,063}{0,001}$	$\frac{0,19}{0,004}$	$\frac{0,15}{0,003}$	$\frac{0,03}{0,00}$	$\frac{0,04}{0,00}$
K ₂ O	Не опр.	$\frac{0,02}{0,0005}$	$\frac{0,078}{0,002}$	$\frac{0,049}{0,001}$	$\frac{0,02}{0,00}$	$\frac{0,02}{0,00}$
H ₂ O ⁻	$\frac{4,53}{0,09}$	$\frac{0,99}{0,03}$	$\frac{1,66}{0,04}$	$\frac{1,25}{0,03}$	$\frac{2,20}{0,04}$	$\frac{0,44}{0,01}$
H ₂ O ⁺	$\frac{16,37}{0,32}$	$\frac{22,71}{0,58}$	$\frac{18,05}{0,45}$	$\frac{22,81}{0,57}$	$\frac{28,45}{0,53}$	$\frac{25,29}{0,51}$
CO ₂	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
П. п. п.	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,03	99,52	100,02	100,42	99,99	99,63
Объемный вес г/см ³	1,97	2,55	2,49	2,51	1,80	2,0
Пористость	30,93	8,74	15,71	11,48	—	—

Габбро-амфиболит представляет собой зеленовато-серую породу, массивную, состоящую из актинолита (60%) и плагиоклаза (30%). В качестве второстепенных и аксессуарных минералов присутствуют эпидот, биотит, хлорит, кварц, ильменит, магнетит. В зоне слабо выветрелых дезинтегрированных амфиболитов (мощность 8 м) выветривание выражается в появлении прожилков и пленок карбонатов, халцедона и незначительных количеств монтмориллонита и гидрохлорита. В монтмориллонит-гидрохлоритовой зоне, формирующейся под влиянием процесса гидролиза, сопровождающегося интенсивным выщелачиванием из породы кальция и

Боксит рыхлый, глинистый (гетит-каолинит-гипсидитовый)	Бурый железняк (гетит с гипсидитом)	Бокситовая порода с бурым железняком (каолинитовая с гипсидитом)	Гетит-каолинитовая порода	Монтмориллонит-хлоритовая порода	Амфиболит свежий	Обогащение (+) или вынос (-), г/см ³	Коэффициент концентрации
7	8	9	10	11	12		
$\frac{17,82}{0,29}$	$\frac{11,72}{0,30}$	$\frac{10,40}{0,21}$	$\frac{34,14}{0,48}$	$\frac{44,45}{0,72}$	$\frac{46,54}{1,37}$	-1,28	0,07
$\frac{1,48}{0,02}$	$\frac{0,35}{0,009}$	$\frac{4,28}{0,09}$	$\frac{1,31}{0,02}$	$\frac{0,69}{0,01}$	$\frac{0,70}{0,02}$	+0,10	6,0
$\frac{35,53}{0,57}$	$\frac{14,67}{0,38}$	$\frac{27,15}{0,54}$	$\frac{35,17}{0,50}$	$\frac{14,40}{0,23}$	$\frac{11,86}{0,35}$	+0,91	3,6
$\frac{25,49}{0,41}$	$\frac{63,11}{1,65}$	$\frac{36,36}{0,72}$	$\frac{13,71}{0,19}$	$\frac{10,86}{0,18}$	$\frac{3,14}{0,09}$	+0,36	5,0
$\frac{0,71}{0,01}$	Нет	$\frac{0,82}{0,01}$	Нет	$\frac{2,85}{0,05}$	$\frac{7,68}{0,23}$	-0,22	0,04
Нет	Следы	$\frac{0,08}{0,002}$	»	Нет	$\frac{0,20}{0,005}$	-0,004	0,2
$\frac{0,26}{0,004}$	Нет	$\frac{0,20}{0,004}$	$\frac{0,20}{0,002}$	$\frac{6,69}{0,11}$	$\frac{15,10}{0,44}$	-0,44	—
Следы	»	$\frac{0,30}{0,006}$	Следы	$\frac{2,23}{0,04}$	$\frac{9,10}{0,27}$	-0,263	0,03
$\frac{0,069}{0,001}$	»	$\frac{0,046}{0,0009}$	$\frac{0,063}{0,0009}$	$\frac{0,67}{0,01}$	$\frac{1,29}{0,04}$	-0,039	0,03
$\frac{0,022}{0,0004}$	»	$\frac{0,020}{0,0003}$	$\frac{0,04}{0,006}$	$\frac{0,22}{0,004}$	$\frac{0,12}{0,004}$	-0,003	0,13
$\frac{2,0}{0,03}$	$\frac{0,92}{0,024}$	$\frac{1,13}{0,02}$	$\frac{1,24}{0,02}$	$\frac{12,00}{0,19}$	$\frac{0,30}{0,009}$	+0,02	3,33
$\frac{16,21}{0,26}$	$\frac{8,78}{0,23}$	$\frac{16,30}{0,32}$	$\frac{13,89}{0,20}$	$\frac{4,64}{0,08}$	$\frac{3,37}{0,10}$	+0,48	5,8
Нет	$\frac{0,21}{0,006}$	Нет	Нет	Нет	Нет		
—	—	$\frac{3,07}{0,08}$	—	—	—		
99,59	99,76	100,16	99,76	99,70	99,40		
1,61	2,62	1,99	1,42	1,62	2,94		
45,00	17,84	37,13	50,15	42,40	1,08		

магния, главными минералами являются смешанно-слоистые и монтмориллонит; мощность ее 10 м. В химическом составе габбро-амфиболита происходят глубокие изменения, которые выражаются в выносе около 80% MgO, CaO, K₂O и Na₂O, что в абсолютных массах составляет 0,58 г/см³ и около 50% SiO₂ от первоначального содержания; в окислении двухвалентного железа и в увеличении воды более, чем вдвое. Эти процессы приводят к резкому повышению пористости и уменьшению объемного веса породы (табл. 6).

Породы из гетит-каолинитовой зоны сложены главным образом као-



Ф и г. 16. Дифрактограммы остаточных бокситов и пород коры выветривания Высокопольского месторождения

линитом и второстепенными минералами — гетитом, гидрогетитом, лейкоксеном, иногда гиббситом. Гиббсит псевдоморфно развивается по минералам породы и выполняет поры. Здесь происходит дальнейший вынос кремнезема и накопление глинозема, при полном сохранении текстуры исходного амфиболита. Отмечается только некоторое перераспределение железа.

Последнюю, гетит-гиббситовую, зону можно подразделить на две подзоны: гетит-гиббсит-каолинитовую (бокситовые породы) и гетит-гиббситовую с примесью бемита и каолинита (бокситы каменистые и рыхлые глинистые). Характеристика их приведена ниже. По сравнению с нижележащей гиббсит-гетит-каолинитовой породой в бокситах происходит резкое

увеличение объемного веса и уменьшение пористости, что является результатом цементации первичных структурных бокситов натечным гиббситом, бемитом, гетитом вследствие перераспределения вещества внутри рудного слоя. При формировании бокситов происходит вынос $1,28 \text{ г/см}^3$ SiO_2 , т. е. 93% от первоначального содержания его в габбро-амфиболите, и накопление Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 и H_2O^+ соответственно до 1,25, 0,45, 0,12 и $0,58 \text{ г/см}^3$. Эти данные хорошо согласуются с коэффициентами концентрации перечисленных компонентов.

Бокситы

Бокситы Высокопольского месторождения, как и все остальные бокситопоявления Украины, связываются с корой выветривания мезозойского возраста.

Геологические условия залегания бокситов во многом определяются положением материнских пород и рельефом. Бокситы имеют плащеобразный характер распространения и находятся в верхней части профиля коры выветривания (фиг. 17). В рельефе кора выветривания приурочена к Высокопольской возвышенности, расположенной на южном склоне Восточно-Криворожской депрессии. Северный склон возвышенности крутой, южный — пологий.

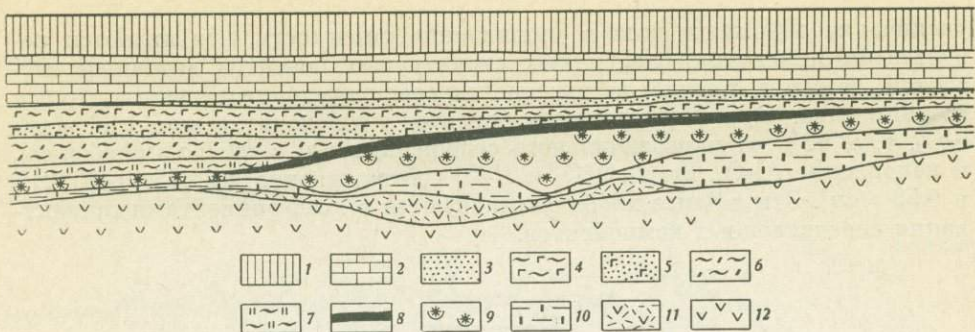
Необходимо подчеркнуть, что все залежи латеритных бокситов приурочены к расчлененному поднятию северного склона и прослеживаются на всем его протяжении.

Рудный горизонт разбит мелкими депрессиями на ряд залежей различного размера. Бокситовые тела вытянуты по направлению простирания пород конско-верховцевской серии. Большая часть их располагается горизонтально на относительно ровной приподнятой поверхности с наибольшей разницей высот до 45 м, и лишь 15—20% из них приходится на склоны. В депрессиях бокситы, как правило, отсутствуют. В вертикальном разрезе мощность бокситов непостоянна. Глубина залегания руд различная — в пределах Радевической северной залежи от 10 до 40 м, на остальных она обычно увеличивается до 60—80 м.

Ценная информация о строении рудного пласта и взаимоотношений бокситов с подстилающими зонами коры выветривания была получена при вскрытии карьера вблизи с. Радевичи. Здесь хорошо было прослежено (Басс и др., 1971), что бокситы венчают профиль коры выветривания и образуют наследующее элементы залегания коренных амфиболитов плащеобразное тело, разбитое на отдельные уплотненные глыбы до 2 м, напоминающие шаровую отдельность. Среди остаточных бокситов различаются каменистые и рыхлые. Ниже по разрезу бокситы сменяются бокситовыми породами со стяжениями каменистых бокситов, переходящих в пестрые остаточные каолинитовые глины, хорошо сохраняющими структуру материнской породы.

Взаимоотношения бокситов в рудной залежи прослежены нами в разведочной шахте возле с. Малая Шестерня, где был сделан ряд зарисовок (фиг. 18), которые отображают в основном взаимоотношение бокситов в рудном пласте.

Каменистые бокситы макроскопически представляют красно-бурюю очень крепкую скальную породу, состоящую из минералов гидроокиси глинозема и железа (фиг. 19). Глинистые минералы играют резко подчиненную роль. Рыхлые бокситы, которые постепенно сменяют вниз по разрезу каменистые, сложены многочисленными стяжениями и желваками каменистых бокситов, чистого гиббсита и бурого железняка, размером от 0,5 до 2—3 см, среди остаточного гетит-гиббсит-глинистого вещества. В связи с этим они легко могут рассыпаться. Иногда глинистое ве-



Ф и г. 17. Геологический разрез через рудную залежь Высокопольского месторождения (по Ю. Б. Бассу и др., 1971)

- | | | |
|---|--|--|
| 1 — суглинки и глины красно-бурые (Q); | 5 — пески кварц-глауконитовые (Pg_3hr); | 8 — бокситы; |
| 2 — известняки, мергели, глины (N_{1-2}); | 6 — мергели, глины, алевролиты (Pg_2kv); | 9 — каолины пестроокрашенные, первичные; |
| 3 — пески (N_1); | 7 — глины темные, углистые, вторичные каолины (Pg_2b); | 10 — монтмориллонитовые породы; |
| 4 — глины (Pg_3hr); | | 11 — амфиболиты разрушенные; |
| | | 12 — амфиболиты свежие |

щество присутствует в очень небольшом количестве. От каменистых рыхлые бокситы отличаются более пестрыми желтовато-бурыми тонами. Мощность рыхлых бокситов изменяется от 0,2 до 1 м.

Глинистая бокситовая порода представляет собой остаточную охристо-каолинитовую глину с гиббситом, в массе которой встречаются до 10% стяжений и желваков каменистых бокситов и бурых железняков. С подстилающими первичными каолинами эта порода образует постепенные переходы.

Среди описанных каменистых и рыхлых бокситов прослеживаются участки структурных бокситов-останцов, которые, наследуя строение амфиболита, сохранились от ассимиляции и преобразования под воздействием масс железа и глинозема, перераспределявшихся в бокситах, и находятся на месте первоначального образования. Объемный вес их ($1,80-2,20 \text{ г/см}^3$) меньше, чем у каменистых псевдобобовых бокситов ($2,50-2,60 \text{ г/см}^3$).

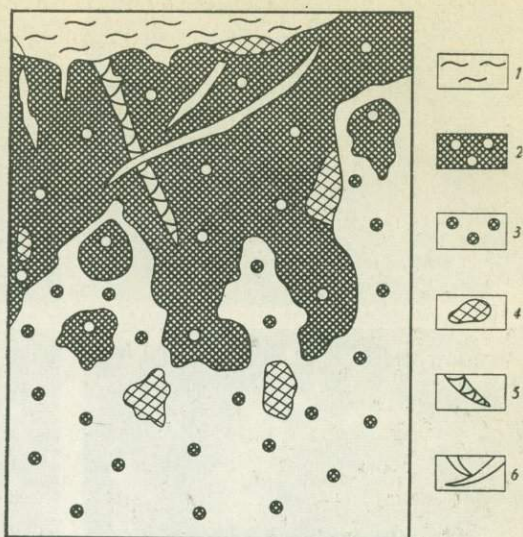
Бурые железняки не образуют выдержанных тел и чаще всего встречаются в виде небольших глыб и натечных масс в верхней части каменистых бокситов. Кроме того, они слагают небольшие скопления среди рыхлых глинистых бокситов и бокситовых пород, проникая в зону гетит-каолинитовых глин. Исследования бурых железняков показали, что они имеют натечный характер и включают «реликты» структурных бокситов и каолинита. Состоят они из гетита с примесью гематита и минералов свободного глинозема.

Ю. Б. Бассом и Е. С. Шалыт выделен ряд текстурных разновидностей, которые отражают степень переработки первичных бокситов — реликтовые, псевдобрекчиевидные, псевдобобовые, трубчатые. Между ними наблюдаются различные переходы. Реликтовые бокситы сохраняют структуру исходной породы, которая наследуется благодаря псевдоморфному развитию гиббсита. В наблюдавшихся образцах реликтовых бокситов гиббсит представлен мелкозернистой массой, четко повторяющей контуры зерен материнской породы.

Псевдобрекчиевидные бокситы представляют первую стадию преобразования реликтовых бокситов. Это те же реликтовые разности, но как бы разобщенные на отдельные остроугольные фрагменты из-за внедрения натечных масс глинозема и железа. Реликтовые и псевдобрекчиевидные бокситы более редки, чем псевдобобовые. Последние наиболее распространены на месторождении. Они состоят до 40% из псевдобобовин,

Фиг. 18. Зарисовка забоя восточного штрека шахты. Высокопольское месторождение

- 1 — осадочные глауконитовые пески в кровле остаточных бокситов (*Pg₂ch*);
- 2 — боксит каменистый;
- 3 — боксит рыхлый, глинистый;
- 4 — бурый железняк;
- 5 — прожилки метаколлоидного бемита;
- 6 — прожилки алуни́та, каолинита и галлуазита

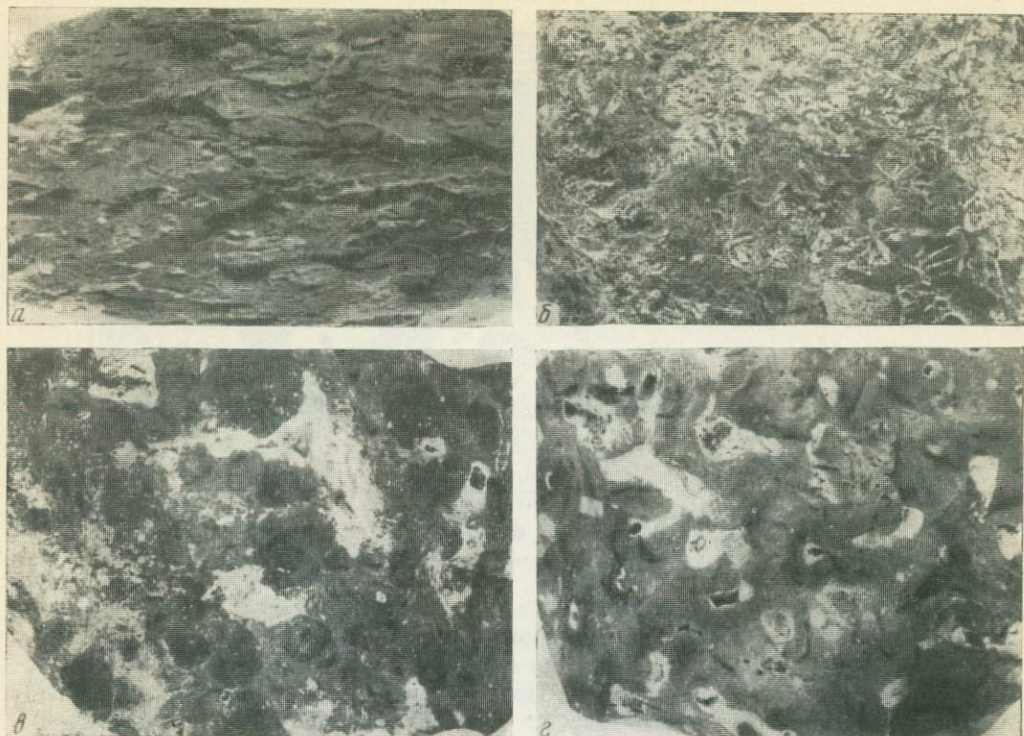


представляющих сильно преобразованные участки первичного боксита, которые замещены и разъедены по краям гидроокислами железа и глинозема в метаколлоидной форме. Псевдобобовины по периферии как бы обтекаются этой натечной массой, цементирующей их и образующей вокруг них оболочки.

Среди псевдобобовых бокситов выделяются афанитовые бокситы, в которых псевдобобовины различаются с трудом. К центру бокситового тела число псевдобобовин уменьшается, их контуры становятся неясными, увеличивается количество структурных бокситов. Бокситы с трубчатыми структурами представляют собой результат преобразования псевдобобовых и афанитовых каменистых бокситов эпитетическим галлуазитом и каолинитом, образующими червеобразные «вrostки».

Изучение минерального состава бокситов показало, что они практически состоят из гиббсита и гетита с примесью гематита, бемита, каолинита количество которого убывает снизу вверх от рыхлых бокситов к каменистым. Кроме того, в каменистых бокситах из шахты (обр. 28б и др.) обнаружен бемит в значительном количестве (до 30%) по отношению к гиббситу (см. фиг. 15, 16). Этот бемит, который встречается в скрытокристаллической натечной форме по прожилкам, секущим каменистые бокситы, является наиболее поздним минералом свободного глинозема в бокситах. К аналогичным представлениям о бемите пришла Я. П. Билинская, изучающая бокситы этого месторождения.

Гиббсит был встречен в нескольких генерациях: кристаллический мелкозернистый, псевдоморфно замещающий минералы коры выветривания в структурных бокситах — I генерация; скрытокристаллический гелеморфный и мелкозернистый натечный, сингенетичный с псевдобобовинами — II генерация; мелкозернистый, секущий псевдобобовины и выделившийся в порах, наиболее поздний — III генерация. Бемит обнаружен только одной генерации, в виде натечных гелеморфных масс в смеси с гетитом и очень мелких единичных чечевицеобразных кристалликов. В аксессуарном количестве в бокситах постоянно присутствуют зерна кварца, лейкоксенизированного ильменита, диаспор. Как было показано выше (см. табл. 6), в химическом составе бокситов происходят резкие изменения — выносятся свыше 90% кремнезема и увеличивается содержание глинозема, воды и трехвалентного железа соответственно в три, шесть и пять раз по отношению к исходному содержанию их в амфиболите.



Ф и г. 19. Остаточные бокситы Высокопольского месторождения

а — реликтовый с сохранившейся структурой, б — рыхлый каменный, в — каменный псевдобобовый, г — каменный неяснобобовый, разъеденный галлуазитом. Натуральная величина

Таким образом, по составу главных минералов можно выделить следующие виды бокситов: гетит-гипситовые и гетит-каолинит-гипситовые (широко распространенные) и гетит-бемит-гипситовые (мало распространенные). Первым и третьим видами сложены каменные бокситы, вторым — рыхлые бокситы. Среднее содержание минералов в бокситах, полученное на основании пересчетов химических анализов (Басс и др.,

Т а б л и ц а 7

Химический состав остаточных бокситов Высокопольского месторождения (в вес.%)

Боксит	Место взятия образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
С реликтовой сланцевой текстурой, гипситовый	Шахта	5,94	0,55	49,25	17,87	0,29
Каменный, псевдобобовый, гипситовый	Скв. 577	10,4	2,30	42,3	21,5	0,86
Каменный, неяснопсевдобобовый, бемит-гипситовый	Шахта	1,35	3,15	45,31	25,71	0,34
Псевдобобовый, бемит-гипситовый	Шахта	3,58	1,57	53,61	20,75	0,23
Рыхлый, гипситовый	Скв. 1487	9,90	1,54	42,79	21,72	Не опр.
Рыхлый, гипситовый (вмещающая масса)	Скв. 1623	10,98	3,71	40,80	22,69	То же
Рыхлый (псевдобобовины)	Скв. 1623	6,15	1,27	39,79	29,44	» »

1971), следующее: гипсит — 43%, бемит — 4,5%, каолинит — 17,5%, гидротетит, гетит, гидротематит — 31%, ильменит — 2%, кварц — 1%.

Помимо упомянутых минералов Д. П. Хорошевой (1969) в бокситах месторождения были обнаружены в виде примесей байерит, совместно с гипситом и диаспором, и корунд. Таким образом, по минеральному составу бокситы Высокопольского месторождения относятся к трехгидратному гипбситовому типу.

Вторичные процессы в бокситах месторождения нашли отражение в слабой и неповсеместно проявленной ресилификации бокситов, образовании червеобразных «вростков», реже прожилков, галлуазита и каолинита в ячейках и трещинках каменистых бокситов, и сидерита. Кроме того, в бокситах из шахт, залегающих непосредственно под кровлей глауконитовых песчаных глин, нами был обнаружен алунит в виде белых секущих прожилков. Термограмма и рентгенограмма этого алунита соответствуют эталонному.

Химический состав бокситов приведен в табл. 7. Основными компонентами, слагающими бокситы, являются глинозем, окислы железа, кремнезем и вода. В качестве постоянных примесей присутствуют: TiO_2 , CaO , MgO и CO_2 , содержащиеся в количестве 0,1—0,5%. Средний химический состав бокситов следующий (в вес. %): SiO_2 — 8,55, Al_2O_3 — 38,05; Fe_2O_3 — 28,97. Марки бокситов Б-7, Б-8.

В промышленном отношении бокситы предполагается использовать для производства глинозема и электрокорунда. Все породы рудного горизонта, включающие бокситы, бокситовые породы и бурые железняки, могут рассматриваться как комплексные железо-алюминиевые руды. Они могут быть экономически выгодно переработаны на ферросилиций, глинозем и цемент.

Условия образования

Большинство исследователей — Ю. Б. Басс, В. К. Рябчун, М. Б. Славутский, Е. С. Шалыт (1971), занимавшихся изучением бокситов Украины, относят бокситы Высокопольского месторождения к латеритным, образовавшимся в коре выветривания амфиболитов и амфиболовых сланцев, в условиях влажного тропического климата в раннемеловую эпоху. Так как в пределах месторождения бокситы перекрыты только нижнепалеогеновыми отложениями (среднеэоценовыми), интервал их образова-

MgO	CaO	S _{общ}	CO ₂	П. п. п.	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	По данным
Нет	Нет	Нет	Нет	25,73	99,63	8,3	А. П. Никитиной
Не опр.	0,08	2,96	Не опр.	20,24	100,64	4,07	ЮУГЭ
0,30	Следы	Не опр.	Нет	24,06	100,22	33,5	А. П. Никитиной
0,31	То же	То же	»	19,71	99,76	15,0	То же
0,27	0,44	0,70	0,23	23,17	100,76	4,32	Ю. Б. Бассу и др., 1971
0,12	0,34	0,02	0,54	20,54	99,74		То же
0,18	0,23	0,11	Не опр.	22,28	99,45		» »

ния — ранний мел — устанавливается по аналогии с районами более глубокого погружения фундамента на северном склоне Украинского щита, где имеются остаточные бокситы, перекрытые осадочными породами апт-альба.

Ю. Б. Басс высказал предположение, что образование бокситов этого месторождения, как и других бокситов приднепровского блока, могло происходить в раннем палеогене (палеоцене и раннем эоцене), во время которого в данном регионе существовал теплый влажный климат, близкий к тропическому. Однако, как указывает сам автор, эти соображения не могут быть подкреплены веским фактическим материалом, поэтому время формирования бокситов Высокопольского месторождения пока должно остаться в интервале ранний мел — ранний эоцен.

Наряду с общепринятыми представлениями о раннемеловом возрасте бокситов Высокопольского месторождения, следует учесть предположение Ю. Б. Басса о более молодом их возрасте, так как оно создает дополнительные перспективы для обнаружения на Украине бокситоносных кор выветривания и бокситов, перекрытых эоценовыми отложениями; т. е. во втором временном интервале.

Большое значение для интерпретации генезиса бокситов Высокопольского месторождения в пользу латеритного имело вскрытие опытного карьера и разведочной шахты. В качестве доказательств латеритного происхождения бокситов приводятся следующие факты: 1) наследование бокситами элементов залегания материнских пород, 2) приуроченность пластов бокситов к склонам поднятий, 3) наличие типичных бокситов, сохранивших структуру амфиболита.

Главным возражением, которое выдвигается противниками латеритного происхождения описываемых бокситов, является наличие в них «бобовых» структур, в связи с чем бокситы интерпретируются ими как осадочные.

На нашем материале удалось проследить минеральные и структурно-текстурные взаимоотношения в бокситах в различные этапы преобразования структурных бокситов по всему разрезу рудной толщи. Эти исследования дали возможность придти к выводу, что образование псевдобобовых бокситов явилось результатом перераспределения железа и глинозема внутри рудного слоя. Железисто-глиноземные массы на первом этапе внедрялись в структурные бокситы в виде прожилков, а на последующих разъедали, ассимилировали и обволакивали отдельные их участки, образуя псевдобобовины. Оболочки их неразрывно связаны с проникающей в них массой. Текстуры бокситов отображают степень их переработки на месте первоначального залегания.

Таким образом, значительную массу бокситов, из которых состоит рудное тело месторождения, мы рассматриваем как остаточные, преобразованные на месте, за исключением некоторой части типичных бобовых бокситов, приуроченных к верхним горизонтам рудного пласта. К ним, по-видимому, в первую очередь следует отнести сложно-бобовые бокситы и бобовые, содержащие примеси инородного кластического материала. Их образование, возможно, происходило в гидроморфных условиях, озерных мелких водоемах.

Текстурные особенности бокситов, химический и минеральный их состав, физические свойства, строение рудного тела свидетельствуют о формировании на Высокопольском месторождении железисто-глиноземного элювиально-плювиального литифицированного панцыря типа кирасы («cuirasse»), характерной для судано-гвинейских ландшафтов Западной Африки (Никитина, 1973). Согласно представлениям П. Меньена (Maignien, 1959), Ж. Милло (Millot, 1964), причиной перемещения огромных масс железа и частично глинозема, которые приводят к формированию кирасы, является почвенный горизонт. Химическое разложение пород способствует развитию растительности и формированию почвы.

Накапливающееся в начальных стадиях выветривания железо попадает в больших количествах в почву, где благодаря обилию органического вещества мигрирует с почвенными растворами путем фильтрации дождевых вод вниз по профилю, и там Fe_{+2} окисляясь, возможно, биохимическим путем, высаживается с наступлением сухого периода. Хотя африканские кирасы формируются на различных породах, особенно благоприятными являются пористые породы коры выветривания, образовавшиеся на глиноземно-железистом субстрате, и, в частности, породы основного состава. Возникновение литифицированного железисто-глиноземного панциря в бокситовом пласте Высокопольского месторождения было вполне обосновано этими факторами: образованием по породам основного состава пористой коры выветривания вплоть до структурных бокситов, состоящих из гиббсита и гетита, которые прослеживаются в виде реликтов среди каменистых бокситов.

Описаны многочисленные примеры, когда африканская кираса, лишенная вследствие эрозионных процессов почвы, испытывала деградацию. Некоторые признаки деградации мы имели возможность проследить также в каменистом бокситовом горизонте Высокопольского месторождения. Процессы разрушения здесь совершались в различных условиях. Одни из них происходили, по-видимому, еще тогда, когда бокситы выходили на поверхность; к ним, например, относятся процессы разъедания каменистых бокситов на отдельные блоки метаколлоидным бемитом. Другие, более поздние — протекали после перекрытия бокситов осадочным чехлом — песчано-каолиновыми глинами и глауконитовыми песками палеогена. Последние фиксируются прожилками галлуазита, каолинита и алунита. Деградация кирасы под влиянием этих процессов составляет специфику погребенных месторождений бокситов и отличает их от африканских. Возможно, что эти вторичные процессы, развивающиеся под перекрывающими толщами, были одной из причин уничтожения кирас погребенных бокситов и кор выветривания.

Анализ палеогеографических карт Украины свидетельствует о том, что Высокопольские бокситы оставались на суше вплоть до среднего эоцена, занимая наиболее возвышенные участки среди окружающей местности. Мы считаем, что одним из факторов, обеспечившим сохранение их от размыва, явилась кираса (каменистые бокситы), которая совместно с рыхлыми бокситами, представляет основной продуктивный горизонт, содержащий до 50% глинозема и 30% окисного железа.

Аналогом Высокопольского месторождения бокситов в пределах Украины является Южно-Никопольское, приуроченное к латеритной коре выветривания амфиболитов. Основным порообразующим минералом бокситов там также является гиббсит. Однако бокситы этого месторождения отличаются более повышенным содержанием железа, обладают низким качеством (М-2,1) и небольшими размерами залежей. В связи с этим они представляют ограниченный интерес для промышленности и рекомендуются для использования в качестве флюса при мартеновской плавке и черной металлургии. В других районах СССР аналогами могут быть бокситопоявление Кредиковское на Урале и отдельные проявления в Кайраке Средней Азии.

За рубежом близкими аналогами могут быть месторождения Индии, которые расположены на верхнемеловых деканских траппах и образовались в латеритной коре их выветривания, а также Северной Ирландии и Южного Уэльса (образовались на третичных базальтах). Кроме того, бокситы хорошего качества распространены на послетриасовых фолонитах в районе Покос-де-Кальдос в штате Минас-Жераис, Бразилия. Месторождения, низкокачественных бокситов известны на миоценовых базальтах в штатах Орегон и Вашингтон, США.

Поиски латеритных бокситов аналогичным описываемым в пределах Европейской части СССР следует приурочивать к корам выветривания

основных пород — габбро, базальтам, амфиболитам и их ортосланцам, перекрытых эоценовыми, апт-альбскими, визейскими и франскими осадками. При этом для Украины наиболее перспективна раннемеловая эпоха, с которой уже достоверно установлена связь бокситообразования. Заслуживает внимания также проверка эоценовых отложений и кор выветривания, залегающих непосредственно под ними. Перспективными на поиски месторождений бокситов аналогичных Высокопольскому являются относительно гипсометрически приподнятые участки в древнем рельефе, перекрытые осадками палеогена (эоцена и олигоцена), поскольку установлена приуроченность бокситов к вершинам холмов и склонам депрессий, сохранившихся от размыва при последующей эрозии в неогене. Так как было установлено, что формирование бокситовых залежей Высокопольского месторождения сопровождалось образованием железистой кирасы — панцыря, предохранившего бокситы от размыва, следует ее учитывать как поисковый признак.

Полигенные латеритно-осадочные бокситопроявления Мугоджар и Орского Зауралья

Актогайское месторождение и Кредиковское рудопроявление в Мугоджарах, Карагандьсайское и Ишкининское рудопроявления в Орском Зауралье расположены в южной части области, которую Д. Г. Сапожников (Платформенные бокситы..., 1971) относит к Уральской бокситоносной провинции.

Перечисленные объекты приурочены к древним поверхностям выравнивания и связаны с корой выветривания на породах основного состава палеозойского фундамента. На этих объектах известны остаточные элювиальные бокситы, слагающие верхние горизонты коры выветривания, и осадочные бокситы и бокситоподобные породы, как правило, делювиального и делювиально-пролювиального происхождения (Безруков, Яншин, 1937; Михайлов, Теплова, 1964; Гуцаки, 1963; Киселев, 1963; Гуцаки, Гудошников, 1969; Гуткин, Березницкая, 1970; Тюрин, 1971; Егоров, Новиков, 1973). Согласно предложенной в настоящей монографии генетической классификации месторождений бокситов, описываемые объекты по условиям образования могут быть отнесены к полигенному латеритно-осадочному типу.

Геологическое строение региона

По данным различных авторов в геологическом строении региона принимают участие комплексы пород двух структурных этажей — складчатого палеозойского фундамента и мезокайнозойского платформенного чехла. В Мугоджарах наиболее древними являются докембрийские гнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты и кварциты, образующие ядро Мугоджарского мегантиклинория. Широко развиты в этом районе диабазы и спилиты силурийского возраста. Девонские эффузивно-осадочные и каменноугольные терригенно-карбонатные отложения, заканчивающие разрез палеозоя, пользуются ограниченной распространенностью. Со среднепалеозойским циклом интрузивного магматизма в Мугоджарах связаны многочисленные интрузии основного и кислого состава.

Палеозойский фундамент в изученных районах Орского Зауралья сложен метаморфическими, эффузивными и туфогенно-осадочными образованиями кембрия, ордовика, силура, девона и нижнего карбона. Наиболее широко в этих районах распространены эффузивно-осадочные отложения сакмарской свиты ($S_1ln_2-S_2ld$), порфиритовые туфы и диабазы карамалыташской и улутаусской свит ($D_1-D_2l_1 D_2gv$) и глинисто-углистые сланцы брединской и березовской свит ($c_{1t_2}-v_1$). Среди ин-

трузивных образований для районов Орского Зауралья выделяются три разновозрастные группы: ордовик-раннедевонская (гипербазит-габбровая), послейфельская (перидотитовая) и раннетурнейская (габбровая).

Мезозойская группа в изученных районах представлена развитыми на породах палеозойского фундамента образованиями древней коры выветривания, континентальными отложениями триаса, юры, нижнего мела и морскими осадками верхнего мела. Кайнозойская группа пород состоит из морских и континентальных отложений палеогена и неогеновых и неоген-четвертичных речных и озерно-болотных образований.

В тектоническом отношении Актогайское месторождение, Кредиковское и Карагандысайское рудопроявления приурочены к Тагило-Магнитогорскому прогибу и вытянуты в меридиональном направлении на расстоянии около 300 км. Ишкининское бокситопроявление расположено к востоку от Карагандысайского, в пределах другой крупной структурно-фациальной зоны — Центрально-Уральского поднятия. Бокситопроявления располагаются вблизи или на дневной поверхности и тяготеют к крыльям антиклиналей (Актогайское) и бортам депрессий (Кредиковское, Ишкининское, Карагандысайское). Абсолютные отметки всех четырех объектов колеблются около 250—300 м.

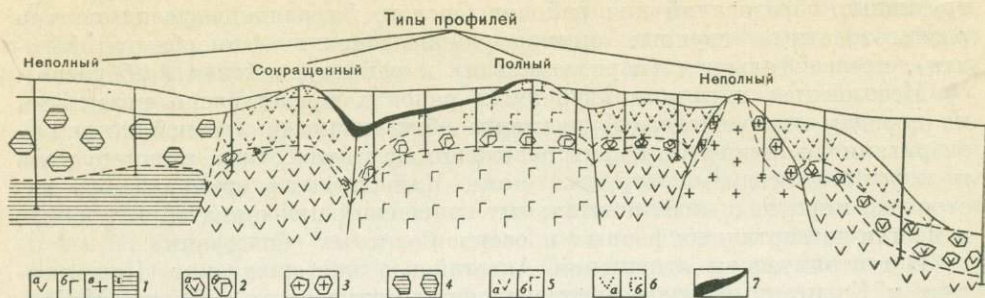
Кора выветривания

Площадная кора выветривания развита на породах различного состава палеозойского фундамента. На Актогайском месторождении она перекрывается бокситоносными апт-альбскими (Киселев, 1966) континентальными отложениями. В районе Ишкининского рудопроявления на породах коры выветривания залегают обломочные глины миндыбайской свиты верхнего триаса с линзами осадочных бокситов в основании (Гуткин, Березницкая, 1970). Нами установлено, что подобные же породы перекрывают образования коры выветривания в пределах Кредиковского рудопроявления. Кора выветривания Карагандысайского бокситопроявления на северо-востоке участка перекрывается пестроцветными каолинит-гидрослюдистыми глинами неогена. В целом рудопроявление расположено на дневной поверхности.

Образования коры выветривания приурочены к поверхностям выравнивания палеозойского фундамента. Поверхности выравнивания на изученных рудопроявлениях имеют слаборасчлененный рельеф с выположенными холмами и неглубокими эрозионными долинами. Относительные превышения в реликтовом рельефе составляют до 90—110 м. Наиболее мощные (до 47 м) покровы коры выветривания приурочены к склонам и вершинам холмов палеорельефа. Выступы фундамента, расположенные гипсометрически выше уровня развития коры выветривания, и отдельные впадины лишены эллювиальных образований. Абсолютные отметки распространения коры выветривания колеблются: на Актогайском и Кредиковском участках от 150 до 280, на Ишкининском — от 200 до 280, на Карагандысайском — от 280 до 320 м.

Согласно классификации А. П. Никитиной, И. В. Витовской и К. К. Никитина (1971), в районе выделяются три типа профилей коры выветривания: полный, сокращенный и неполный. Различные типы профилей выветривания обнаруживают тесную связь с геоморфологическими элементами древнего рельефа, а также составом и текстурно-структурными особенностями исходных пород.

Полный и сокращенный профили выветривания с латеритными бокситами развиты только на породах основного состава и приурочены к верхним частям склонов и вершинам возвышенностей палеорельефа. Материнскими породами для латеритных бокситов являлись габбро, диабазы и туфы. Габбро Актогайского и Кредиковского участков представ-



Ф и г. 20. Схема распределения генетических типов профилей на породах различного состава

- | | |
|---|---|
| 1 — неизменные породы: диабазы (а), габбро (б), Граниты (в), кварц-мусковитовые сланцы (г); | 4 — гидрослюдистые на сланцах, |
| 2—6 — продукты коры выветривания: | 5 — каолинит-охристые на диабазах (а) и габбро (б), |
| 2 — гидрохлорит-гидрослюдистые на диабазах (а) и габбро (б), | 6 — гиббсит-каолинит-охристые с латеритными бокситами на диабазах (а) и габбро (б); |
| 3 — гидрослюдисто-каолинитовые на гранитах, | 7 — осадочные бокситы |

лено крепкими свежими породами темно-серого до черного цвета, массивной текстуры, средне- и крупнокристаллического строения. Главными минералами являются основной плагиоклаз, моноклинный пироксен, роговая обманка и титаномagnetит. Второстепенные минералы — хлорит и шпирит — редко составляют более 1—2%.

Структура породы типично габбровая. Диабазы Кредиковского и Ишкенинского проявлений представлены крепкими породами серо- и черно-зеленого цвета, мелкокристаллического строения. Породы состоят из вкрапленников основного плагиоклаза, пироксена и хлоритизированного мезостазиса основной массы. Рудные минералы — ильменит и сульфиды — составляют в породе 1—2%. Нередко породы рассечены сетью кварц-карбонат-эпидотовых прожилков. Структура породы — офитовая, гранулолитовая, редко, вариолитовая. Кристаллокластические туфы основного состава на Карагандыйском бокситопроявлении состоят на 80% из обломков пород и минералов и примерно на 20% из цемента, сложенного тем же, но перетертым материалом. Обломки размером от 0,2 до 1,5 мм представлены диабазовыми порфиритами, мелкозернистыми песчаниками и минералами — плагиоклазом, редко кварцем. Процессы зеленокаменного изменения пород выразились в их хлоритизации и кальцитизации.

В полном профиле выветривания, развитом на описанных породах, выделяются (снизу вверх) следующие геохимические зоны: дезинтеграции, выщелачивания, гидролиза и конечного гидролиза. В зоне дезинтеграции, хорошо развитой на диабазах и туфах, отмечается частая сеть новообразованных кварц-карбонатных прожилков, разбивающих породу на остроугольные блоки характерной пирамидальной формы. Минеральный состав пород зоны близок составу исходной породы. Зона выщелачивания представлена очень пластичными довольно плотными глинистыми породами темно- и грязно-зеленого цвета. Главными минералами являются гидрохлорит, монтмориллонит, гетит. Зона гидролиза состоит из рыхлых не пластичных глинистых пород, пятнисто-окрашенных в красные, лиловые и желтые тона.

Основную массу породы составляют каолинит, гетит и гематит. Зона конечного гидролиза состоит из двух подзон: нижней глинистой, каолинит-гиббсито-охристой, по внешнему облику трудно отличимой от ниже лежащих пород зоны гидролиза, и верхней гиббсит-охристой, представляющей собой латеритные бокситы. Переход между зонами коры выветривания постепенный. Во всех зонах сохраняются текстурно-структурные особенности исходных пород.

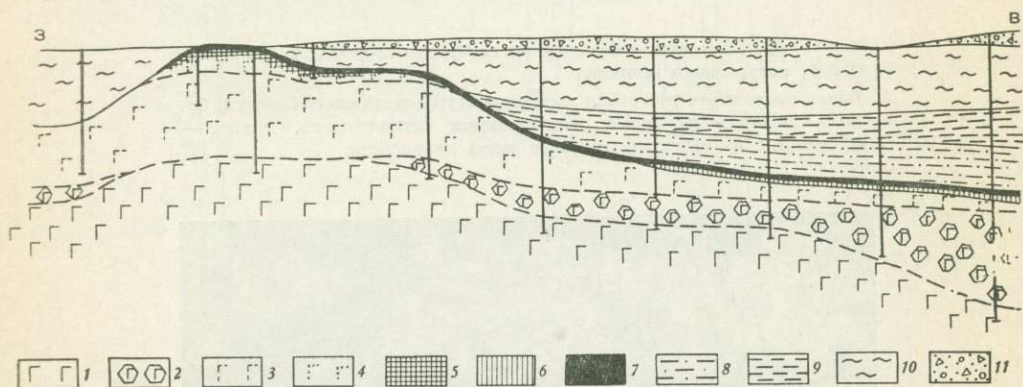
Неполный профиль на породах основного состава развит в нижних частях склонов и впадинах реликтового рельефа и состоит из одной или двух нижних геохимических зон.

На породах гранитного ряда и кварц-мусковитовых сланцах, независимо от их местонахождения в палеорельефе, образовывались, как правило, одна, редко две нижние зоны (фиг. 20).

Широко развитая на диабазах, туфах и гранитах зона дезинтеграции на габбро выражена плохо. Для пород, находящихся на близких гипсометрических уровнях мощность зоны выщелачивания наибольшая у более плотного габбро. Мощность этой зоны также резко возрастает вниз по склону. На вершинах большим распространением пользуется мощная зона гидролиза.

Латеритные бокситы

Остаточные или латеритные бокситы на изученных объектах венчают полный или сокращенный профили выветривания и приурочены к вершинам палеовозвышенностей (фиг. 21). В пределах возвышенностей латеритные бокситы образуют небольшие (до 500 м в поперечнике) изометрические в плане покровы мощностью до 3—4 м. Площадь развития латеритного покрова определяется или определялась в прошлом размерами занимаемой ими вершины.

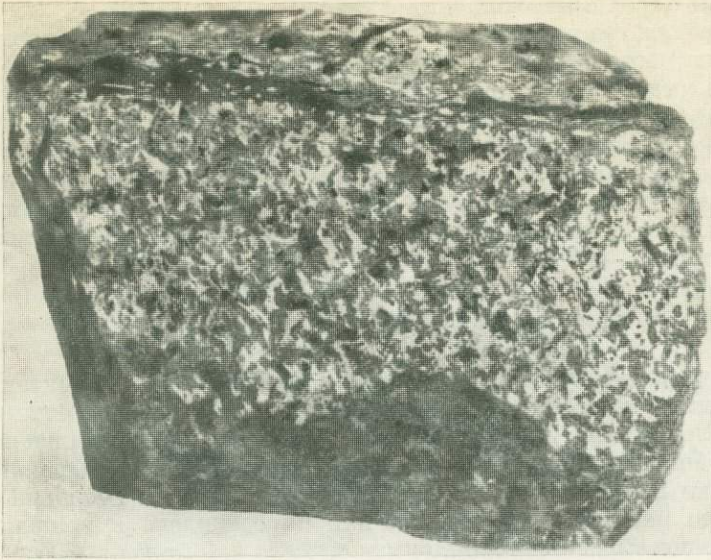


Фиг. 21. Геологический разрез Актогайского месторождения. Латеритные бокситы венчают сокращенный профиль; в нижних частях склона развит неполный профиль выветривания

- | | | |
|-------------------------------------|--|---|
| 1 — габбро неизмененное; | 5 — латеритные бокситы; | 9 — пески, глины, песчаники (Pg_2); |
| 2—5 — продукты выветривания; | 6 — глины каолинит-гипсовитовые; | 10 — алевриты (N_2^3); |
| 2 — гидрохлорит-монтмориллонитовые, | 7 — осадочные бокситы; | 11 — суглинки, пески, галечники (Q) |
| 3 — каолинит-охристые, | 8 — кварцевые пески, глины углистые (K_1al); | |
| 4 — гиббсит-каолинит-охристые, | | |

Латеритные бокситы представлены, как правило, каменистыми породами охряно-желтого и буровато-коричневого цветов. Отличительными признаками этих бокситов является их внутренняя структура, высококачественный состав, высокая пористость и небольшой объемный вес. В латеритных бокситах сохраняются реликтовые текстурно-структурные особенности материнских пород — габбро, диабаза, туфа. Бобовины и пизолиты в этих образованиях отсутствуют (фиг. 22).

Изучение минерального состава показало, что латеритные бокситы состоят в основном из гиббсита, гетита, гематита и незначительных примесей каолинита, лейкоксена и остаточного ильменита. Бемит, диаспор и корунд в этих породах не наблюдались. Соотношение породообразующих минералов в латеритных бокситах в значительной степени меняется. Отдельные их разности на 90% сложены гиббситом.



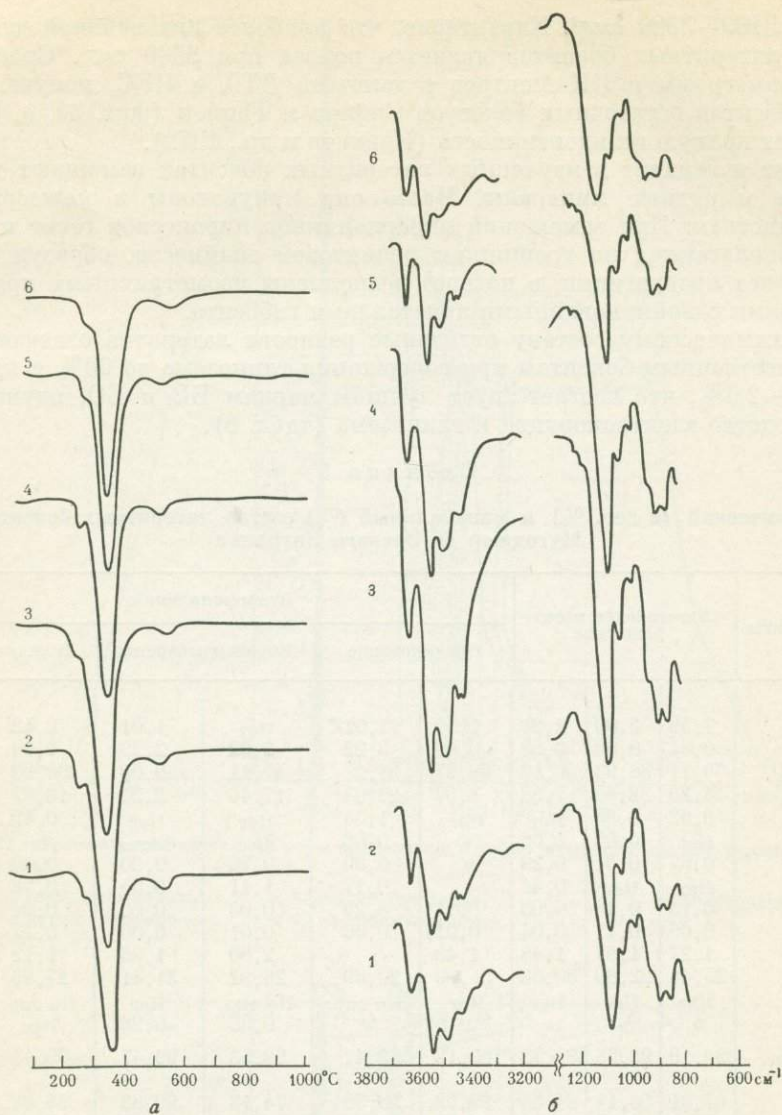
Ф и г. 22. Латеритные бокситы на габбро, месторождение Актогай. Штуф, натуральная величина

Видна реликтовая габбровая макроструктура остаточного боксита, белое — гибситизированные вкрапления плаггиоклазов, темное — обохренные и гибситизированные зерна пироксенов



Ф и г. 23. Реликтовая офитовая микроструктура латеритного боксита, рудопроявление Кредиковское. Прозрачный шлиф, увел. 60, без анализатора

Лейсты плаггиоклаза (1) замещены гибситом; темноцветные минералы замещены гетит-гибситовым агрегатом (2)



Ф и г. 24. Дифференциальные кривые нагревания (а) и ИК-спектры (б) гиббситов из латеритных бокситов на габбро (1), диабазах (2, 3), сланцах (4), нефелиновых сиенитах (5) и туфах (6)
 Образцы 1, 2, 3, 6 — из рудопроявлений Южного Урала, коллекция автора;
 4 — Чадобецкое поднятие (Центральная Сибирь); 5 — Гвинея, коллекция А. Д. Слугина

Гиббсит крупнокристаллического строения в латеритных бокситах на габбро и диабазах замещает вкрапленники плагиоклаза, образуя каркас бокситовой породы (фиг. 23). Под микроскопом видно, что гиббсит представлен метельчатыми и лапчатыми выделениями размером 0,08—0,12 мм. Минерал бесцветный с двупреломлением 0,009—0,011. Рентгеновский, ИКС- и термический методы подтверждают отнесение минерала к гиббситу.

На кривых нагревания гиббсита отмечается три термических эндоэффекта: основной в области температур 300—400 и меньшие при 250—300 и 550°C. Последние два эндоэффекта взаимосвязаны — с возрастанием интенсивности одного увеличивается интенсивность другого. На ИК-спектрах минерала в области валентных колебаний гидроксидов отмечаются обычные для гиббсита полосы поглощения при 3620, 3530, 3450 и

дуплет 3400—3380 см^{-1} . Характерно, что наиболее интенсивной для гиббситов латеритных бокситов является полоса при 3530 см^{-1} . Сравнение этих термограмм и ИК-спектров с данными ДТА и ИКС, полученными для гиббситов остаточных бокситов Сибири и Гвинеи (фиг. 24, а, б) показывает полную их идентичность (Новиков и др., 1972).

Гетит и гематит в изученных латеритных бокситах замещают темноцветные и рудные минералы. Часто они приурочены к межзерновым пространствам. При замещении вкрапленников пироксенов гетит и гематит располагаются по трещинкам реликтовой спайности, образуя сетчатый скелет интерстиции, в котором выполнены изометричными прямопогасающими сдвойникованными кристаллами гиббсита.

По химическому составу отдельные разности латеритов отвечают высококачественным бокситам при содержании глинозема до 60% и кремнезема 0—2,5%, что соответствует лучшим маркам БВ и БО, идущим на производство электрокорунда и глинозема (табл. 8).

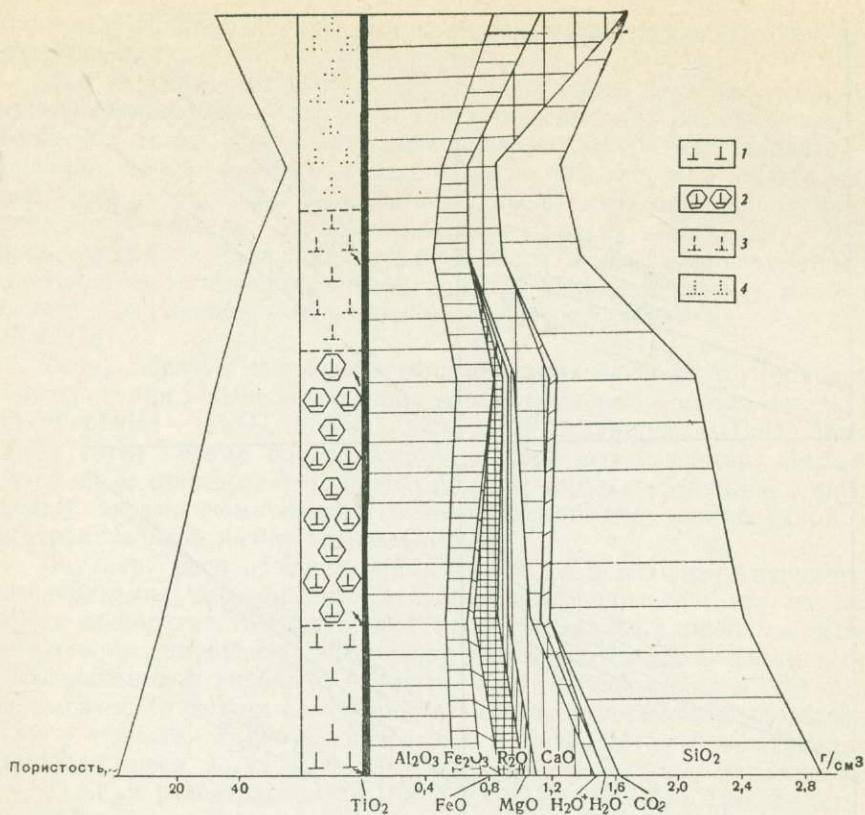
Таблица 8

Химический (в вес. %) и минеральный (%) состав латеритных бокситов Мугуджар и Орского Зауралья

Компоненты	Актогайское месторождение			Рудопроявления					
				Креиковские		Карагандысайское		Ишкининское	
SiO ₂	7,59	2,00	2,21	2,50	11,01*	Нет	1,01	2,42	9,42
TiO ₂	0,81	0,60	0,53	0,46	3,22	2,92	2,29	1,60	1,60
Al ₂ O ₃	49,11	38,93	56,19	60,97	37,27	47,11	60,04	50,98	29,41
Fe ₂ O ₃	14,20	32,88	7,58	3,57	26,04	17,46	2,33	13,67	5,47
FeO	0,62	0,35	Нет	Нет	1,34	Нет	Нет	0,49	21,64
MnO	Нет	0,05	0,08	»	0,08	»	Следы	Нет	0,18
MgO	0,67	0,31	0,29	»	0,30	0,79	0,20	0,40	0,50
CaO	Нет	Нет	0,41	»	0,17	1,11	0,55	0,58	0,84
Na ₂ O	0,13	0,19	0,03	0,11	0,23	0,03	0,00	0,04	0,03
K ₂ O	0,06	0,11	0,04	0,017	0,06	0,01	0,00	0,17	0,05
H ₂ O ⁻	1,27	1,57	1,48	1,40		2,30	1,36	1,12	1,23
H ₂ O ⁺	25,41	22,89	30,68	31,09	20,69	26,92	31,41	27,96	15,30
P ₂ O ₅	Нет	Нет	Нет	Нет	Не опр.	Не опр.	Нет	Не опр.	0,18
CO ₂	»	»	»	»	»	0,58	0,28	Нет	13,25
Сумма	99,19	99,88	99,72	100,12	99,41	99,53	99,47	99,43	99,10
Гиббсит	67,91	58,14	84,63	89,98	30,58	74,18	90,88	74,83	33,99
Каолинит	15,19	3,52	4,18	5,38	32,35	Нет	1,80	5,20	18,95
Гетит	8,99	21,69	8,43	3,97	28,98	19,76	2,59	15,21	5,34
Гематит	6,11	13,38	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
Ильменит	1,30	0,65	»	»	2,82	»	»	1,03	»
Лейкоксен	0,13	Нет	0,53	0,46	1,74	2,92	2,29	1,08	1,60

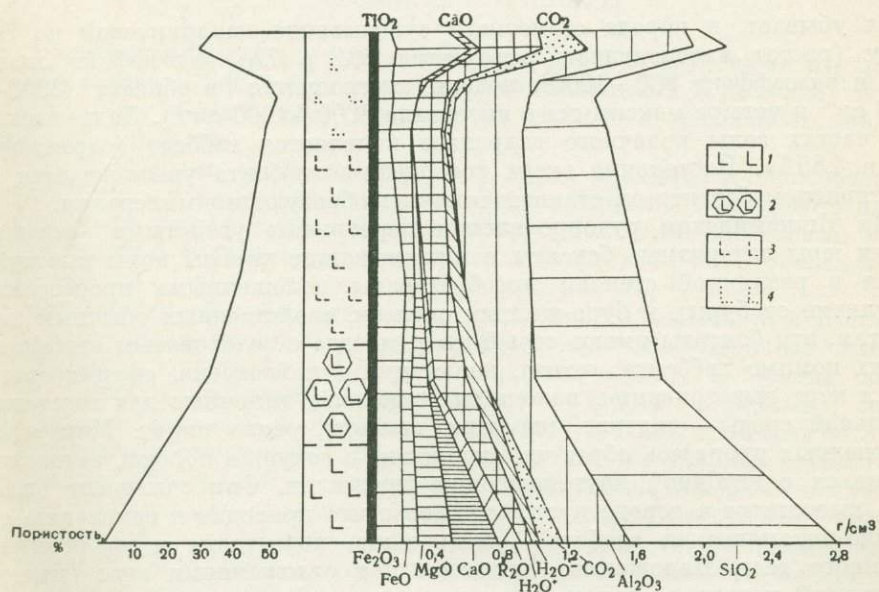
* Анализ выполнен в химической лаборатории Западно-Казахстанской геолого-разведочной экспедиции.

В целом, прослеживая изменения минералов в профиле выветривания можно наметить следующие ряды превращений: пироксен (амфибол, хлорит) → гидрохлорит типа смешанно-слоистого разбухающего хлорита → каолинит+гетит (гематит) → гиббсит+гетит (гематит); основной плагиоклаз → монтмориллонит → каолинит → гиббсит; титаномagnetит → гетит + остаточный ильменит → гетит (гематит) + лейкоксен + остаточный ильменит; пирит → гетит (гематит). Изменения минерального состава подтверждены дифрактометрическим, ДТА и ИКС методами. Количество широко развитых в нижней зоне гидрохлорита и монтмориллонита (отражения 001 в 14Å; эндоэффекты при 100—300, 500 и 720°C и экзоэффект около 900°C; полоса поглощения ИК-спектра в области 700—400 см^{-1} с максимумами 650, 530, 475—435 см^{-1} , максимум 1030 см^{-1}



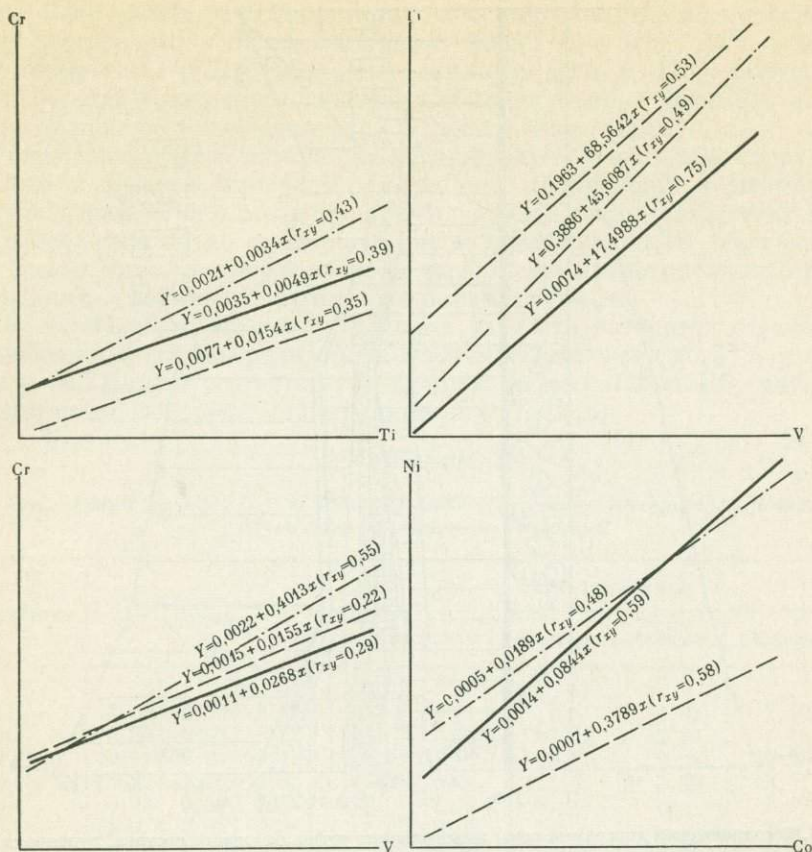
Ф и г. 25. Геохимическая диаграмма коры выветривания туфов основного состава, рудопроявления Карагандысай

1 — неизменные породы; 2 — гидрохлоритовые, 4 — гибсит-каолинит-охристые;
 2—4 — продукты выветривания; 3 — каолинит-охристые



Ф и г. 26. Геохимическая диаграмма преобразованной коры выветривания диоритов Ишкининского рудопроявления

1 — неизменные породы; 3 — каолинит-охристые, мозитом, сидеритом,
 2—4 — продукты выветривания; 4 — гибсит-каолинит-охристые с наложенными ша- кальцитом
 2 — гидрохлоритовые,



Ф и г. 27. Графики корреляционной зависимости между парами элементов-примесей для габбро (—), латеритных (---) и осадочных (-.-.-) бокситов Актогайского месторождения

вверх убывает, и порода становится существенно каолинитовой по составу (растет интенсивность отражения 001 в 7Å; эндоэффект около 600° и экзоэффект 900—1000°; полосы поглощения в области 3600—3700 см⁻¹ и четыре максимума в интервале 9000—1200 см⁻¹). Далее в нижних частях зоны конечного гидролиза появляется гиббсит (отражение 001 в 4,85Å). Постепенно вверх содержание гиббсита увеличивается и в латеритном боксите он становится породообразующим минералом.

На Ишкининском рудопроявлении перекрытые углистыми отложениями юры латеритные бокситы и нижележащие породы коры выветривания в различной степени преобразованы наложенными процессами. В отличие от бурых и буро-желтых окрасок, свойственных обычным латеритам, эти бокситы имеют серый цвет, иногда с зеленоватым оттенком. В них помимо гиббсита, гетита, каолинита и лейкоксена, сформированных в коре выветривания, находятся минералы, типичные для восстановительной среды — сидерит, шамозит, кальцит, редко пирит. Минералы наложенных процессов образуют скопления и секущие породы, выклинивающиеся с глубиной крутопадающие прожилки. Они замещают гиббсит, выполняют в породе пустоты и поры, что приводит к изменению ее физико-механических свойств — уменьшению пористости и увеличению объемного веса. Наложённые процессы под отложениями юры имеют площадной характер, однако интенсивность этих процессов в разрезе неодинакова. В ряде случаев шамозитизацией и сидеритизацией затронуты только верхние горизонты коры выветривания, но известны случаи преобразования всего профиля коры выветривания. Как показывает хи-

мический анализ, наложенные процессы резко ухудшают качество боксита (табл. 8).

Для изучения поведения породообразующих компонентов в профиле выветривания были построены геохимические диаграммы по методу абсолютных масс. Диаграммы подчеркивают латеритный характер выветривания: вынос щелочей и щелочных земель, переход железа из закисных форм в окисные, значительный вынос кремния, накопление гидроксидов алюминия, железа, двуокиси титана (фиг. 25). В случае наложенных процессов для верхней части профиля фиксируется восстановление части окисного железа, привнос закисного железа, кальция, CO_2 , резкое уменьшение пористости пород и увеличение их объемного веса (фиг. 26).

Таким образом, в процессе формирования латеритного горизонта коры выветривания породообразующие компоненты разделяются на две группы: 1) инертные — Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 и 2) подвижные — CaO , MgO , K_2O , Na_2O , SiO_2 ; первые накапливаются в коре выветривания, вторые выносятся за ее пределы. Это хорошо иллюстрируется различной корреляцией между парами компонентов, положительной для членов одной группы и отрицательной между членами разных.

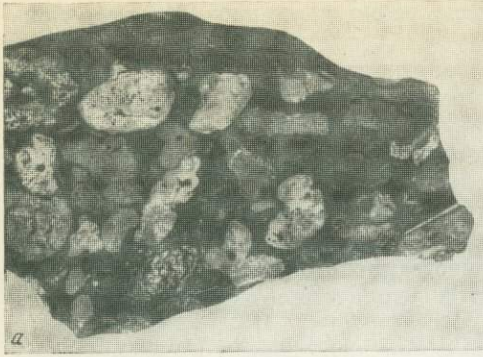
Изучение распределения микроэлементов в исходных породах и коре выветривания Актогайского месторождения показало, что их содержание в минералах, подвергшихся преобразованию в процессе выветривания (пирит, пироксен, плагиоклаз) уменьшаются снизу вверх в профиле выветривания и наоборот, элементы-примеси, входящие в состав не претерпевающего особых изменений ильменита относительно накапливаются. Таким образом, по своему поведению в профиле коры выветривания элементы-примеси могут быть разделены на две группы: накапливающиеся Cr , Ti , V и рассеивающиеся Cu , Ni , Co , Zn , Sc , Mn . Так же как и для породообразующих компонентов отмечается положительная корреляция между элементами одной группы (фиг. 27). Парная корреляция между микроэлементами из разных групп отсутствует.

Осадочные бокситы

Осадочные бокситы и бокситоподобные породы изученных рудопроявлений связаны с фацией терригенных делювиальных и делювиально-пролювиальных образований, развитых на склонах и эрозионных впадинах дорудного рельефа.

Характерными особенностями этих пород являются плащеобразная и линзовидная форма рудных тел, однородное строение бокситового пласта, обломочные конгломератовидные, бобово-обломочные и бобовые структуры, слабая окатанность обломков и плохая гранулометрическая сортировка.

Обломочные бокситы отмечаются для Карагандысайского и Ишкининского рудопроявлений. Они покрывают в виде делювиальных шлейфов сложенные коренными латеритами вершины холмов и склоны последних. Бокситы представлены каменистыми бурыми породами, состоящими из обломков и железистого цемента. Бобовины и пизолиты в этих образованиях отсутствуют. Обломки представлены главным образом латеритными бокситами и, в меньшей мере, сильно ожелезненными бесструктурными монолитными породами. Характерно отсутствие гранулометрической сортировки пород и слабая окатанность обломков. Размеры последних составляют от первых мм до 5—7 см. Цемент породы часто имеет однородное строение и сложен гидроокислами железа (фиг. 28, а). Под микроскопом видно, что в обломках латеритов слагающих бокситы прекрасно сохраняются реликтовые псевдоморфные структуры (фиг. 28, б). Обломочные бокситы в изученных районах характерны только для место-

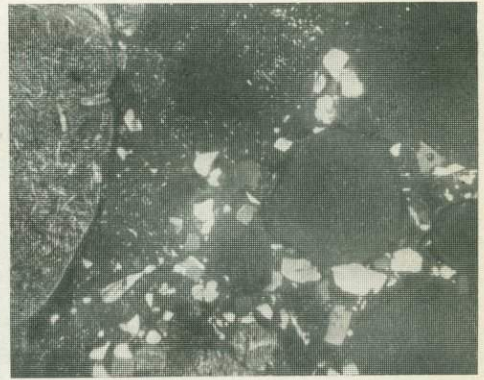


Ф и г. 28. Обломочные бокситы, рудопроявление Ишкинино

— грубообломочная порода, плохо сортированные обломки представлены латеритными бокситами и сцементированы железистым цементом, штуф, натуральная величина;

б — микроструктура обломочного боксита, в обломках латериты с реликтовыми структурами диабаза (1), диабазового порфирита (2) и лавобрекчии (3).

Прозрачный шлиф, увел. 10, без анализатора



Ф и г. 29. Конгломератовидные бокситы, рудопроявление Ишкинино

а — в обломках латеритные (1) и бобовые бокситы, штуф, уменьшено вдвое;

б — микробово-обломочное строение, в обломках габбритизированный диабаз.

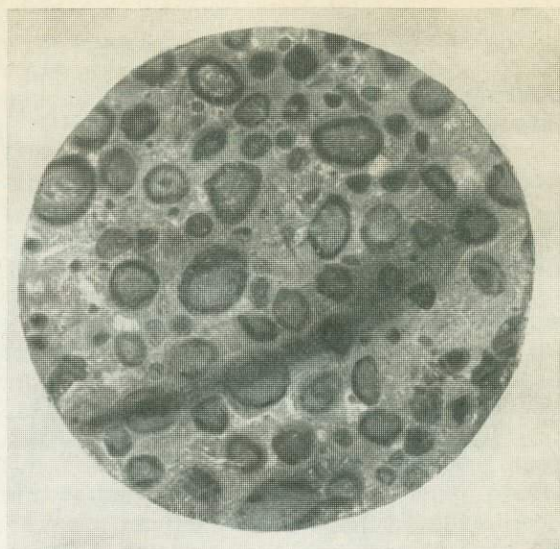
Прозрачный шлиф, увел. 60, без анализатора

рождений полигенного латеритно-осадочного типа. Эти породы очень напоминают образования, описанные под названием «кирасса» для месторождений латеритных бокситов современных тропических областей.

Конгломератовидные, бобово-обломочные и бобовые бокситы в изученных районах встречаются как в полигенных латеритно-осадочных, так и в осадочных месторождениях. Характер структурных особенностей бокситов определяется положением их в рельефе и степенью удаленности от источника вещества.

Бокситы конгломератовидного строения тяготеют к верхним частям склонов холмов и представлены каменистыми породами бурого цвета. Они состоят из обломков, бобовин и цемента. В обломках преобладают латеритные бокситы. Отмечаются также гальки бобового боксита. Спорадически распределяясь в массе боксита, они придают породе конгломератовидный облик (фиг. 29, а). Вниз по склону количество обломков латеритов в боксите резко сокращается. Размер обломков достигает 3—5 см. Под микроскопом в них отчетливо видна реликтовая псевдоморфная структура (фиг. 29, б). Железистые бобовины в конгломератовидных бок-

Ф и г. 30. Бобовые бокситы, месторождение Актотай, Штуф, натуральная величина



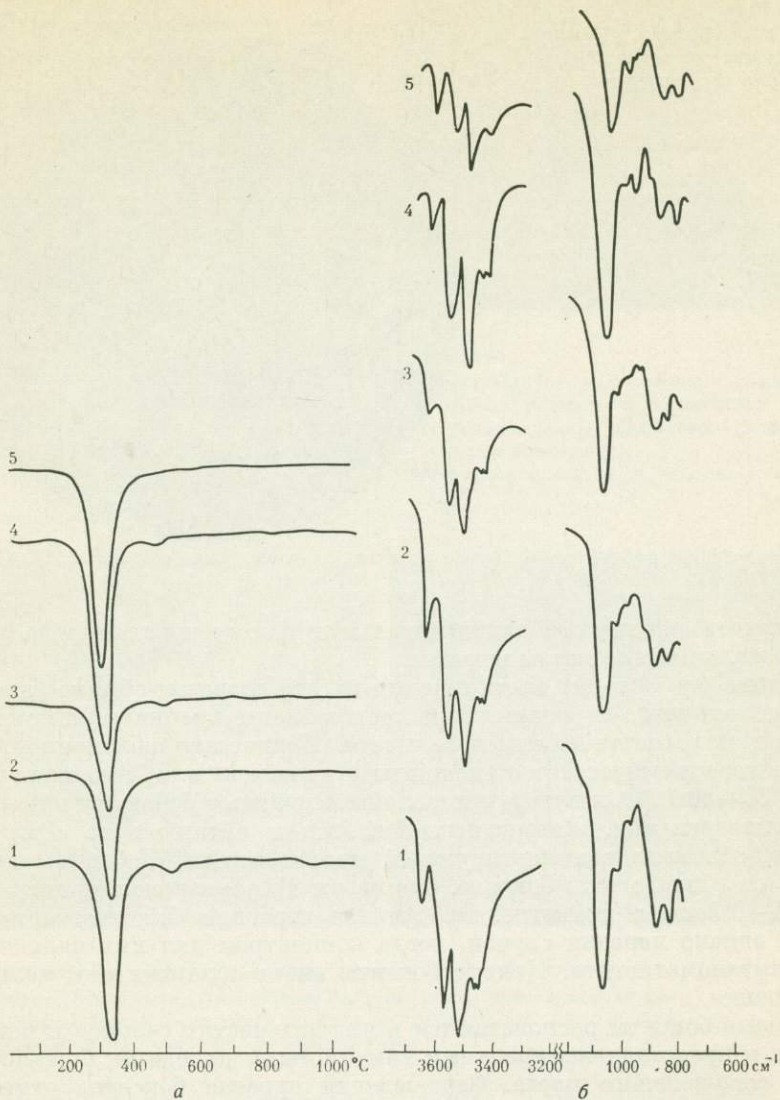
ситах имеют округлую и эллипсоидальную форму и равномерно распределены в алюможелезистом цементе.

Средние (по склону) части рудного пласта сложены обычно бокситами бобово-обломочного строения. Они представлены крепкими каменистыми породами красновато-коричневого цвета. Количество обломочного материала в породе возрастает от подошвы к кровле пласта, составляя максимум 30—40%. Обломки представлены осколками бобовин и минералами коры выветривания. Латеритных бокситов в обломках не отмечалось. Границы обломков с цементирующей массой резкие. Бобовины составляют до 10% от общей массы боксита. Форма их сфероидальная, размер в среднем 0,5—0,7 см в диаметре. Внутреннее строение бобовин часто однородное, однако нередко случаи, когда центром для них являются обломки титаномагнетита. Цемент боксита имеет обломочное и мелкобобовое строение.

Бобовые бокситы располагаются в нижних частях склонов и впадинах рельефа и представлены крепкими каменистыми породами, буро-коричневого и серо-зеленого цвета. Серо-зеленая окраска бокситов отмечается в тех участках, где они перекрываются углистыми отложениями юры или мела и преобразованы наложенными процессами. Бобовины составляют до 40% от общей массы породы, имеют нередко эллипсоидальную форму, размер их до 0,8—1 см (фиг. 30). Структура цемента микробово-обломочная.

В минеральном составе осадочных бокситов принимает участие гиббсит, гематит, гетит, каолинит, магнетит, редко кварц. Диаспор, бемит и корунд в бокситах не отмечались.

Гиббсит является порообразующим минералом, входит главным образом в состав цемента боксита и обычно представлен скрытокристаллическими, нередко колломорфными агрегатами. Кроме того, хорошо образованные кристаллы прозрачного гиббсита нередко инкрустируют поры и трещинки в породе. У гиббситов из осадочных бокситов на кривых нагревания обнаруживается только один (300—400°C) или два (при 300—400 и 550°C) эндотермических эффекта. Свойственный гиббситам латеритных бокситов низкотемпературный эндоэффект при 250—300° у гиббситов осадочных бокситов отсутствует (фиг. 31, а). На ИК-спектрах минерала в области валентных колебаний гидроксидов наиболее интенсивной является полоса при 3450 (Новиков и др., 1972). Аналогичные данные были



Ф и г. 31 Дифференциальные кривые нагревания (а) и ИК-спектры (б) гиббситов из осадочных бокситов

Образцы 1, 2, 3 — из рудопроявлений Южного Урала, коллекция автора;
4, 5 — Чадобецкое поднятие, коллекция А. Д. Слуккина

получены и для осадочных бокситов некоторых месторождений Сибири и Казахстана (фиг. 31, б).

Гетит и гематит, по данным рентгеновского анализа, являются главными составляющими минералами бобовин. Каолинит входит в состав цемента. Магнетит и кварц встречаются в осадочных бокситах в виде обломков. В серо-зеленых разностях бокситов появляются новообразованные минералы — сидерит, кальцит, шамозит. Как правило, они замещают цемент боксита, корродируют обломки кварца. Химический состав бокситов приведен в табл. 9. В общем осадочные бокситы более низкокачественные, чем латеритные. Вниз по склону качество бокситов несколько ухудшается; в породе увеличивается содержание SiO_2 , Fe_2O_3 , содержание Al_2O_3 — уменьшается. В серо-зеленых разностях появляются закисное железо и окись кальция.

Осадочные бокситы наследуют сложившиеся в коре выветривания взаимоотношения между породообразующими компонентами, а также качественный состав и корреляционные связи элементов-примесей (см. фиг. 27). Отмечается повышенное содержание в осадочных бокситах микроэлементов, накапливающихся в коре выветривания и наоборот пониженное — рассеивающихся. Относительно цемента бобовины бокситов обогащены Mn, Cr, Ti, V.

Осадочные бокситы пространственно тесно связаны с латеритными, но достаточно четко отличаются от них по характеру залегания, по текстурно-структурным особенностям, физико-механическим свойствам, свойствам отдельных минералов и химическому составу. Так, в отличие от латеритных бокситов, слагающих в дорудном рельефе вершины холмов, осадочные бокситы тяготеют к их склонам. Осадочным бокситам свойственны обломочные конгломератовидные, бобово-обломочные и бобовые структуры, латеритным — унаследованные от исходных пород. Отличны они и по физико-механическим свойствам: для осадочных бокситов объемный вес и пористость колеблются около 1,73 г/см³ и 37,61%, для латеритных соответственно — 1,35 г/см³ и 51,06%. Отличительные особенности поведения при дегидратации гидроксидов различного генезиса, а также различные характеристики их ИК-спектров, обусловленные неодинаковым внутренним строением, по-видимому, могут считаться типоморфными признаками гидроксидов латеритного и осадочного происхождения. Как было показано К. М. Феодотьевым (1949), гидроксиды, синтезированные при различных температурах, вели себя неодинаково. Характер кривых нагревания гидроксидов латеритного происхождения аналогичен таковым гидроксидов, искусственно полученным при 35 и 55°C, а дегидратация гидроксидов из осадочных бокситов протекает подобно дегидратации этого минерала, синтезированного при 20°C.

Таблица 9

Химический состав осадочных бокситов Мугоджар и Орского Зауралья
(в вес.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	3,88	4,90	5,00	13,74	9,15	10,46
TiO ₂	2,65	2,13	2,90	2,34	5,35	1,79
Al ₂ O ₃	53,48	46,11	36,80	33,57	35,13	36,19
Fe ₂ O ₃	11,22	23,44	20,32	27,37	20,88	3,96
FeO	0,69	1,70	9,63	Нет	Нет	17,81
MnO	0,16	0,04	0,20	Следы	»	0,32
MgO	Нет	0,10	0,30	0,71	2,60	0,39
CaO	0,70	0,11	3,22	0,42	0,40	0,56
Na ₂ O	0,42	0,07	0,09	0,22	0,21	0,05
K ₂ O	0,12	0,05	0,05	0,0016	0,13	0,06
H ₂ O ⁻	1,45	Нет	2,20	3,75	2,41	1,49
H ₂ O ⁺	25,52	21,06	15,25	16,36	18,58	16,45
P ₂ O ₅	Следы	0,10	0,05	0,82	Нет	0,22
CO ₂	Нет	Нет	3,50	0,20	0,25	9,35
S _{двр.}	»	»	»	Нет	2,40	Нет
Fe _{двр.}	»	»	»	»	2,10	»
Сумма	100,29	100,71	99,51	99,50	99,59	99,09

Примечание. Бокситы Актогайского месторождения:

1 — конгломератовидный, 2 — бобово-обломочный, 3 — бобовый; Ишкининского рудопроизводства; 4 — бобово-обломочный, 5, 6 — бобовые.

Генезис бокситов

Остаточные латеритные бокситы венчают полный или сокращенный профили коры выветривания. Такие профили формировались на возвышенных хорошо дренируемых участках древнего рельефа, в условиях жаркого переменного-влажного климата и спокойного тектонического режима. В процессе латеритного выветривания происходило разрушение силикатных минералов исходных пород. В результате выноса щелочных и щелочно-земельных элементов появлялись новообразованные гидрохлорит и монтмориллонит, слагающие нижние зоны коры выветривания. В верхних зонах они постепенно замещались каолинитом. В условиях глубокого преобразования коры выветривания вблизи поверхности происходил полный гидролиз этих минералов и формировались свободные гидрокислы алюминия и железа. Процесс сопровождается резкими изменениями физико-механических свойств исходной породы.

Благоприятными материнскими породами для образования высококачественных латеритных бокситов явились магматические высокоглиноземистые породы основного состава (габбро, диабазы, туфы). В тех же условиях на породах гранитного ряда, независимо от их положения в палеорельефе, формировались только одна, редко две нижние геохимические зоны.

Образование осадочных бокситов схематически представляется следующим образом. Сформированная латеритная кора выветривания подвергалась размыву и переотлагалась в субаэральной обстановке здесь же на склонах и впадинах реликтового рельефа. Соединения глинозема и титана, по-видимому, поступали как в виде сформированных минералов — гиббсита, каолинита, гетита, гематита, титаномагнетита так и в виде взвеси гелеморфного вещества. О близости источника сноса свидетельствуют обломочные структуры бокситов, слабая окатанность обломков, отсутствие гранулометрической сортировки материала, наличие обломков в бокситах пород и минералов коры выветривания.

В дальнейшей геологической жизни и латеритные, и осадочные бокситы либо подвергались захоронению (Ишкинино, частично Актогай и Кредиковское), либо оставались на дневной поверхности (Карагандысай). Перекрывающими породами являлись углистые глины юрского или мелового возраста. В этом случае в результате инфильтрации богатых органикой вод бокситы и породы коры выветривания подвергались преобразованию наложенными процессами: шамозитизации, каолинизации, сидеритизации.

Таким образом, латеритные бокситы, развитые в субмеридиональной полосе Южного Урала, являются частью единой геологической формации коры выветривания (Сапожников, 1971), приуроченной к породам верхней части нижнего структурного этажа Южного Урала. К нижним частям перекрывающего мезо-кайнозойского платформенного чехла приурочена формация осадочных бокситовых образований, в которой бокситы связаны с терригенной фацией делювиальных и делювиально-пролювиальных отложений.

Полигенное латеритно-осадочное бокситовое месторождение Чадобецкого поднятия¹

Месторождение открыто в 1959 г. Оно расположено в сводовой части териновской антиклинали Чадобецкого поднятия, вырисовывающейся в современном рельефе как водораздельная возвышенность с максималь-

¹ На месторождении резко преобладают залежи осадочного происхождения, однако открытие латеритных проявлений позволяет отнести этот объект к латеритно-осадочному типу.

ным превышением около 130 м. Геология поднятия описана в ряде работ (Благовещенская, 1959; Дашкевич и др., 1962; Дашкевич и др., 1969; Скляр, 1962; Дмитриев, 1966; Спизарский, 1964; и др.). Свод антиклинали сложен терригенными отложениями синия: кварц-мусковит-полевошпатовыми сланцами, алевролитами, песчаниками, вмещающими систему силлов щелочных ультрабазитов, жильные и трубчатые кимберлиты и карбонаты. Благодаря интенсивной тектонической нарушенности свода антиклинали, в мел-палеогеновом периоде здесь на всех породах сформировалась мощная кора выветривания с зонами дезинтеграции, выщелачивания и гидратации, гидролиза и конечного гидролиза (Слукин, 1966, 1973). Последняя зона представляет собой латериты, которые слагают небольшие холмы на склоне возвышенности, погребенные под маломощным покровом четвертичных суглинков. По форме латеритные образования напоминают шляпы. Осадочные бокситы частично покрывают нижние склоны латеритных холмов и протягиваются далее вниз по склону возвышенности вплоть до реки.

Латеритные бокситы

На сланцах и алевролитах латериты представляют собой крепкие каменистые породы с многочисленными порами и кавернами, великолепно сохраняющие реликтовые текстуры и структуры материнских пород (фиг. 32). Цвет латеритов белый, желтый, буровато-желтый, красновато-бурый. Белые латериты почти целиком состоят из гиббсита (до 90%), в окрашенных разновидностях содержится переменное количество гетита (до 25%). По химическому составу (табл. 10, обр. 1—4), эти латериты отвечают высококачественным бокситам с кремневыми модулями от 30 до 46. Мощность латеритных бокситов 8,5 м.

Латериты, образованные из песчаников, содержат много терригенного кварца и инфильтрационного железа. Основными минералами их являются гетит, кварц, каолинит, гиббсит. Химический состав: SiO_2 — 20,12 (из них кварц — 5,30); TiO_2 — 2,06; Al_2O_3 — 19,03; Fe_2O_3 — 44,58; H_2O^- — 1,30; H_2O^+ — 11,26; прочие — 1,49%; сумма — 99,84%.

Т а б л и ц а 10

Химический состав коренных латеритных бокситов, Чадобецкое поднятие

Компоненты	Бокситы на сланцах				Бокситы на щелочных ультрабазитах		Бокситы на кимберлитах
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	1,54	1,98	1,79	1,26	1,11	0,78	1,47
TiO_2	1,70	2,25	2,57	0,53	3,00	5,64	5,47
Al_2O_3	45,00	53,84	60,65	58,17	33,89	38,36	31,88
Fe_2O_3	23,81	11,44	2,10	10,09	40,58	28,19	36,77
FeO	0,18	—	0,10	—	—	—	—
MnO	0,03	0,09	Сл.	0,03	0,07	0,21	0,15
MgO	—	—	—	—	—	0,30	—
CaO	—	—	—	—	—	—	—
Na_2O	0,03	0,04	0,01	—	0,07	Не опр.	0,08
K_2O	0,01	—	0,01	—	—	Не опр.	0,05
H_2O^-	—	1,28	—	—	1,54	0,82	1,59
H_2O^+	26,53	28,29	33,34	30,00	19,10	23,29	19,76
CO_2	0,12	0,47	—	—	0,40	—	—
P_2O_5	0,01	0,31	—	0,01	0,49	0,91	0,88
Сумма	98,96	99,79	100,57	100,09	100,25	98,78	98,10

Примечание. Прочерк обозначает «не обнаружено».



Ф и г. 32. Латерит по сланцу, Чадобецкое поднятие. Штуф, уменьшено в четыре раза

Латериты по щелочным ультрабазитам — твердые каменистые пористые и кавернозные породы бурого и желто-бурого цвета. Минеральный состав: гиббсит, гетит, анатаз. Гиббсит замещает флогопит, выполняет трещины и поры. В кавернах отложился натечный гиббсит в виде белых фарфоровидных и землистых выделений. Гетит образует псевдоморфозы по оливину, анатаз — по перовскиту. По химическому составу эти латериты отвечают высокожелезистым бокситам (табл. 10, обр. 5, 6).

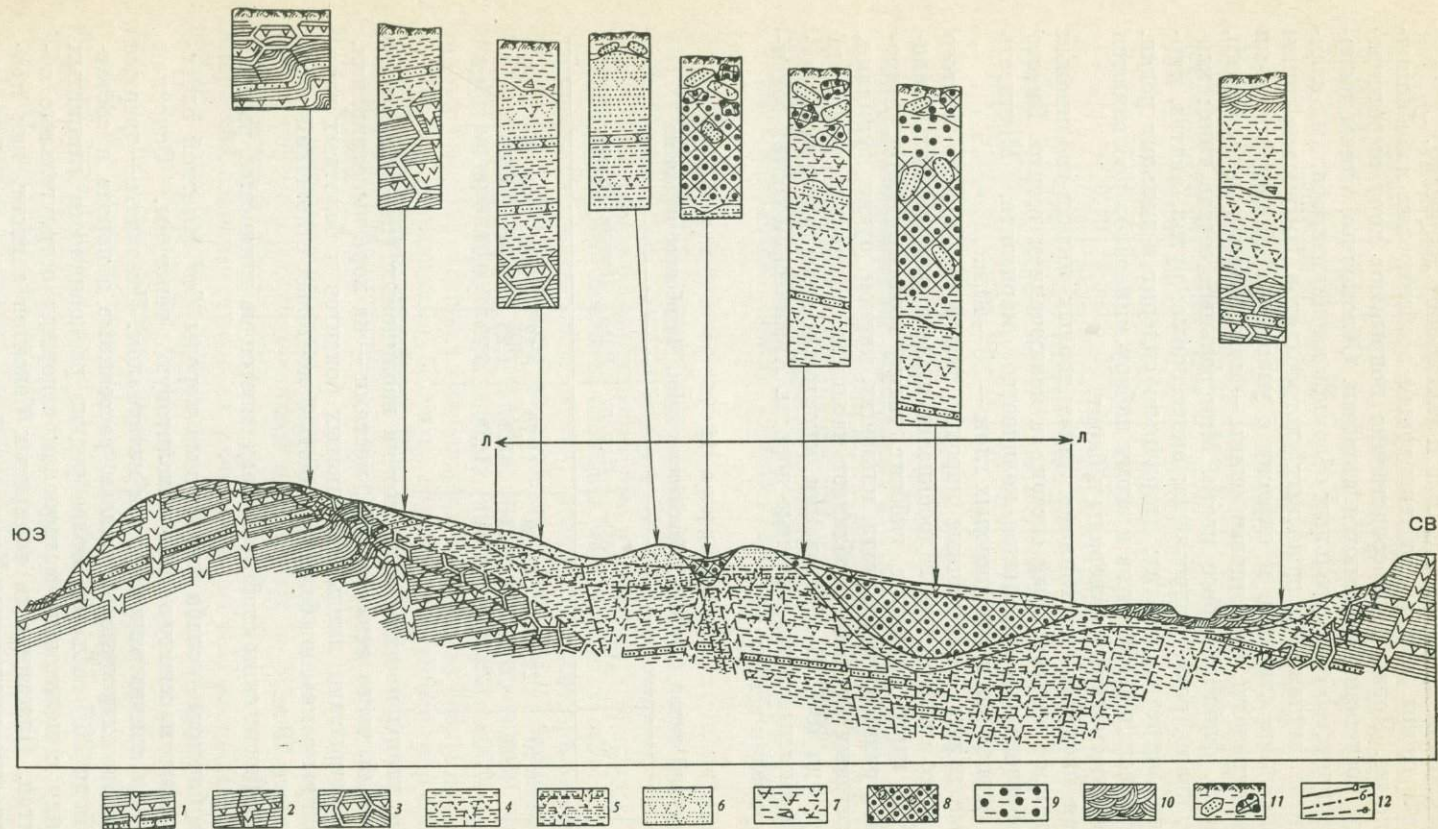
Латериты на трубчатых кимберлитах слагают самую верхнюю часть трубки. Они представлены бурой пористой и кавернозной породой с реликтовой брекчиевой текстурой. Латерит состоит из гиббсита, гетита и анатаза и по химическому составу (табл. 10, обр. 7) отвечает кондиционному бокситу с кремневым модулем 21, но с высоким содержанием железа. Мощность латеритов 1 м.

Карбонатиты при выветривании не дают латеритных бокситов, а превращаются в железо-марганцевые охры, обогащенные барием, фосфором и редкими землями.

Латеритные бокситы — это не отдельное месторождение, а небольшое проявление высококачественных руд, которое лишь дополняет запасы месторождения, сложенного осадочными бокситами.

Осадочные бокситы и бокситоносные отложения

В состав бокситоносных отложений входят каолиновые и бокситовые глины и бокситы. Каолиновые глины почти повсеместно покрывают кору выветривания и постепенно кверху сменяются бокситовыми породами (фиг. 33). Кое-где глины выпадают из разреза, и на коре выветривания лежат бокситы. Только в одном месте на Центральном месторождении под бокситовыми породами залегает линза черных каолиновых глин,



Ф и г. 33. Схематический геологический разрез сводовой части северного выступа Чадобецкого поднятия. Составил А. Д. Слукин

- | | | | |
|--|--|---|--|
| 1 — материнские горные породы: сланцы, песчаники с силлами щелочных ультрабазитов; | 3 — выщелоченные, зированных сланцев, пикритов и других пород в базальной части, | 11 — почва и делювиальные суглинки с обломками латеритных и осадочных бокситов; | в — предполагаемые тектонические нарушения. |
| 2 — дезинтегрированные, | 4 — каолиновые, каолино-гипсовитовые, гипсовитовые (латериты), | 12 — границы: | Л—Л — граница ореола распада обломков латеритов на поверхности |
| 2 — дезинтегрированные, | 5 — каолино-гипсовитовые, гипсовитовые (латериты), | а — пород, | |
| 2 — дезинтегрированные, | 6 — гипсовитовые (латериты), | б — зон коры выветривания | |
| 2 — дезинтегрированные, | 7—11 — осадочные породы: 7 — каолиновые глины с обломками каолини- | | |
| 2 — дезинтегрированные, | 8 — бокситы с обломками латеритов, | | |
| 2 — дезинтегрированные, | 9 — глинистые бокситы, | | |
| 2 — дезинтегрированные, | 10 — аллювий, | | |

содержащих обломки лигнитизированной древесины. Кондиционные бокситы имеют форму линз и пластовых тел, изометричных в плане, залегающих почти горизонтально или слабо наклонно в соответствии с общим наклоном современной и древней поверхностей. Тела бокситов приурочены к вершинам и склонам холмов и выполняют депрессии.

Каолиновые глины делятся по текстурным особенностям на обломочные и пятнистые. Первые непосредственно покрывают кору выветривания и кверху постепенно сменяются вторыми. Обломочные глины включают в себя множество остроугольных обломков каолинизированных сланцев, алевролитов, песчаников, щелочных ультрабазитов. Пятнистые глины имеют неоднородное строение и окраску с участками обогащения теми или иными минералами. Каолиновые глины — пластичные породы белого, желтого, бурого, фиолето-бурого цвета. Минеральный состав глин: каолинит, гетит, кварц, редко гидрослюда; аксессуарные: рутил, анатаз, циркон, ильменит, магнетит, мартит; вторичные: сидерит и кальцит редки. Вблизи выветрелых карбонатитов к этому набору минералов добавляются фосфатные редкоземельные минералы и барит.

Вмещаемая каолиновыми глинами линза черных лигнит-каолиновых глин имеет тот же минеральный состав, за исключением гетита. Вместо него здесь образовалось небольшое количество марказита. Мощность линзы 8—14 м, всей толщи каолиновых глин — 30—40 м.

Бокситовые глины — пластичные породы красного, красно-желтого и белого цвета со стяжениями гидроокислов железа или без них. Минеральный состав глин: каолинит, гиббсит, гетит, гематит, кварц, гидрослюда, сидерит, реликты перовскита, ильменит, циркон, рутил, турмалин, сфен. В бокситовых глинах преобладает каолинит, содержание гиббсита колеблется от 0 до 40%. В образовании бокситовых глин принимали участие и ультраосновные и терригенные породы. Химический состав бокситовых глин приведен в табл. 11.

Т а б л и ц а 11
Химический состав (в вес.%) бокситовых глин, Чадобецкое поднятие

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	П. п. п.	P ₂ O ₅	Прочие	Сумма	Модуль
1	15,05	6,10	22,90	41,09	11,73	0,22	2,61	99,79	1,5
2	26,40	9,08	35,29	12,13	15,26	1,20	0,04	99,40	1,3
3	18,12	27,70	28,15	7,54	14,06	3,79	0,04	99,40	1,6

Бокситовые глины местами залегают на каолиновых (переход между ними постепенный, часто незаметный), местами — на коре выветривания, подстилают и покрывают линзы каменистых бокситов и болотных глин. Бокситовые глины занимают большую часть бокситовых отложений и достигают мощности 70 м.

Бокситы по физическим свойствам разделяются на глинистые, рыхлые и каменистые.

Глинистые бокситы — слабо пластичные породы без заметной слоистости. Они имеют массивную или пизолитовую текстуры. Основная масса их сложена тонким терригенным материалом. Пизолиты — твердые хрупкие стяжения гидроокислов железа, рассеянные в породе и составляющие в ней до 20% объема. Более редкие разновидности глинистых бокситов наряду с пелитовым материалом содержат остроугольные обломки латеритов. Пластичность глинистых бокситов зависит, как правило, от количества каолинита. Химический состав глинистых бокситов отличается от прочих главным образом повышенным содержанием кремнезема (табл. 12).

Таблица 12

Химический состав (в вес. %) различных видов бокситов,
Чадобецкое поднятие

Компоненты	Красные бокситы						Белые бокситы		
	каменистые			рыхлые	глинистые	камени- стые	рых- лые	глини- стые	
SiO ₂	1,52	3,03	3,24	2,92	3,28	9,50	0,31	12,35	6,94
TiO ₂	6,31	6,08	5,00	5,51	11,13	5,55	8,85	13,39	9,28
Al ₂ O ₃	30,55	39,57	49,52	43,56	34,12	35,22	57,95	48,42	53,46
Fe ₂ O ₃	38,48	32,15	17,00	21,96	28,20	31,80	1,06	1,03	1,00
FeO	4,16	1,08	0,00	3,14	1,92	Не опр.	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,40	»	0,30	0,30	0,40
CaO	0,43	0,65	0,46	0,30	0,28	0,70	0,14	0,28	0,28
Na ₂ O	0,06	0,10	0,06	0,07	0,04	Не опр.	0,05	0,10	0,11
K ₂ O	0,04	0,07	0,07	0,05	0,05	»	0,01	0,10	0,04
H ₂ O ⁻	0,43	1,19	0,74	0,88	0,35	»	0,53	0,50	0,33
H ₂ O ⁺	16,02	16,10	24,00	20,35	19,21	17,26	29,97	22,80	27,21
P ₂ O ₅	0,69	0,30	0,08	0,32	0,68	0,33	0,14	0,35	0,38
CO ₂	0,36	0,38	0,24	0,17	0,43	Не опр.	0,21	0,36	0,23
F	0,45	0,40	Не опр.	Не опр.	0,34	»	0,30	0,20	0,40
Сумма	99,50	101,10	100,41	99,23	100,43	99,36	99,82	100,18	100,06
	0,19	0,17			0,15		0,13	0,09	0,17
- F = O ₂	99,31	100,93	Не опр.	Не опр.	100,17	Не опр.	99,55	100,01	99,79
Модуль	20	13	15	5	10	3,7	187	4	8

Рыхлые бокситы не пластичные землистые или бобовые руды со значительной примесью обломочного материала. Бобовые руды сложены не сцементированными бобовинами, пизолитами. Рыхлые бокситы имеют преимущественно гетит-гематит-гиббситовый состав и по химическому составу находятся между глинистыми и каменными разновидностями.

Каменитые бокситы — твердые крепкие или хрупкие красноцветные или белые породы с разнообразными текстурами: брекчиевидными, конгломератовидными, пизолитовыми, бобовыми, массивными. Для белых бокситов характерны бобово-пизолитовые и массивные текстуры.

Брекчиевидные бокситы сложены множеством угловатых и округлых обломков, заключенных в грубо-, мелко и тонкозернистую основную массу. В обломках находятся латериты (фиг. 34, а), бокситы и их минералы: гематит, гетит, ильменит и др. В состав основной массы входит тот же материал, а также гиббсит, анатаз и другие минералы. Брекчиевидные бокситы содержат в небольшом количестве бобовины.

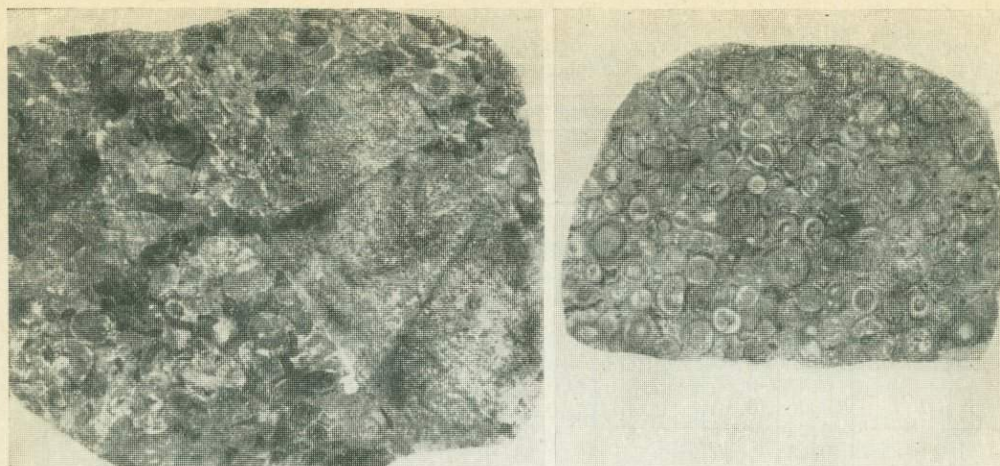
Конгломератовидные бокситы содержат крупные округлые обломки бокситов, бобовины, пизолиты. В полированных шлифах под микроскопом в их цементе видны рудные минералы из коры выветривания окружающих пород.

Пизолитовые и бобовые бокситы состоят из пизолитов, оолитов и бобовин в переменных количествах рассеянных в основной массе боксита и сцементированных гиббситом (фиг. 34, б). Все конкреционные образования вне зависимости от их размера и состава беспорядочно перемешаны в этих бокситах и обычно отделены друг от друга цементом.

Массивные бокситы сложены тонкодисперсным железисто-глиноземным материалом с обильной примесью рудных минералов.

Для изучения состава бокситов и их генетических особенностей важное значение имеет наличие в бокситах обломков и форма их нахождения. Среди обломков на Центральном месторождении выделяются латеритные бокситы, бобовины и пизолиты.

Латеритные бокситы представлены латеритизированными терригенными породами и щелочными ультрабазитами. Их текстурно-структур-



Ф и г. 34. Осадочные бокситы, Чадобецкое поднятие
 а — с обломком латерита по пикритовому порфириту,
 б — обломочно-пизолитовый. Штуфы, натуральная величина

ные особенности, минеральный и химический состав (табл. 13) аналогичны описанным коренным латеритам. Однако в составе латеритизированных сланцев наряду с малокремнистыми (обр. 1, 3) встречаются и высококремнистые (обр. 2) разновидности. Обломки латеритов имеют остроугольную или окатанную форму и достигают размера $4 \times 7 \times 10$ см.

Минеральный состав бокситов: гиббсит, бёмит, корунд, гетит, гематит, маггемит, анатаз, каолинит, кварц, реже находятся магнетит, бедделейт, циркон, ильменит, рутил, вторичные — сидерит и марказит.

Гиббсит — главный породообразующий минерал бокситов. Он находится в виде крупно- и мелкокристаллических корочек вокруг конкреций и в полостях, мелко-, тонко и скрытокристаллических масс в цементе и в порах. Такие формы гиббсита свидетельствуют о кристаллизации его из растворов на месте нахождения; наряду с этим в бокситах часто встречаются обломки зерен гиббсита, его агрегатов и целые куски гиббситовых латеритов, принесенных в область седиментации из материнских кор выветривания.

Т а б л и ц а 13

Химический состав (в вес.%) обломков латеритов по сланцам и щелочным ультрабазитам из бокситов Чадобецкого поднятия

Компо- ненты	Латериты по сланцам			Латери- ты по ультра- базитам	Компо- ненты	Латериты по сланцам			Латери- ты по ультра- базитам
	1	2	3			4	1	2	
SiO ₂	0,63	14,31	5,35	1,86	H ₂ O-	0,14	0,80	1,22	0,95
TiO ₂	Не обр.	0,78	1,01	9,24	H ₂ O+	33,13	25,97	27,81	16,09
Al ₂ O ₃	64,00	53,66	55,88	31,96	P ₂ O ₅	0,20	0,08	0,79	1,17
Fe ₂ O ₃	2,57	3,49	6,07	35,26	BaO	Не опр.	Не опр.	0,65	Не опр.
FeO	Нет	Нет	Нет	3,16	SO ₃	»	»	0,30	»
MnO	»	»	»	Следы	F	»	0,24	Не опр.	0,40
MgO	»	»	0,31	Нет	Сумма	100,37	99,66	99,39	100,76
CaO	»	0,28	Нет	0,34	-F = O ₂	Не опр.	0,10	Не опр.	0,17
Na ₂ O	0,08	0,05	»	0,10	Модуль	101	99,56	100,59	17
K ₂ O	0,02	Не обн.	»	0,03			3,7	10,4	

Бемит и корунд обнаружены с помощью рентгеновского анализа Ф. Г. Пасовой в тяжелой фракции бокситов. В шлифах эти минералы не видны. Об их заметном содержании в бокситах свидетельствуют результаты химических анализов, в которых молекулярные соотношения глинозема и воды отвечают бемиту или смеси бемита и корунда.

Минералы гидроокислов и окислов железа слагают конкреционные образования, обломки натечных корок, псевдоморфозы по материнским рудным минералам, в виде пленок покрывают друзы гиббсита, редко заполняют трещины в боксите. Гетит и гематит образуют также псевдоморфозы по оливину, пироксену и пириту.

Анализ в виде псевдоморфоз по футлярообразным кристаллам перовскита в изобилии рассеян в бокситах. Рутит и кварц являются реликтовыми минералами терригенных пород синия.

Белые бокситы в разрезе связаны с красными промежуточными разновидностями, в которых можно проследить частичное и полное обеление сначала цемента, а затем обломков бобовин и пизолитов. Белые бокситы имеют тот же минеральный состав, что и красные, но без окислов и гидроокислов железа. Небольшая примесь минерала железа представлена реликтовыми титаномagnetитом и ильменитом. Химический состав белых бокситов отличается низким содержанием железа и высоким содержанием глинозема. Содержание кремнезема в красных и белых бокситах переменны и часто совпадают (см. табл. 12).

Минеральный и химический составы бокситов полигенного месторождения весьма своеобразны. Это своеобразие заключается в высокой концентрации в рудах титановых минералов: анатаза и ильменита и ряда редких для бокситов второстепенных минералов: бадделеита, барита, некоторых фосфатов. Соответственно и химический состав бокситов отличается повышенной концентрацией титана, ниобия, редких земель и местным обогащением барием, фосфором, цирконием, вольфрамом, ванадием, марганцем.

Осадочные бокситы залегают в виде линзообразных тел длиной от 100 до 500 м на выположенном склоне водораздельной возвышенности. Линзы располагаются прерывистой цепочкой. На выступах поверхности коры выветривания цепочки составляют один ярус, в котловинах — два, три и даже четыре яруса.

Описание бокситовых руд месторождения будет неполным, если не упомянуть о четвертичных суглинках, покрывающих латериты. Эти суглинки имеют мощность около 3 м и чрезвычайно насыщены обломками латеритов. Главными минералами основной массы суглинков являются каолинит, гиббсит, гематит, гетит, кварц; обломки латеритов по составу не отличаются от коренных латеритных бокситов: они сложены гиббситом с примесью гетита. Содержание глинозема в них достигает 58%,

Т а б л и ц а 14

Химический состав (в вес. %) латеритов по сланцам из делювиальных суглинков Чадобецкого поднятия

Компо- ненты	1	2	3	4	Компо- ненты	1	2	3	4
SiO ₂	4,03	1,24	1,64	1,01	Na ₂ O	0,05	0,14	Не опр.	Не опр.
TiO ₂	2,64	1,65	0,98	1,14	K ₂ O	0,02	0,06	»	»
Al ₂ O ₃	47,84	53,45	50,66	57,99	H ₂ O ⁻	1,97	3,05	0,73	»
Fe ₂ O ₃	17,61	14,28	19,06	8,30	H ₂ O ⁺	24,45	25,91	27,11	31,12
FeO	Нет	Нет	Нет	Нет	P ₂ O ₅	0,20	0,20	0,24	0,11
MnO	0,07	0,07	Не опр.	Не опр.	CO ₂	0,40	Нет	Не опр.	Не опр.
MgO	0,15	Не обн.	Нет	0,25	Сумма	99,71	100,30	100,42	99,92
CaO	0,28	0,25	»	Нет	Модуль	12	43	31	57

а кремневый модуль колеблется от 12 до 57 (табл. 14). В случае эксплуатации месторождений латеритного или полигенного типа простейшая отмывка таких обломков из делювиальных глин и суглинков, не содержащих обломков невыветрелых пород, может дать дополнительные руды очень высокого качества. Прецеденты имеются: по сообщениям советских геологов, побывавших на бокситовых месторождениях Западной Африки, так разрабатывается делювий латеритных бокситов.

Генезис бокситов

Среди бокситов Чадобецкого поднятия существуют два основных генетических типа: латеритный и осадочный. В самых общих чертах их происхождение можно расшифровать следующим образом: вначале сформировалась кора выветривания, верхняя зона которой представляла собой латеритные бокситы, а затем эти латеритные бокситы были размывы и переотложены в пониженных частях рельефа, сформировав толщу осадочных бокситов. Однако детали этого процесса дискуссионны и нуждаются в основательной аргументации. При этом следует иметь в виду, что ни генезис самих латеритных кор выветривания, ни генезис осадочных бокситов не могут быть решены однозначно при их раздельном рассмотрении. Только комплексное изучение этих вопросов может дать достоверные выводы о генезисе как всей системы (формации коры выветривания), так и отдельных ее частей.

После внедрения кимберлитовых трубок в промежутке между ранней юрой и поздним мелом повсеместно начала формироваться мощная кора выветривания. Выветриванию подверглись абсолютно все породы Чадобецкого поднятия, но наиболее интенсивно разлагались тектонически нарушенные породы, на поверхности которых заложилась эрозионные депрессии. В эти депрессии тут же поступал материал окружающих кор выветривания. Снос продуктов выветривания осуществлялся преимущественно делювиальными процессами, а область седиментации их была сухой. Об этом свидетельствует базальная часть бокситоносной толщи, представленная недифференцированными оболочными породами.

Какова была степень выветрелости сносимого материала?

Судя по минеральному составу и облику обломков, в это время на поверхности были развиты продукты начального выветривания, т. е. зон дезинтеграции, выщелачивания и начального гидролиза. Смена грубообломочной толщи в подошве бокситоносных отложений монтмориллонитовыми и каолиновыми глинами свидетельствует о преимущественном развитии в области выветривания продуктов гидролиза. Гидролизованые породы при размыве и транспортировке давали тонкодисперсный материал, который отлагался в виде соответствующих глин. Рудные минералы, обладающие большей механической прочностью, мало изменялись при размыве и переносе и попадали в глины в виде лейкоксенизированного перовскита, окисленных пирита, ильменита, титаномагнетита и др.

Бокситоносные глины коррелируются с гиббсит-каолиновыми продуктами выветривания, которые так же легко диспергируются. Поэтому появление в осадках бокситовых глин является отражением развития и частичного размыва в области питания зоны конечного гидролиза.

Появление в бокситах обломков латеритов и бобово-пизолитовых бокситов свидетельствует о развитии в области питания твердых каменистых достаточно механически прочных пород коры выветривания. Наряду с крупными обломками латеритов в бокситы попадали и мелкие обломки, но особенно много поступало отдельных зерен латеритов — псевдоморфоз по материнским минералам. Этот факт однозначно свидетельствует о переносе значительной части бокситообразующих компонентов, в том числе и глинозема из коры выветривания, в область седиментации чисто

механическим путем. Облик бобово-пизолитовых бокситов, а также наличие вместе с ними отдельных крупных бобовин, пизолитов и их обломков, перемешанных с обломками латеритов, и чрезвычайно разнородный состав (наличие в одних бобовинах зерен кварца, в других — зерен анатаза, в третьих — титаномагнетита и т. д.) свидетельствует об их аутигенном происхождении, о том, что они принесены в бокситы.

О месте их рождения можно судить, сравнивая их с латеритными покровами современных тропиков. Там остаточные латериты, сохраняющие реликтовый облик материнских пород, часто покрыты бобово-пизолитовым панцирем (кирасой). Геоморфологическое положение этих покровов не допускает участия в их образовании постоянной водной среды. Они приурочены к самой поверхности, к области господства делювиальных процессов. Бобово-пизолитовые образования содержат обильный терригенный материал, включая мельчайшие обломки латеритов и их минералов. Внешний облик и минеральный состав таких образований на латеритных покровах и в осадочных бокситах сходны. Это дает возможность предположить, что обломки бобово-пизолитовых бокситов и отдельных бобовин в осадочных бокситах являются продуктами разрушения и переотложения кирасы.

Терригенным материалом насыщены также цемент бокситов и выполнения пор и каверн. И только друзовые выделения гиббсита и патеки гетита являются аллотигенными образованиями.

Сопоставление профиля коры выветривания с разрезом бокситоносной толщи показывает следующий порядок их образования. Вначале на поверхности развивались зоны дезинтеграции и выщелачивания, которые при дальнейшем выветривании распространялись на глубину, последовательно сменяясь на поверхности зонами более глубокого разложения: гидролиза и конечного гидролиза. При этом с поверхности в результате делювиальных процессов происходил частичный смысл продуктов выветривания и их переотложение. Иными словами, осадочная бокситоносная толща формировалась из постоянно частично размываемой развивающейся коры выветривания.

Сравнение с другими месторождениями

Чадобецкое поднятие в целом как бокситоносный район, является уникальным объектом. Куполовидная структура, обусловившая развитие в сводовых частях мощных кор выветривания изометричного линейно-площадного типа, многообразие горных пород, участвующих в формировании бокситов и обусловивших повышенные концентрации титана, ниобия и редких земель, соседство карстовых и эрозионно-котловинных месторождений бокситов — все это, вместе взятое, характеризует исключительное своеобразие поднятия. Если рассматривать каждое месторождение отдельно, то для них можно найти подобные.

Месторождения, подобные описанному по совокупности всех признаков неизвестны. Но если его рассматривать как полигенное (осадочное и латеритное), то аналогом можно назвать известное Арканзасское месторождение США, Южно-Украинские, Мугоджарские и др.

На Сибирской платформе месторождений чисто латеритного типа пока неизвестно. Учитывая геологическую историю развития областей латеритного выветривания, можно утверждать, что существование чисто латеритных месторождений мало вероятно, так как латериты неизбежно порождают осадочные бокситы. В таком случае можно говорить о полигенных латеритных и осадочных месторождениях. Единственным представителем этого типа на Сибирской платформе является описанное месторождение.

Месторождения и рудопроявления осадочных и латеритных бокситов могут быть обнаружены в районах юго-западной и западной частей Сибирской платформы и Енисейского кряжа, где развиты высокоглиноземные горные породы: различные сланцы, амфиболиты, долериты, туфы, нефелиновые сиениты и др. В пределах развития этих пород целесообразно обращать внимание на достаточно крупные депрессии: межгорные котловины, впадины на склонах возвышенностей и у их подножия, а вблизи карбонатных полей — карстовые воронки и поля. Указанные депрессии могут сочетаться с заметными или скрытыми тектоническими нарушениями. Обширные заболоченные пространства также могут явиться местом захоронения бокситов, причем белых бокситов высокого качества.

**Месторождения склонового,
овражного и речного типов**

Месторождения, связанные с фациями делювиально-пролювиальных и аллювиальных образований широко распространены в пределах большинства бокситоносных провинций нашей страны. Они возникают повсеместно там, где происходит процесс бокситообразования, связанный с размывом, переносом и переотложением материала, слагающего латеритные коры выветривания. При образовании бокситов возможно участие глинозема, приносимого в виде взвеси или в растворенном состоянии. Бокситовые накопления этих типов зачастую слагают отдельные залежи на полигенных латеритно-осадочных, седиментационных или седиментационно-карстовых месторождениях. В первом из этих случаев они представляют накопления осадочных бокситов, которые вместе с залежами остаточного происхождения определяют специфические особенности полигенных месторождений латеритно-осадочного происхождения. Аналогично залежи бокситов перечисленных типов могут быть членами полигенных седиментационных или седиментационно-карстовых месторождений.

Наряду с этим известны примеры самостоятельных месторождений бокситов склонового, овражного и речного происхождения. К числу их относятся Тулонское месторождение склонового типа (в области водораздела верховьев рек Лены и Киренги), Бурнинское и ряд других месторождений Каменск-Уральского района, которым приписывается делювиальное происхождение, (О. А. Ткаченко и Г. А. Большун, см. «Платформенные бокситы СССР», 1971), а также бокситопроявления Западный Пшарт и другие на Памире. Представителем месторождений, связанных с аллювием погребенной овражной сети, является Тихвинское, находящееся в пределах Северо-Западной бокситоносной провинции. Примером месторождений речного типа может быть Смелянское и Кедва-Тобыское месторождения, расположенные соответственно в пределах Южной и Тиманской провинций на Русской платформе.

Широко известны залежи склонового типа, наличие которых устанавливается на месторождениях различных генетических групп бокситовых месторождений почти всех провинций. Подобные залежи возникают, в первую очередь, при переотложении материала латеритных кор выветривания и формирования осадочных месторождений. Характерно, что при этом кора выветривания зачастую полностью уничтожаются эрозией, тогда как тела бокситов склонового типа, располагающиеся орографически ниже, чаще сохраняются от размыва. Месторождения описываемых типов связываются с палеозойскими и более молодыми осадочными отложениями.

Тулонское бокситопоявление склонового типа (Западное Прибайкалье)

Геологическое строение

В последние годы в Западном Прибайкалье было обнаружено несколько рудопроявлений бокситов и бокситоподобных пород: Бирилейское, Тулонское, Корсаковское, Кырминское, Каменское и др. (фиг. 35). Все они связаны с кайнозойскими впадинами и залегают в нижней части разреза палеогеновых отложений на кембрийских породах, слагающих здесь фундамент.

В геологическом строении территории выделяются два структурных яруса: нижнепалеозойский и кайнозойский.

Стратиграфия нижнепалеозойского структурного яруса. Предбайкальский краевой прогиб образован преимущественно породами кембрийского возраста, на юго-востоке они сменяются протерозойскими, а на северо-западе перекрываются ордовичскими. Среди кембрийских отложений выделяют свиты: ушаковскую (E_1^2 uš), мотскую (E_1 , mt), бельскую (E_1 bl), булайскую (E_1 b), ангарскую (E_1 an), литвинцевскую (E_1-2 lt), верхоленскую (E_2-3 vl) и илгинскую (E_3 il). Непосредственно в районе бокситовых проявлений распространены породы ангарской, литвинцевской и верхоленской свит.

Ангарская свита в основном сложена карбонатными породами, однако вверх по разрезу увеличивается количество терригенных прослоев. Для свиты характерно интенсивное окремнение (наличие желваков кремния). Мощность свиты 215—240 м.

Литвинцевская свита представлена доломитами, доломитизированными известняками, брекчиями с маломощными прослоями гравелитов и кварцевых песчаников; цвет серый, светлосерый, желтовато-серый. Мощность свиты 155—170 м.

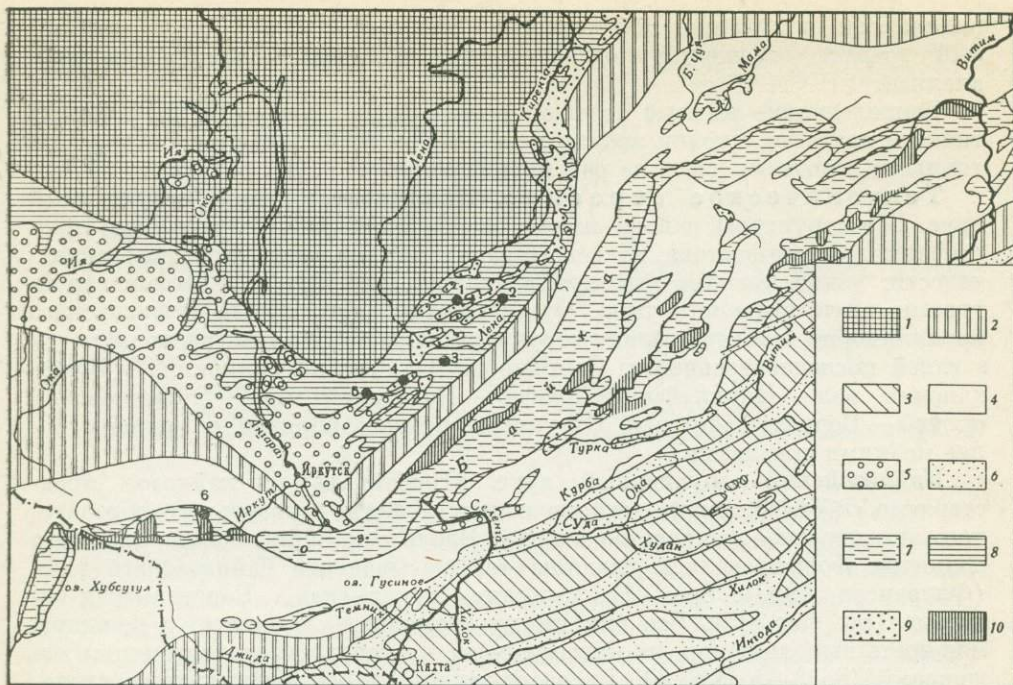
Верхоленская свита слагается мергелями, мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами; все разновидности обычно карбонатны. Для свиты характерна пестроцветная, преимущественно красноцветная, окраска пород. Породы прошли стадию эпигенеза и являются плотными, каменистыми; по данным гравиметрической съемки плотность их 2,61—2,62 г/см³. Мощность свиты 715—800 м.

Илгинская свита. В северо-западной части района ядра синклиналичных структур иногда сложены породами илгинской свиты. Они залегают согласно на отложениях верхоленской свиты и представлены песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов, гравеллитов и оолитовых известняков. Цвет отложений красно-бурый, вишневый, фиолетовый. Мощность свиты 160—300 м.

Стратиграфия кайнозойских рыхлых отложений.

На породах палеозойского структурного яруса развиты кайнозойские впадины, которые выполнены рыхлыми палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями общей мощностью до 400 м.

Палеогеновые отложения. *Каменская свита* (P_2^2 — P_3^1 km) сложена красноцветными и пестроцветными глинистыми отложениями с незначительной примесью тонкозернистого песчаного материала. Глинистый материал представлен каолинитом, а песчаный — кварцем. Нижняя часть свиты, мощностью 20 м, это продуктивный бокситоносный горизонт, сложенный бокситами и бокситовыми глинами. Мощность свиты 160 м. Вверх по разрезу увеличивается содержание углистого материала. Палеогеновый возраст отложений каменской свиты устанавливается на основе богатых спорово-пыльцевых комплексов. Породы свиты залегают в глубинной части Тулонской впадины и выходят на поверхность в ее краевых частях.



Ф и г. 35. Тектоническая схема Прибайкалья. Составлена по материалам Н. А. Флоренсова, 1960
Л. Б. Селсва, 1967

- 1 — Сибирская платформа, область слабого проявления мезокайнозойского движения;
- 2 — Саяно-Становое мезозойское сводовое поднятие, испытавшее небольшую активизацию в кайнозое;
- 3 — Витимо-Селенгинская зона мезозойских глубинных складок, испытавшая небольшую активизацию в кайнозое;
- 4 — Байкальское кайнозойское сводовое поднятие, область интенсивных тектонических движений;
- 5 — Иркутский предгорный юрский прогиб;
- 6 — юрско-меловые межгорные впадины забайкальского типа;

- 7 — кайнозойские внутригорные впадины байкальского типа;
- 8 — предгорные прогибы на окраинах Саяно-Станового и Байкальского сводовых поднятий;
- 9 — кайнозойские предгорные впадины;
- 10 — внутривпадинные и межвпадинные пере-
мычки

Бокситовые рудопроявления:

- 1 — Бирилейское,
- 2 — Колсахайское (Тулонское);
- 3 — Горсаковское,
- 4 — Кырминское,
- 5 — Каменское,
- 6 — Ахаликское

Булузинская свита ($Pg_3^{2+3}bl$) представлена темноцветными глинистыми отложениями с прослоями бурых углей. Отличительной чертой свиты является ее угленосность. Граница между отложениями каменской и булузинской свит проводится по смене светлых и пестроцветных каолиновых глин темными насыщенными органическим материалом. Глинистый материал имеет монтмориллонитово-гидрослюдисто-каолиновый состав. Мощность отложений 200 м. Олигоценый возраст булузинской свиты определяется по данным палинологического анализа. Отложения этой свиты слагают центральную часть Тулонской впадины.

Неогеновые отложения. *Баяндайская свита* (N_1bn) характеризуется породами зеленовато-серой окраски, обилием органической примеси и ископаемой фауны, карбонатностью и гидрослюдисто-монтмориллонитовым составом глинистой фракции. Мощность ее 80—110 м. Возраст устанавливается по результатам палинологического анализа и остаткам фауны.

Байшинская свита и «охристая толща» нерасчлененные ($N_1^{2-3}bs+oh$), слагаются красно-бурими суглинками, песчано-глинистыми и песчано-галечными отложениями. Глинистая фракция представлена монтмо-

риллонитом, отложения карбонатные, мощность 40—60 м. Плиоценовый возраст отложений подтверждается данными палинологического анализа.

Вышележащие рыхлые отложения манзурской свиты (N_3^{mn}) и четвертичного возраста с точки зрения поисков бокситов являются бесперспективными и поэтому здесь не рассматриваются.

Тектоническое строение. Нижнепалеозойский структурный ярус. Все структуры района имеют северо-восточное (байкальское) простирание. С юго-востока на северо-запад наблюдается затухание складчатости: узкие линейно вытянутые складки сменяются пологими структурами платформенного типа. От северо-западного крыла Байкальского антиклинория к северо-западу структуры первого порядка располагаются в такой последовательности: Самодурово-Вяткинский синклинал — Божеханский вал — Никилейский прогиб — Качугский вал — Зулмановский прогиб — Верхоленинский вал. Структуры первого порядка осложнены более мелкими складками.

Кайнозойский структурный ярус. Прибайкалье в кайнозойе представляло собой активную тектоническую область, в результате образовалось значительное количество впадин. Вдоль оси Байкальского сводового поднятия формировались впадины так называемого байкальского типа (Флоренсов, 1960). Это — Байкальские, Тункинская, Баргузинская и другие (см. фиг. 35). Все они имеют громадные размеры и большую мощность выполняющих их палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений (до 3—5 тыс. м). К северо-западу от оси Байкальского сводового поднятия, в области менее интенсивного проявления тектонических движений, формировались впадины значительно меньшие по размерам. Так, Кырминская впадина имеет длину 80 км, ширину 3 км, глубину 220 м. Карлукская впадина имеет длину 40 км, ширину 3 км, мощность рыхлых отложений 170 м. Тулонская впадина имеет длину 25 км, ширину 4—5 км, глубину 400—500 м. Корсаковская впадина имеет длину 13 км, ширину 2—3 км, глубину 280 м и т. д.

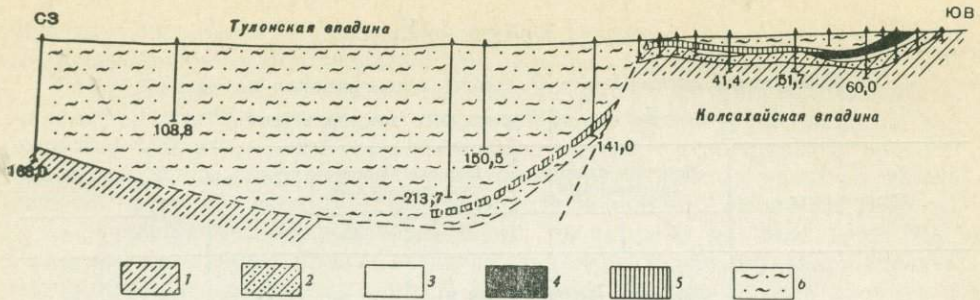
В Западном Прибайкалье кайнозойские впадины приурочены к Предбайкальскому краевому прогибу, где от пос. Усть-Ордынский до пос. Казачинское образуют параллельные полосы, ориентированные в северо-восточном направлении. Как правило, кайнозойские депрессии наложены на палеозойские синклинали, но наблюдается некоторое смещение осей молодых депрессий на крылья палеозойских структур. Так, Тулонская впадина приурочена к сочленению Божеханского вала и Никилейского прогиба.

Геоморфология. В районе сохранились участки древней поверхности выравнивания в виде изолированных плоских вершин и участки древней гидросети. Древняя поверхность выравнивания была сформирована до начала образования кайнозойских депрессий и имела, очевидно, характер пенеплена, на котором шло образование коры выветривания. Кора выветривания сохранилась во впадинах под прикрытием палеогеновых отложений. Древняя гидросеть имеет, по-видимому, более молодой, чем поверхность выравнивания, неогеновый возраст.

Кора выветривания

Погребенная во впадинах кора выветривания имеет площадной характер залегания (фиг. 36, Колсахайская впадина), мощность ее изменяется от нескольких до 45 м. Кора выветривания известна как на породах триангенового, так и карбонатного состава, слагающих фундамент впадин.

Карбонатные породы ангарской и литвинцевской свит — это преимущественно доломитизированные и окремненные известняки. Выделение



Ф и г. 36. Геологический разрез по профилю VII. Тулонское бокситопоявление (по В. Г. Рыбакову и В. Г. Чушину)

- 1 — породы фундамента ($\text{Є}_2\text{-}\text{vI}$); 4 — бокситы;
 2 — кора выветривания; 5 — бокситовые глины;
 3 — глины подрудные гиббсит-каолиновые; 6 — песчано-глинистые отложения ($\text{P}_2^2 - \text{P}_3^1$)

коры выветривания на карбонатных породах затруднительно ввиду нарушения объема этих пород при выветривании. Вблизи невыветрелых пород сохраняются признаки остаточного залегания, а выше, ввиду значительного выноса материала (карбоната) из пород, происходит нарушение текстурно-структурных особенностей породы, просадки и т. д., поэтому минеральные вещества перемешиваются, перемещаются и образуются рыхлые породы, состоящие из песчано-алевритового материала с обломками кремней.

Несравненно более выраженной является кора выветривания, развитая на терригенных породах верхоленской свиты. Основной составной частью пород верхоленской свиты является карбонатно-глинистое вещество, пигментированное окислами железа; терригенная примесь (алевритовая и песчаная) в нем распределена неравномерно. Обломочный материал представлен зернами карбоната (кальцит), в подчиненном количестве — кварц, хлорит и единичные обломки полевых шпатов. Глинистое вещество в исходной породе представляет собой смесь трех минералов: слюды типа иллита, монтмориллонита и хлорита. Преобладает иллит: содержание его в цементе, из которого удален карбонат, в среднем 60%; остальная часть приходится на хлорит и монтмориллонит, которые находятся, примерно, в равных количествах (по 20%). Гидроокислы железа рентгеноаморфны, поэтому минеральная форма их не установлена.

Кора выветривания подразделяется

Ф и г. 37. Строение бокситового разреза по скв. 27 (участок Колсахай) и график количественного распределения глинистых минералов по данным рентгенодифрактометрии

- 1 — дезинтегрированные породы верхоленской свиты ($\text{Є}_2\text{-}\text{a}$);
 2 — зона выщелачивания;
 3 — зона гидролиза;
 4 — 6 — отложения каменской свиты ($\text{P}_2^2 - \text{P}_3^1$);
 4 — боксит красный,
 5 — боксит серый,
 6 — глины серые каолиновые с прослоями углей

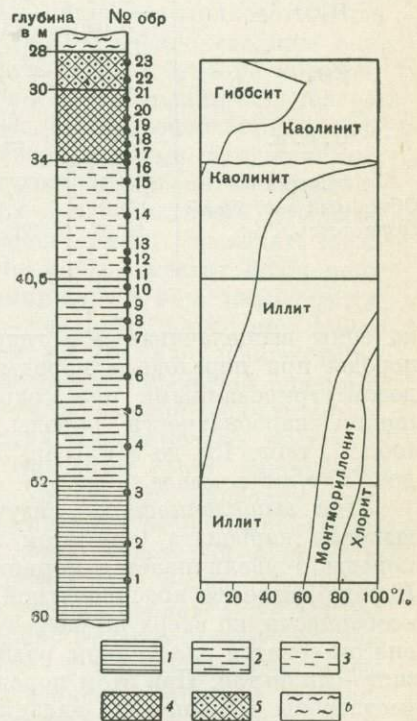


Таблица 15

Химический состав ($\frac{\text{вес. } \%}{\text{г/см}^3}$) коры выветривания по скв. 27,
участок Колсахай Тулонского месторождения

Компоненты	Мергель дезинтегрированный		Породы из зоны выщелачивания		Породы из зоны гидролиза		
	1	3	7	10	12	15	16
SiO ₂	38,83 0,86	53,38 1,03	58,21 1,01	55,88 0,92	50,09 0,85	35,17 0,58	39,26 0,64
TiO ₂	0,85 0,02	0,61 0,01	0,81 0,01	0,81 0,01	0,98 0,01	1,16 0,02	2,50 0,04
Al ₂ O ₃	11,04 0,25	16,96 0,33	18,84 0,33	21,87 0,36	26,28 0,45	25,47 0,42	31,28 0,51
Fe ₂ O ₃	3,26 0,07	5,98 0,12	7,80 0,13	8,80 0,15	9,59 0,16	24,31 0,41	8,66 0,14
FeO	0,93 0,02	0,51 0,01	Нет	0,10	0,13	Не обн.	1,49 0,03
MnO	0,10	Нет	Следы	Нет	Нет	Следы	0,18
MgO	3,88 0,09	6,77 0,13	2,34 0,04	2,50 0,04	2,37 0,04	1,00 0,02	0,71 0,01
CaO	19,71 0,46	2,60 0,05	0,42	Не обн.	0,28	0,42 0,01	0,42 0,01
Na ₂ O	0,07	0,08	0,09	0,05	0,09	0,10	0,10
K ₂ O	1,68 0,04	2,94 0,06	3,35 0,06	2,64 0,05	2,94 0,05	2,16 0,04	1,06 0,02
H ₂ O ⁻	2,21 0,05	4,02 0,07	2,11 0,04	1,42 0,02	1,42 0,02	1,16 0,02	1,25 0,02
H ₂ O ⁺	3,75 0,09	4,92 0,09	6,18 0,11	5,88 0,10	6,88 0,12	8,49 0,14	11,19 0,18
CO ₂	16,00 0,37	1,74 0,03	Нет	Нет	Нет	0,20	0,85 0,01
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	0,65 0,01
Сумма	100,31	100,52	100,15	99,95	101,05	99,64	99,60
Объемный вес, г/см ³	2,31	1,93	1,73	1,65	1,70	1,66	1,62
Пористость, %	16,67	30,48	38,76	41,55	37,00	41,92	42,30

на зоны выщелачивания и гидролиза (фиг. 37). Кроме того, исходные породы при переходе в породы зоны выщелачивания являются сильно дезинтегрированными при сохранении минерального состава и уменьшении карбонатности породы. Содержание CaO уменьшается с 20 (обр. 1, табл. 15) до 3% (обр. 3). Объемный вес таких пород снижается до 2,30 г/см³ и менее.

Зона выщелачивания в изученном разрезе характеризуется полным выносом карбоната, при этом значительно уменьшается объемный вес породы и увеличивается пористость с 16% (обр. 1) до 39% (обр. 7). Порода остается красноцветной, сохраняются ее текстурно-структурные особенности, но вверх по разрезу теряется сухаристость исходной породы, она становится пластичной, разбухающей в воде. Основная масса — железисто-глинистая. При этом порода становится менее песчанистой, так как растворены и вынесены кальцитовые зерна и глинизованы полевые

шпаты. Содержание гидроокислов железа увеличивается до 7—9%, но и они по-прежнему рентгеноаморфны.

Глинистое вещество внизу зоны состоит из тех же минералов: иллита, монтмориллонита и хлорита. Однако вверх по разрезу уменьшается количество хлорита, а затем он полностью исчезает (см. фиг. 37, обр. 7). Немного выше сохраняется монтмориллонит, в верхах зоны он также исчезает (обр. 9). Наряду с этим в породе появляется каолинит (обр. 4) и его содержание увеличивается вверх по разрезу до 30% (обр. 10). При этом содержание иллита остается постоянным, что позволяет сделать вывод об образовании каолинита в этой части разреза за счет хлорита и монтмориллонита.

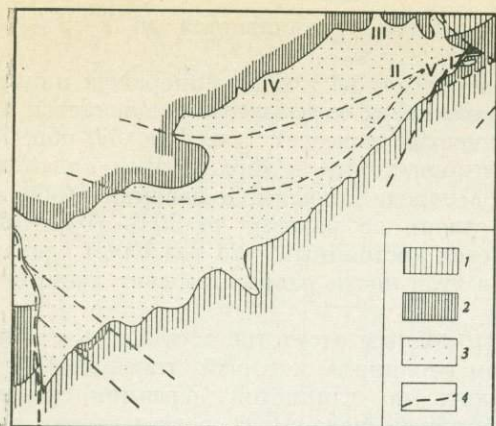
Зона гидролиза характеризуется полным отсутствием хлорита и монтмориллонита и широким развитием каолинита, который становится порообразующим. Содержание иллита в глинистой фракции уменьшается вверх по разрезу до полного исчезновения и соответственно возрастает количество каолинита, что в совокупности с оптическими наблюдениями позволяет сделать вывод о замещении иллита каолинитом.

Вверху зоны образуются плотные стяжения неправильной формы, сложенные гидроокислами железа и гиббситом. При этом сохраняется структура породы, что видно по замещению отдельных обломочных зерен исходной породы (полевых шпатов, хлорита и т. д.) агрегатами вторичных минералов выветривания, а также первичная слоистость породы. Пористость увеличивается до 42%; объемный вес продолжает уменьшаться, хотя и менее резко, чем в зоне выщелачивания. Еще более уменьшается песчаность породы за счет выщелачивания мелкозернистого кварца; количество кремнезема по сравнению с исходными породами уменьшается в два раза (см. табл. 15).

Бокситы

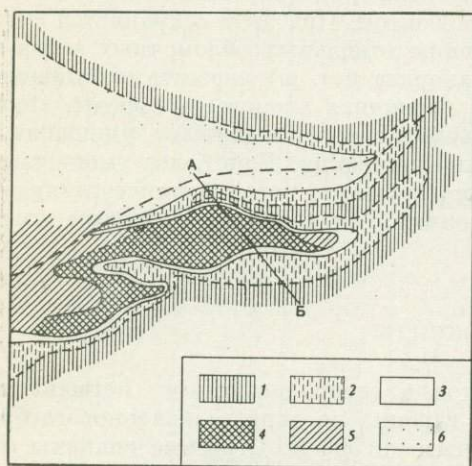
Тулонская впадина простирается в северо-восточном направлении, длина ее 25 км, ширина 4—5 км, глубина по данным колонкового бурения 400 м, по геофизическим данным до 500 м. Строение впадины изучено в основном по геофизическим работам, колонковое бурение проводилось на отдельных участках только в северной части впадины. С северо-запада и юго-востока впадина имеет плавные, мягкие очертания, с юго-запада и северо-востока она ограничена тектоническими нарушениями. Фундаментом впадины служат преимущественно карбонатно-терригенные породы верхоленской свиты, контакт их с карбонатными породами нижнего кембрия (ангарская и литвинцевская свиты) проходит вдоль юго-восточного борта впадины (фиг. 38). Во многих местах фундамент впадины разбит тектоническими нарушениями и по ним наблюдается смещение отдельных участков. Фундамент впадины вероятно имеет грабенообразное строение. Так, по тектоническому нарушению отделяется приподнятый Колсахайский блок от основной Тулонской впадины.

Продуктивный горизонт. Форма рудных тел. Буровыми работами была изучена северная часть Тулонской депрессии. Большинство скважин вскрыло породы продуктивного горизонта, при этом было обнаружено пять залежей бокситов и бокситоподобных пород. Первая, наиболее крупная и качественная залежь бокситов (Колсахайская) расположена в небольшой впадинке на северо-восточном замыкании Тулонской впадины и протягивается на 1,5 км. К юго-западу от первой параллельно ей протягиваются пятая и переходящая в нее вторая залежь длиной тоже 1,5 км. Четвертая залежь расположена в 0,5 км к северу от второй и прослежена параллельно ей в восточном направлении более чем на 1 км. Третья залежь тяготеет к северо-западному борту Тулонской впадины, залежь протягивается в северо-восточном направлении на 2 км.



Ф и г. 38. Схематический план Тулонской депрессии (по С. П. Алексееву и В. Г. Рыбакову)

- 1 — карбонатные породы ангарской ($E_1 an$) и литвинцевской ($E_{1-2} lt$) свит;
 - 2 — терригенно-карбонатные породы верхоленской свиты ($E_{2-3} vl$);
 - 3 — рыхлые кайнозойские отложения;
 - 4 — тектонические нарушения в породах фундамента.
- I—IV — бокситовые залежи



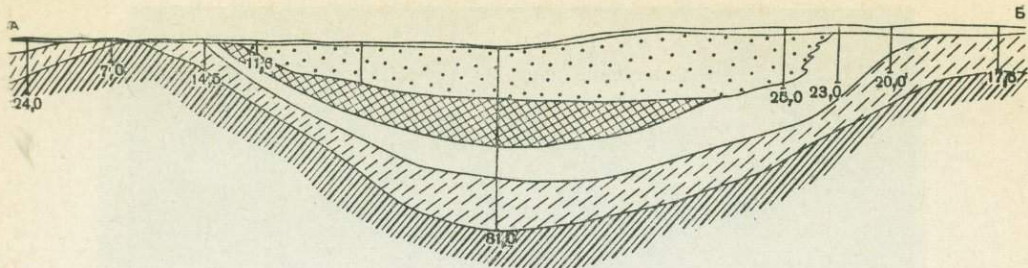
Ф и г. 39. Схематический геологический план участка Колсахай (по С. П. Алексееву и В. Г. Чуину)

- 1 — терригенно-карбонатные породы верхоленской свиты ($E_{2-3} vl$);
- 2 — кора выветривания;
- 3 — глины подрудные, гиббсит-каолиновые;
- 4 — бокситы;
- 5 — бокситовые глины;
- 6 — рыхлые кайнозойские отложения

Первая залежь (Колсахайская) приурочена к небольшой впадинке, отделенной от основной тектоническим нарушением (фиг. 39). Фундамент ее представляет собой поднятое крыло нарушения. Возраст нарушения, по-видимому, послерудный. Амплитуда смещения 200—250 м. Бокситы залегают на коре выветривания пород фундамента, которые здесь представлены верхоленской свитой, отделяясь от нее небольшим (до нескольких метров) слоем пестроцветных гиббситсодержащих глин (фиг. 40). Продуктивный горизонт в целом повторяет форму дорудного рельефа.

Колсахайская впадинка со стороны открытого склона имеет сложный извилистый контур. Бокситовая залежь повторяет контур впадинки (см. фиг. 39), прислоняясь к склонам. В юго-восточном борту бокситовая залежь выходит на поверхность, а далее круто, под углами от 15 до 35° погружается на северо-запад под отложения каменской свиты, мощность перекрывающих отложений изменяется от 0 до 60 м. Наибольшую мощность и наилучшее качество бокситы имеют в верхней части склона, где они представлены преимущественно рыхлой разновидностью, а ниже по склону — каменистыми, к центральной части впадинки мощность их уменьшается и бокситы замещаются бокситовыми глинами (см. фиг. 36 и 40).

Вдоль северо-западного борта Тулонской депрессии выявлено две залежи бокситов — третья и четвертая; они являются склоновыми и под



Ф и г. 40. Геологический разрез по профилю А—Б, участок Колсахай (по В. Г. Чупицу)
Условные обозначения см. на фиг. 39

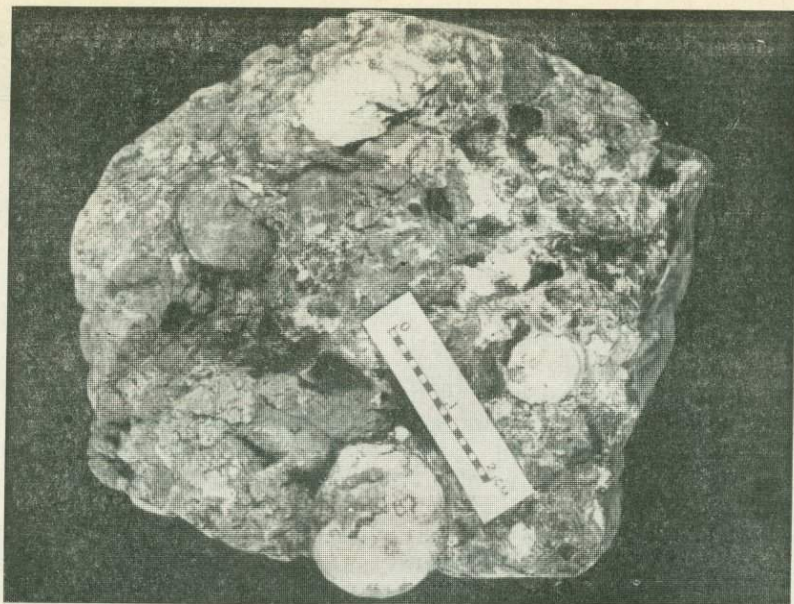
углом с поверхности погружаются под палеогеновые отложения. Залежи слагаются бокситовыми глинами и глинистыми бокситами. Однако продуктивный горизонт выявлен также в глубинной части Тулонской депрессии — (вторая залежь), ее образуют в основном каменистые и глинистые руды.

Строение рудной залежи и литологические типы бокситов. Продуктивный горизонт слагается бокситовыми глинами, глинистыми, рыхлыми и каменистыми бокситами.

Глинистые бокситы и бокситовые глины слагают нижние части рудных залежей и области выклинивания рудных пластов. Это обычно пестроцветная редкобобовая порода с небольшим объемным весом ($1,48 \text{ г/см}^3$). Содержание бобовин в бокситовых глинах 5—10%, в глинистых бокситах 10—20%. Кроме бобовин в подрудных глинах обычно содержится значительное количество мелких обломков ожелезненной высокопористой породы, которая по всей вероятности является латеритом. На участке Колсахай пятнистые бокситовые глины вниз по разрезу сменяются пестроцветным элювием со стяжениями. Четкой границы между ними нет. Осадочные породы выделяются только по появлению обломков латерита. Бобовины рыхлые бесструктурные, часто в шлифах можно наблюдать, что стяжение материала при формировании их происходило на месте образования породы. Размер бобовин до 5 мм.

Рыхлые бокситы слагают верхнюю, присклоновую часть Колсахайской залежи. Они характеризуются рыхлой глинистой основной массой, в которую включены хорошо обособленные от нее бобовины (фиг. 41); иногда встречаются обломки каменистого боксита. Боксит напоминает рыхлый конгломерат. Основная масса либо сыпучая, либо слабо цементируется, но и в этом случае порода легко разрушается руками. Для рыхлых бокситов характерна разнообразная окраска — кирпично-красная, пятнистая, зеленоватая. Соотношение бобовин и цемента различное: от единичных бобовин до преобладания их в породе. Встречаются среднебобовые и крупнобобовые рыхлые бокситы. Среднебобовые бокситы состоят, преимущественно, из бобовин размером 5—10 мм, крупнобобовые имеют размер бобовин 10—40 мм. Бобовины плотные, крепкие, цвет кирпичный, внутри пористые, с белыми гипсбобовыми микропрожилками по трещинкам сокращения. Форма бобовин округлая, строение сложное, образовались они, как правило, путем стяжения материала на обломки мелкобобовых каменистых бокситов. Объемный вес цементирующей массы — $1,55\text{--}1,60 \text{ г/см}^3$, а бобовин — $1,96 \text{ г/см}^3$.

Каменистые бокситы не образуют монолитного пласта, а залегают в виде скопления глыб или обломков среди рыхлых бокситов. Встречаются участки, где крупные глыбы соприкасаются друг с другом и почти отсутствует рыхлый материал, в других случаях угловатые, но оглаженные, обломки находятся среди рыхлых бокситов. Каменистые бокситы встречены на Колсахайском участке в центральной части залежи (шурфы 28, 31, 32, 33).



Ф и г. 41. Боксит рыхлый, участок Колсахай Тулонского бокситопрооявления. Штуф

Каменные бокситы представляют собой крепкие твердые образования с объемным весом $2,06-2,56 \text{ г/см}^3$ в то же время они высокопористые, что особенно хорошо видно в шлифах. Бокситы имеют красно-бурую и красно-коричневую окраску. Среди них встречаются разновидности сахаристые и маркие. Бокситы бобовые и обломочно-бобовые (фиг. 42). Содержание обломков обычно небольшое, до 10%; содержание бобовин от 30 до 60%, размер их от долей миллиметра до 12—15 мм. Цемент имеет микро-бобово-обломочную структуру. Бобовины имеют округлую форму и более темную, чем цемент, окраску, чаще всего они черные.

В марких бокситах бобовины часто по периферии осветлены и имеют светло-бурую оторочку, они сравнительно легко отделяются от цемента. В сахаристых разновидностях бобовины оторочки не имеют, граница между бобовинами и цементом четкая, резкая и бобовины сцементированы очень прочно. Черные бобовины обычно магнитны. Бобовины имеют трещины сокращения, выполненные вторичным гиббситом; гиббсит бывает хорошо раскристаллизованным, либо скрытокристаллическим. В обоих случаях он не окрашен гидроокислами железа и представляет макроскопически белые, а в шлифах прозрачные образования.

Подобные образования гиббсита имеются в цементе по стенкам пор, пустот и в виде прожилков (фиг. 43). Чаще всего гиббсит хорошо раскристаллизованный, кристаллы сдвойникованы и располагаются перпендикулярно к стенкам пор и трещин. Иногда от стенок они отделены гелеморфным, по-видимому, железисто-глиноземистым веществом, что указывает на последовательность выделения этих образований. Встречаются образцы, в которых возле пустот имеется бесцветная оторочка, сложенная криптокристаллическим гиббситовым материалом. Как в бобовинах, так и в цементе наблюдаются отдельные трещиноватые и корродированные зерна кварца, частично замещенные кристаллическим гиббситом (фиг. 43).

Верхняя часть бокситового пласта (2 м и более) является измененной наложенными процессами. Бокситы становятся серыми, причем в первую очередь изменяется цемент, а затем бобовины от периферии к центру. Характерной особенностью серых бокситов является появление сидеритовых конкреций (фиг. 44), часто переполняющих породу. Серые бокситы



Ф и г. 42. Сложное строение бобовин, Тулонское бокситопоявление. Шлиф увел. 45, без анализа-
тора

1 — обломок ожелезненной породы, 3 — бобовина 2-й генерации.
2 — бобовина 1-й генерации, Белое — поры



Ф и г. 43. Кристаллические выделения вторичного гиббсита в порах и трещинах боксита и замеще-
ние кварца гиббситом. Тулонское бокситопоявление. Шлиф, увел. 70, николи скрещены



Ф и г. 44. Боксит серый с сидеритом (черное), видно скопление сидеритовых стяжений на месте бокситовой бобовины. Тулонское бокситопоявление. Шлиф, увел. 10, без анализатора

вверх по разрезу сменяются серыми каолиновыми глинами с пластинами бурых углей; иногда угольный пласт ложится непосредственно на бокситы, встречаются также углистые бокситы. Углистые бокситы представляют собой лигнитовидные породы с бокситовыми бобовинами.

Минеральный состав бокситов. Подрудные бокситовые глины состоят из каолинита (50—55%), гиббситом (20—30%) и гидроокислами железа (гематит, 10—15%). Обломки латерита и бобовины состоят из гиббситом и гематитом; каолинит входит, в основном, в состав цемента, где содержание его достигает 80%. Цемент, кроме того, содержит некоторое количество трещиноватых, сильно корродированных кварцевых зерен, частично замещенных кристаллическим гиббситом (см. фиг. 43). Гиббсит, как в обломках, так и в цементе, преимущественно, скрытокристаллический.

В рыхлых и каменистых бокситах бобовины состоят из гиббситом (70—80%), гематитом и магнетитом (15—25%), а цемент — каолинитом (50—55%), гиббситом (45—50%) и гематитом (10—14%). И основная масса, и бобовины содержат переменное количество кварцевых зерен; на Колсахайском участке содержание кварца в бокситах небольшое, 1—5%.

Гиббсит, состоящий бокситы, представлен двумя генерациями. К первой генерации относится скрытокристаллический, не различимый под микроскопом гиббсит, составляющий в смеси с гидроокислами железа и каолинитом основную массу как цемента, так и стяжений. Ко второй генерации относится гиббсит, выполняющий поры в цементе и трещинки сокращения в бобовинах. Гиббсит второй генерации является более поздним (см. фиг. 43). Он образует самостоятельные скрытокристаллические или чаще кристаллические щетковидные выделения белого цвета; в шлифе прозрачные. Кристаллы гиббсита мелкие, от 0,01 до 1 мм, но хорошо ограниченные и часто двойникованные.

В серых бокситах по сравнению с красными увеличивается количество каолинита (до 60%) и уменьшается количество гиббсита (до 40%). Причем из измененной части бокситового пласта глинозем, по-видимому, мигрировал в нижележащие толщи, так как в красных бокситах наблюдаются многочисленные секущие микропрожилки гиббсита (фиг. 43), как в цементе, так и в бобовинах. Для серых бокситов характерно присут-

ствие сидерита в количестве от 10 до 70%. Сидерит встречается обычно в форме конкреций (см. фиг. 44), часто вокруг кварцевых зерен, размером от 0,1 до 1,0 мм, реже кристаллический, тогда он выполняет поры в породе, образует оторочки вокруг кварцевых зерен и слагает микропрожилки.

Химический состав и качество руд. Мобилизация материала при образовании бокситов происходила в коре выветривания кембрийских пород. Химический состав продуктов выветривания и бокситов приведен в табл. 15 и 16. Снизу вверх по разрезу коры выветривания наблюдается вынос CaO и углекислоты, что соответствует разложению кальцита (табл. 15, обр. 1,3); одновременно происходит окисление закисного железа, в связи с чем увеличивается содержание окисной формы. Затем происходит частичный (примерно на две трети) вынос магния, входящего в состав хлорита. Остальная часть магния выносится из верхней зоны коры выветривания при разложении иллита, одновременно с выносом калия. Снизу вверх по разрезу уменьшается содержание кремнекислоты и увеличивается содержание глинозема.

Сохранение структурно-текстурных особенностей исходных пород при выветривании, а стало быть и первоначального объема породы, делает возможным применение извольюметрического метода расчетов. Процентные содержания элементов, пересчитанные на объемные веса, приведены в табл. 15. В верхней части разреза наблюдается вынос кремнезема в количестве около 50%. Количество глинозема в нижних частях профиля сохраняется постоянным, 0,33—0,36 г/см³, а в зоне гидролиза (табл. 15, обр. 5—7) наблюдается его привнос и содержание глинозема увеличивается до 0,42—0,51 г/см³. Содержание гидроокислов железа внизу профиля увеличивается с 3 до 10%, а в зоне гидролиза они распространены неравномерно, содержание их здесь меняется от 9 до 25%.

Бокситовые глины (табл. 16, обр. 1 и 2) содержат 25% кремнезема, 36—40% глинозема и 13—15% окисного железа. Боксит красный глинистый (обр. 4) содержит 42% глинозема, 8% кремнезема и 17% окисного железа (табл. 16). Каменистые бокситы содержат 45—50% глинозема, 24% окисного железа, 3—4% кремнезема (табл. 16, обр. 5—7). Рыхлые крупнобобовые бокситы (обр. 8) состоят на 49—53% из глинозема, 2—4% кремнезема и 17—25% окисного железа. Содержание ти-

Таблица 16

Химический состав (в вес.%) различных типов бокситов, участок Колсахай Тулонского бокситопрооявления

Компоненты	Бокситовая глина		Включения из бокситовой глины	Боксит глинистый	Боксит каменистый			Боксит рыхлый крупнобобовый	Боксит серый
	1	2			5	6	7		
SiO ₂	25,20	24,41	7,79	8,55	4,32	3,68	2,79	4,16	11,65
TiO ₂	2,80	2,68	2,00	2,27	2,00	1,80	2,37	1,85	1,50
Al ₂ O ₃	39,95	35,62	33,29	42,41	45,18	45,73	50,71	50,44	40,53
Fe ₂ O ₃	13,40	15,48	33,72	16,73	23,86	24,45	12,81	15,47	2,82
FeO	Нет	1,05	0,70	2,69	Нет	Нет	1,23	0,22	12,06
MnO	»	0,06	0,10	0,20	»	»	0,16	0,11	0,16
MgO	0,60	0,20	0,50	0,45	»	»	Нет	0,12	1,25
CaO	0,27	0,84	0,84	0,41	1,10	0,20	0,84	0,22	0,50
Na ₂ O	0,07	0,07	0,03	0,05	0,02	0,15	0,02	0,08	0,06
K ₂ O	0,66	0,89	0,46	0,18	0,02	0,04	0,02	0,12	0,08
H ₂ O ⁻	1,81	0,92	1,09	0,90	1,51	1,03	1,04	0,63	0,66
H ₂ O ⁺	15,57	16,39	18,07	22,51	22,41	23,27	26,77	27,36	20,39
CO ₂	Нет	0,38	0,63	1,48	Нет	Нет	0,57	Нет	8,0
Сумма	100,33	99,53	99,34	98,83	100,57	100,45	99,63	100,43	99,12

тана в бокситах около 2%. Содержание щелочей и щелочных земель небольшое; щелочи содержатся в сотых долях процента, щелочные земли — в десятых долях процента. Окись марганца присутствует в незначительном количестве (0,1—0,2%). Пятиокись фосфора содержится в количестве 0,2—0,4%.

В серых бокситах содержание окисной формы железа уменьшается до 2—3% (табл. 16, обр. 9) и увеличивается содержание закисного железа и углекислоты, а также кремнезема. Значительно уменьшается в серых бокситах содержание двуокиси титана — с 2,80% до 1,50%.

На разведанной площади Колсахайского участка, по данным опробования Тулонской партии, высококачественные бокситы с содержанием глинозема 49—52% при кремневом модуле 9—13 (марки Б-1, Б-О, Б-В) имеют незначительное распространение. Они примыкают к склону впадины и выходят на поверхность, вскрыты скважинами № 154, 151, 150, У-1 на профиле 7, канавой № 1 и скважиной У-3. Вглубь впадины бокситы перекрываются угленосными отложениями и качество их ухудшается, содержание глинозема уменьшается до 40—43% при кремневом модуле 2—6 (марки Б-2, Б-3, Б-4, Б-5, Б-6), а затем они переходят в бокситовые глины. Таким образом, учитывая качество основной массы бокситов Колсахайского участка они, по-видимому, пригодны для переработки методом спекания для получения глинозема и огнеупоров, а также применения в мартеновском производстве.

Генезис бокситов

Обнаруженные в прибайкальских кайнозойских впадинах рудопроявления являются первыми находками бокситов в юго-восточной части Сибирской платформы. В связи с этим появляется возможность выделения новой бокситорудной провинции — Прибайкальской. Ближайшая к ней провинция — Ангаро-Енисейская (Платформенные бокситы СССР, 1971), с которой она имеет не только много общих черт, но и некоторые различия.

Описываемые рудопроявления несомненно относятся к платформенному типу бокситовых месторождений. По классификации Ю. К. Горючего (1960) они должны быть отнесены к бокситовым месторождениям, связанным с подвижными участками платформ. О подвижности этой зоны свидетельствует расположение ее на границе с Байкальской складчатой областью (см. фиг. 38), на месте которой в мезозое и кайнозое возникали сводовые поднятия и глубокие впадины, выполненные рыхлыми отложениями.

По происхождению бокситы являются осадочными континентальными образованиями, тесно связанными с корой выветривания кембрийских терригенных пород, слагающих фундамент впадин. Кора выветривания носила латеритный характер, о чем свидетельствует наличие глинозема в верхних частях ее и находки обломков латеритов в переотложенных глинах. Латериты в коренном залегании пока не обнаружены, но они могут быть найдены. Рудопроявления залегают на площади развития коры выветривания и перенос материала был местным, по-видимому, с водоразделов и склонов, окружающих впадины.

Воздымание Байкальского сводового поднятия началось, по-видимому, в среднем палеогене. С началом заложения впадин связано формирование бокситов, которые образовались путем переотложения верхней, латеритной, зоны коры выветривания. Как считается (Флоренсов, 1960), прогибание впадин на первом этапе было медленным и плавным, а затем интенсивность тектонических движений увеличивается. Однако, судя по

разрезам (см. фиг. 39), могло иметь место наложение более глубоких и поздних впадин на неглубокие, сформированные в период бокситообразования. Так или иначе, известные бокситовые рудопроявления приурочены к повышенным участкам фундамента в пределах кайнозойских депрессий. Это относится как к переходной области, так и к активной (Еловское проявление в Тункинской впадине).

Бокситовые залежи в основном представляют собой делювиальные образования. Об этом говорит их приуроченность к склонам впадин, отсутствие сортировки материала и минеральный состав руд, аналогичный с составом продуктов выветривания кембрийских пород из верхней зоны. Формирование бокситов происходило в субаэральной обстановке, перенос материала, по-видимому, осуществлялся гравитационным путем и временными водотоками. Переотложение бокситового материала происходило неоднократно, о чем свидетельствует наличие сложных бобовин. Делювиальные бокситы вглубь впадины переходят в озерные мелководные.

После отложения бокситов началось заболачивание склонов, о чем свидетельствует наличие углистых бокситов и лигнитов в верхней части продуктивного горизонта. Этот процесс вызвал изменение верхней части бокситового пласта. Пестроцветный характер бокситоносных отложений связан с наложением восстановительной обстановки, так как обычно реликтовые участки серого цвета содержат выделения сидерита или пирита, что говорит об изменении формы железа на месте образования породы. Формирование надрудной толщи, представленной серыми глинами с прослоями углей, происходило в озерно-болотной обстановке. В дальнейшем началось более сильное прогибание впадин. В связи с увеличением скорости прогибания возрастала мощность рыхлых отложений. Поскольку впадины формировались в условиях передового прогиба и носят характер предгорных, суммарная мощность палеогеновых неогеновых и четвертичных отложений в них достигает 400—500 м.

О перспективности поисков бокситовых месторождений в Прибайкалье

В Западном Прибайкалье для мезо-кайнозоя можно выделить три тектонические области: 1) активную (область мезозойского Саяно-Станового сводового поднятия и кайнозойского Байкальского сводового поднятия); 2) переходную (Предбайкальский краевой прогиб); 3) слабой активизации в мезозое и кайнозое (платформенная) (см. фиг. 38). Перспективность этих областей нужно рассматривать отдельно.

К началу палеогена вся территория была выравнена, пенепленизирована. Область мезозойского сводового поднятия, по-видимому, оставалась приподнятой относительно соседних территорий. На всей территории формировались коры выветривания. Для активной области с большим количеством тектонических нарушений и частой перемежаемостью пород характерны коры выветривания линейно-площадного типа мощностью 150 м. В переходной области формировались коры выветривания площадного типа мощностью до 50 м. Для платформенной области, примыкающей к району, коры выветривания пока не установлены.

Кварцсодержащие карбонатно-терригенные породы верхоленской свиты давали латеритные коры выветривания, причем на тех участках, где породы мелкозернистые, образовались высококачественные бокситы (участок Колсахай), а там, где породы крупнозернистые, сохранившийся кварц значительно ухудшает качество руд. Таким образом, необходимо изучать кембрийские породы, выделяя среди них площади распространения малокварцевых и мелкозернистых пород. В целом породы верхоленской свиты оказались перспективными как источник глинозема

ввиду их карбонатно-терригенного состава: быстрый вынос карбоната из пород ускоряет процесс выветривания. Необходимо изучение минерального состава, пористости и других особенностей пород мотской и илгинской свит кембрия и ордовичских отложений.

Глубокие части впадин байкальского типа и впадин переходной области, по-видимому, бесперспективны ввиду быстрой аккумуляции осадочного материала. Более перспективными могли бы быть мелкие впадины примыкающей платформенной области, но эта территория пока не изучена.

При прогнозировании бокситовых месторождений необходимо учитывать также пострудную тектонику, имеющую большое значение для сохранения месторождений.

В этом отношении активная область является также мало перспективной, хотя и возможно сохранение отдельных рудопроявлений в опущенных тектонических блоках.

Наложённые процессы ухудшают качество руд вплоть до превращения их в каолиновые глины. В активной и переходной областях, где бокситы связаны с глубокими впадинами и являются погребёнными, бокситы будут в той или иной степени повсеместно изменены. В примыкающей платформенной области могут быть встречены месторождения, связанные с устойчивыми участками платформы. Эти месторождения могут залегать в неглубоких впадинках и не иметь вторичных изменений (подобно месторождениям Ангаро-Енисейской провинции). Однако большинство месторождений устойчивых участков платформы малы по размерам и не являются промышленными, тогда как среди месторождений подвижных участков платформ известны примеры крупных месторождений.

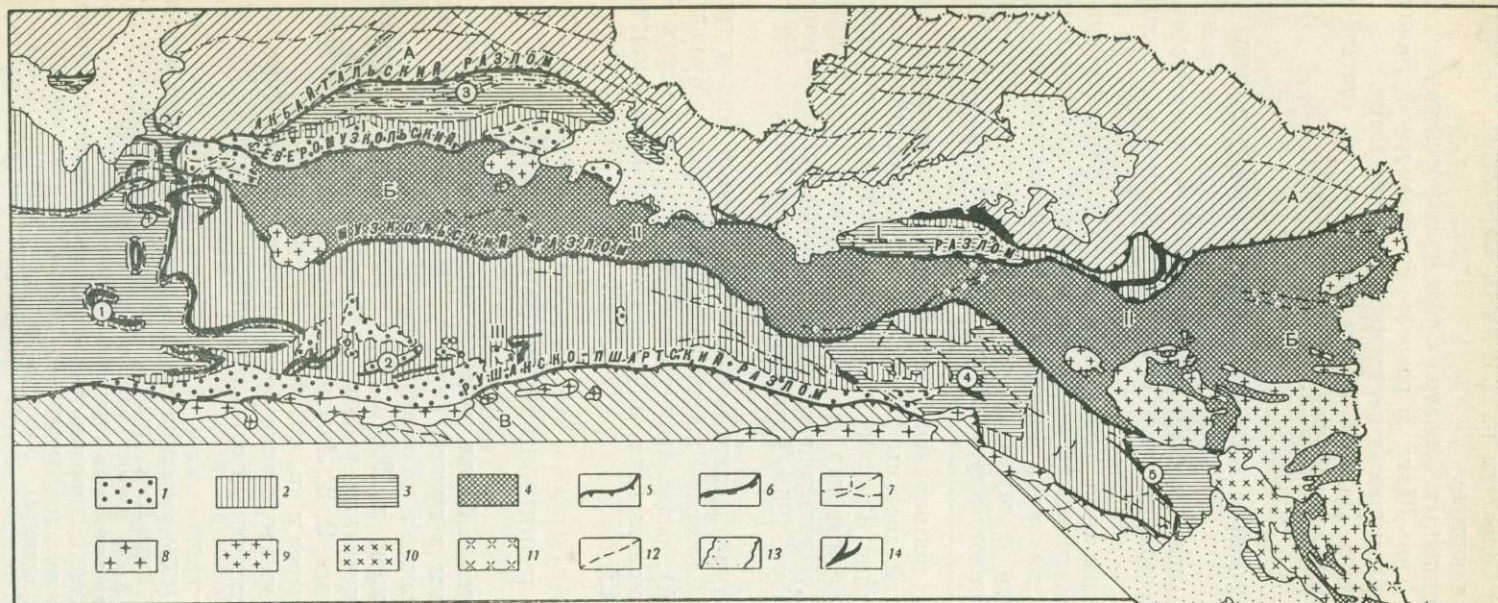
Изучение рудопроявлений бокситов из Прибайкалья пока только начато, поэтому выявлены лишь основные черты их строения и формирования. По имеющимся данным полных аналогов этих рудопроявлений нет. По возрасту и строению залежей они близки к месторождениям Ангаро-Енисейской провинции, но последние связаны с устойчивыми участками платформы, вследствие чего они обычно залегают в мелких депрессиях и почти не изменены наложенными процессами.

Выявленные бокситоносные впадины Прибайкалья приурочены к Предбайкальскому краевому прогибу, который протягивается с юго-запада на северо-восток на 600 км вдоль Байкальской впадины. К этому прогибу приурочено большое количество впадин различных размеров. Кайнозойские отложения, выполняющие их, почти не изучены. Кайнозойские впадины Предбайкальского передового прогиба имеют однородный фундамент из кембрийских пород, что указывает на перспективность всей этой полосы в целом.

То, что в Прибайкалье установлен нижне-палеогеновый бокситоносный уровень и имеются кайнозойские впадины, вмещающие отложения этого уровня, позволяет надеяться на выявление новых месторождений, среди которых могут оказаться месторождения, имеющие практическое значение.

Бокситопроявление Западный Пшарт склонового типа (Центральный Памир)

Первые находки бокситов на территории Центрального Памира принадлежат Г. В. Фоссу и относятся к 1936 г. Однако поисковые работы на территории Центрального Памира в ходе которых было выявлено несколько бокситопроявлений, были проведены лишь в 1964 г. Все бокситопроявления имеют одинаковое стратиграфическое положение — при-



Ф и г. 45. Геолого-тектоническая схема Центрального Памира. Составлена по материалам Г. С. Во конянца, Г. Г. Мельника, И. В. Телова, И. П. Юшина

- 1—4 — структурные ярусы:
 1 — мел-палеогеновый,
 2 — верхнепалеозойско-мезозойский (доверхнемеловой),
 3 — нижнесреднепалеозойский,
 4 — протерозойский (?);
 5—7 — разрывные нарушения;
 5 — глубинные разломы вдоль тектонических зон,

- 6 — глубинные разломы вдоль тектонических подзон,
 7 — прочие разломы;
 8—11 — интрузивные комплексы:
 8 — граниты пермо-триасовые и триас-меловые,
 9 — граниты мел-палеогеновые,

- 10 — диориты, гранодиориты мел-палеогеновые,
 11 — сиениты, граносиениты мел-палеогеновые,
 12 — границы структурных ярусов;
 13 — покровы четвертичных отложений;
 14 — выходы бокситоносных отложений

Тектонические зоны:

- A — Северный Памир,
 B — Центральный Памир,
 V — Юго-Восточный Памир
 Рудопроявления бокситов:
 1 — Джилгакуль,
 2 — Западный Шарт,
 3 — Ак-Байтал,
 4 — Калакташ,
 5 — Козынды,
 6 — Ак-Джилга

урочены к нижней части нижне-среднетриасовой толщи¹. Последняя прослежена с запада на восток более чем на 120 км от Сарезского озера на западе до границы к КНР на востоке.

В отличие от геосинклинальных бокситов Средиземноморского пояса, или Урала, или Южного Тянь-Шаня в разрезе бокситоносной толщи Центрального Памира много кварцевых песчаников и алевролитов.

Все бокситы Центрального Памира имеют диаспоровый состав и в различной степени затронуты метаморфизмом.

Краткая геолого-тектоническая характеристика региона

На территории Центрального Памира (Бархатов, 1963) известны отложения всех систем палеозоя, мезозоя и кайнозоя, а также выходы докембрия².

Преобладающим развитием здесь пользуются морские фации геосинклинального типа, представленные толщами терригенных, карбонатных и эффузивных пород. В то же время апализ мощностей осадков разных толщ показал, что, начиная с сарезской свиты (S_{1-2}), они невелики (первые сотни метров для целого яруса) и не характерны для типичных геосинклиналей.

Центральный Памир в тектонической структуре располагается на стыке герцинской складчатой системы Куэнь-Луня и киммерийско-альпийской системы Каракорума³. Границу между складчатыми системами Куэнь-Луня и Каракорума проводят по Акбайтальскому глубинному разлому, который является частью главной тектонической линии Памира (Наливкин и др., 1932; Дюфур, 1961; Карапетов, Миклухо-Маклай, 1964; Бархатов, 1971).

В тектонической структуре Центрального Памира выделяются три подзоны: Акбайтальская и Сарезско-Пшартская (синклиории), Музкол-Рангульская (антиклинорий), разделяющиеся глубинными разломами и отличающиеся составом, мощностями и степенью дислоцированности слагающих их пород (фиг. 45).

Общие сведения о рудопроявлении Западный Пшарт

Рудопроявление находится в 60 км к западу от пос. Мургаб. Основные обнажения расположены в правом борту р. Западный Пшарт. Отдельные выходы известны также и на ее левом борту.

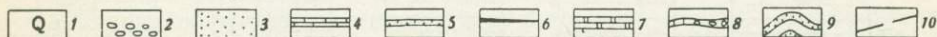
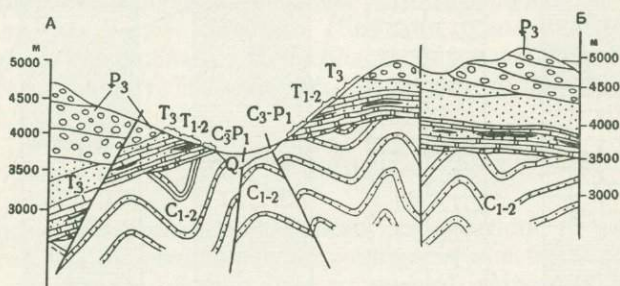
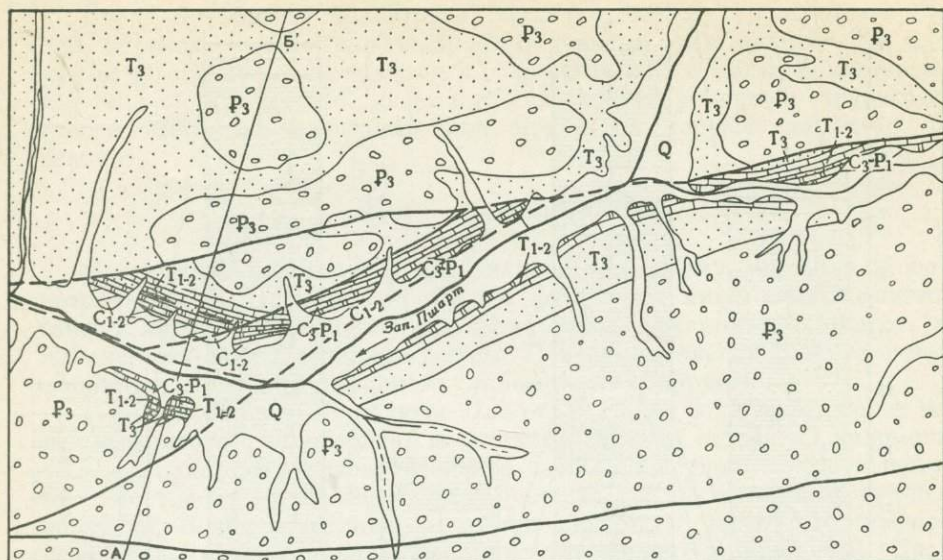
Рудопроявление обнаружено в 1964 г. Г. С. Воскоянцем, который проводил здесь поисково-оценочные работы на бокситы. В дальнейшем оно изучалось В. И. Дроновым, Э. Я. Левенем (1971), Б. А. Богатыревым и В. Б. Шишаковым (Богатырев и др., 1971).

Литолого-фациальная характеристика бокситоносной толщи. Бокситоносная толща (T_{1-2}) и подстилающая ее калакташская свита (S_3-P) сла-

¹ В. И. Дронов и Э. Я. Левен (1971) выделяют еще два горизонта бокситов внутри пермской толщи (урочище Кырк-Кочу, между бокситопроявлениями Джилга-Куль и Западный Пшарт). Здесь имеют место сложные надвиги, повторившие в разрезе один и тот же нижнетриасовый горизонт.

² М. Ф. Дюфур (Дюфур и др., 1970) доказывает принадлежность метаморфизованных пород к мезозойскому метаморфизованному комплексу (измененному до нижней субфации зеленых сланцев). Мезозойским метаморфизмом изменены породы верхнего палеозоя и мезозоя, местами сохранившие фауну. Абсолютный возраст данных пород не превышает 37 млн. лет, т. е. возраст метаморфизма соответствует концу палеогена.

³ По мнению И. В. Архипова, М. В. Муратова, Е. С. Постельникова (1964) и Б. П. Бархатова (1971), данная территория является частью Альпийского или Средиземноморского пояса.

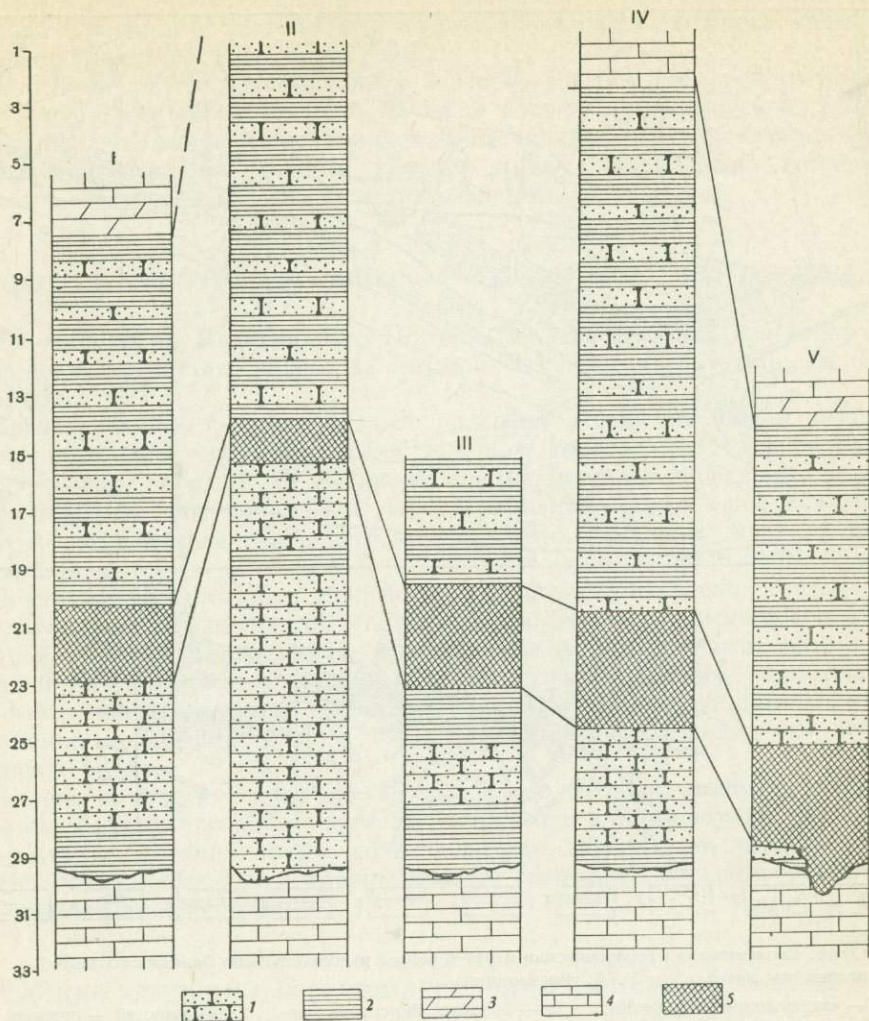


Ф и г. 46. Схематическая геологическая карта и разрез рудопояса Западный Пшарт (составлена по материалам Г. С. Воскоянца)

- | | | |
|--|--|--|
| 1 — четвертичные отложения; | 6 — бокситы, бокситовые породы; | 9 — нижний — средний карбон, сарезская свита |
| 2 — верхний палеоген (P_3), грубообломочная толща; | 7 — 8 — верхний карбон-пермь нерасчлененные, калакташская свита (C_3-P); | C_{1-2} : песчаники, аргиллиты, сланцы; |
| 3 — верхний триас (T_3), песчаники, конгломераты; | 7 — доломиты, | 10 — разрывные нарушения прослеженные и предполагаемые |
| 4 — 6 — нижний — средний триас (T_{1-2}): | 8 — конгломераты, песчаники; | |
| 4 — известняки, | | |
| 5 — песчаники, | | |

гают пологую антиклинальную складку цилиндрической формы, в осевой части эродированную современной долиной р. Западный Пшарт (фиг. 46). В ядре складки обнажена толща сложно дислоцированных терригенных пород с прослоями эффузивов. Условно она отнесена к сарезской свите (C_{1-2} sr). На сарезской свите с резким угловым несогласием залегает калакташская свита (C_3-P), выше — псевдосогласно, на карстованной поверхности — бокситоносная джилгакульская свита (T_{1-2}).

Пласты и линзы бокситов залегают внутри толщи аллювиальных осадков — песчаников, алевролитов и аргиллитов (фиг. 47). В восточной части рудопояса имеются выходы конгломератов. Линза их имеет протяженность около 50 м при мощности до 2—3 м. Конгломераты, по-видимому, представляют русловую фацию аллювия. Непосредственно в обнажении видно, что они заполняют карстовые воронки до 8—10 м глубиной, шириной в первые десятки метров, имеющие крутые стенки.



Ф и г. 47. Литологические колонки бокситоносной толщи (T_{1-3}) Центрального Памира
Рудопроявления:

- | | | |
|----------------------|-----------------------------|-----------------------------|
| I — Джилгакуль; | 1 — песчаники, алевролиты; | 4 — доломиты, известняки; |
| II — Западный Пшарт, | 2 — аргиллиты; | 5 — бокситы, бокситовые по- |
| III — Ак-Байтал, | 3 — мергели, известковистые | роды |
| IV — Калакташ, | аргиллиты; | |
| V — Ак-Джилга | | |

В песчаниках наблюдается косая слоистость. Отмечено врезание линз песчаников в подстилающие породы, характерное для речного аллювия. У западного окончания рудопроявления по данным замеров косой слоистости в песчаниках направление течения было северо-западным. Но поскольку долина реки была зрелой, разработанной, и река сильно меандрировала, частные замеры могут не соответствовать общей картине.

Форма рудных тел и условия залегания бокситов. Бокситы и бокситовые породы слагают линзо- и пластообразные тела, протяженностью от первых метров до 200 м и более при мощности от 0,3—0,5 до 3—4 м. Первичное накопление бокситового материала характеризуется слабой гранулометрической сортировкой обломочного материала, проявленной на отдельных участках, но не позволяющей считать данные отложения осадками постоянных водоемов или руслового аллювия.

Вверх по разрезу бокситовая пачка сменяется терригенно-карбонатной, а затем — чисто карбонатной. Отдельные маломощные (до 0,5 м) линзы известняков встречаются в разрезе очень близко от бокситов, всего в 1—1,5 м выше, что указывает на кратковременные трансгрессии, скорее всего, на дельтовый или прибрежно-морской характер части осадков.

Кора выветривания

Источником бокситового материала, по-видимому, служили коры выветривания. В настоящее время мы фиксируем лишь следы выветривания на породах разного состава: эффузивах, песчаниках. Мощность зоны измененных пород — первые метры. В верхних частях разреза встречен каолинит, минералы свободного глинозема не обнаружены.

В левом борту р. Западный Пшарт, в 1,5 км южнее основных выходов бокситового горизонта, в стенках ручья, встречен маломощный (2,5 м) пласт эффузивов основного состава, несущий следы выветривания. Порода имеет повышенную пористость (13,4%), местами интенсивно обохрена. В ней отчетливо сохранились реликты первичной порфировой структуры. Состав породы каолинит-пирофиллит-серицитовый. Два последних минерала, очевидно, связаны с метаморфизмом, который затушевывает профиль выветривания. Верхние зоны коры выветривания были, очевидно, эродированы. Непосредственно на породах коры выветривания залегает пласт грубозернистых кварцевых песчаников.

Бокситы

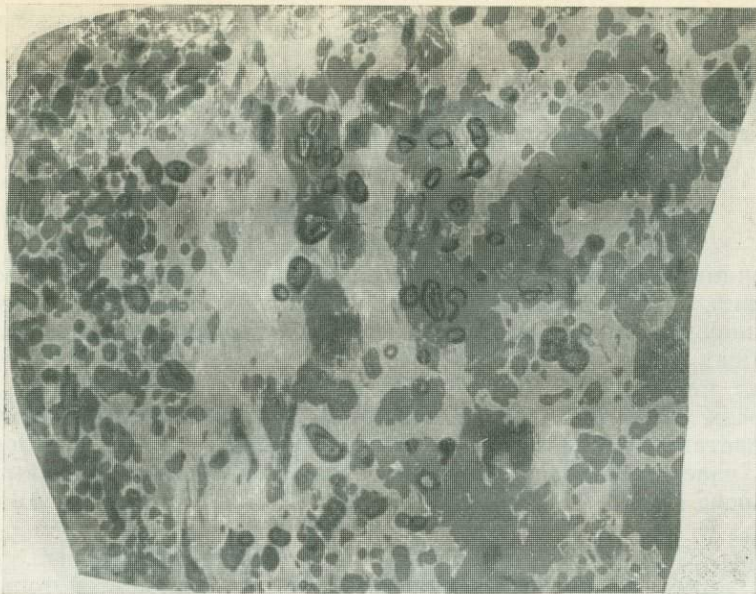
Текстурно-структурные особенности, химический и минеральный состав бокситов. На территории рудопоявления преобладают лилово-бурые бокситы с пизолитово-обломочной структурой. Местами они осветлены. В случае значительной мощности рудного тела (более 2 м) осветление затрагивает кровлю и подошву на глубину до 0,5—0,7 м. Маломощные линзы и пласты местами осветляются почти нацело. В некоторых обнажениях удается наблюдать переходы от неизмененного до желтовато-серого боксита через промежуточную зону с прихотливо развитой сетью прожилков, полос, гнезд и пятен разной окраски (фиг. 48). Местами в породе встречаются редкие шарообразные конкреции (до 10 см в диаметре), окатыши и бобовины гематитового состава (фиг. 49).

Независимо от состава и текстурно-структурных особенностей все бокситы крепкие, каменистые. Объемный вес их колеблется от 2,58 до 3,56 г/см³, пористость — 1—2%. Гематитовые окатыши имеют объемный вес около 4 г/см³ и меньшую пористость (менее 1%).

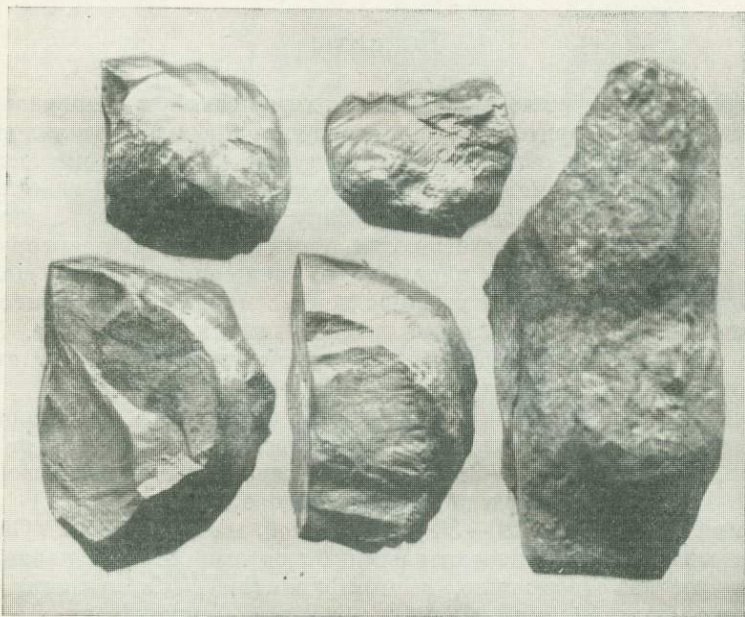
Обломки составляют 20—30% от общей массы породы. Они представлены мелко- и среднеоолитовыми бокситами гематит-каолинит-диапорового состава (возможно, с пирофиллитом), обломочными пизолитами и их фрагментами. Форма обломков полуокатанная, местами остроугольная (среди них преобладают обломки пизолитов).

Конкреционные выделения в бокситах (пизолиты, оолиты) составляют 30—40% от общей массы породы.

Оолиты имеют овальное, ооидное строение. Средний размер их, как и бобовин, — десятые доли миллиметра — первые сантиметры, отдельные пизолиты достигают 1—2 см в диаметре. Оолиты и пизолиты имеют концентрическое зональное строение. Насчитывается до 20 и более тонких концентров. Чередуются тонкие полосы гематита, пирофиллита и диапора, в ядре чаще всего наблюдается скопление каолинита. В некоторых оолитах и пизолитах концентры приобретают извилистые очертания, по-видимому, вследствие деформации.



Ф и г. 48. Пизолитово-обломочный боксит слабо слоистый с полосами вторичного осветления бокситопроявление Западный Пшарт. Штуф, уменьшено вдвое



Ф и г. 49. Гематитовые конкреции и окатыши из делювиально-пролювиального боксита, бокситопроявление Западный Пшарт, натуральная величина

По составу выделяются пизолиты и оолиты двух типов — глиноземистые и железистые. Первые, как правило, более мелкие и с меньшим числом концентров. В них наблюдается чередование полос диаспора и лейкоксена, в ядре оолитов чаще всего отмечены скопления тонкочешуйчатого каолинита, иногда замещенного пирофиллитом.

Железистые оолиты (точнее пизолиты), как правило, крупные — до 1—2 см в диаметре. Они сложены преимущественно гематитом; в не-

большом количестве (2—5%) присутствует магнетит. В ядре оолитов встречаются каолинит, пирофиллит, реже диаспор и в единичных случаях — лейкоксен (белый хлопьевидный при косом освещении в шлифе). Внешние концентры гематита более четкие. Гематит здесь раскристаллизован до железистой слюдки.

Некоторые железистые оолиты (и бобовины) рассечены прожилками диаспора с примесями минералов титана, который, в свою очередь, пересекается серией тонких параллельно ориентированных прожилков пирофиллита (или серицита), выполняющих трещины кливажа.

Цемент бокситов каолинит-пирофиллит-диаспоровый с тонкораспыленным гематитом. Количество указанных компонентов меняется. Местами встречаются овальные участки слабо раскристаллизованного гелевидного вещества. Они имеют резкую границу с основной массой. Иногда колломорфные выделения раскристаллизованы с обособлением диаспора и лейкоксена. Последний слагает темные полосы. Форма кристаллов диаспора — удлинненно-призматическая. Размер кристаллов до 0,01 мм в длину.

Преимущественно титановый состав темных полос и скоплений в метаколлоидах подтвержден с помощью электронного микроанализатора. Обращает внимание отсутствие в колломорфных выделениях минералов железа.

Основная цементирующая масса бокситов иногда бывает рассечена прожилками диаспора 2-й генерации. В цементирующей массе так же, как и в пизолитах и оолитах, наблюдается замещение диаспора пирофиллитом: местами корродированные выделения диаспора в виде реликтов погружены внутри мелкозернистой пирофиллитовой массы, имеющей меньший коэффициент преломления и более низкую интерференционную окраску. Диаспор второй генерации (в прожилках) пирофиллитом не замещается, вследствие того, что он образовался позднее. Вторичные прожилки диаспора пересекают лейкоксеновые полосы в метаколлоиде. Титановые минералы (и титан) во вторичных прожилках диаспора отсутствуют. Подобные диаспору тонкие прожилки образуют пирофиллит и серицит (мусковит).

Красново-бурые, лилово-бурые бокситы являются высококремнистыми (содержание SiO_2 не опускается ниже 9%) и сильно железистыми — содержание Fe_2O_3 варьирует от 10 до 24% (табл. 17). Количество FeO не превышает 1,50% и основная масса его сосредоточена в бобовинах, в магнетите. Содержание TiO_2 в бокситах варьирует от 6,00% до 1,57%. Отмечается обратная зависимость содержаний TiO_2 и Fe_2O_3 и прямая Al_2O_3 и TiO_2 . Количество щелочей в бокситах достигает 3% (преимущественно — K_2O , обр. 1). Почти весь K_2O , очевидно, следует связывать с новообразованным серицитом.

Серые, желтовато-серые и белые (осветленные) бокситы и бокситовые породы имеют в целом такой же состав и структуру, как и красновато-бурые бокситы, но количество гематита в них не превышает 1—2%. Последний встречается здесь в виде гнезд и тонких прожилков и представлен исключительно железной слюдкой. Вследствие того, что конкреционные выделения (оолиты, пизолиты) в бокситах в такой же степени осветлены, как и цемент, они местами почти не заметны на фоне основной массы и обнаруживаются только при микроскопическом изучении.

Цемент породы бывает как чисто диаспоровым (с незначительной примесью каолинита, пирофиллита или слюды), так и чисто глинистым — каолинит-пирофиллитовым или слюдяно-пирофиллитовым.

По химическому составу осветленные разновидности бокситов неодинаковы. Наряду с качественными бокситами (табл. 18, обр. 1), где содержание глинозема превышает 60%, а кремневый модуль выше 4, встречаются участки высококремнистых бокситовых пород (обр. 2, 3), по-видимому, каолинизированных бокситов.

Таблица 17

Химический состав (в вес. %) красновато-бурых бокситов и его составных частей, рудопроявление Западный Пшарт

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	14,0	28,82	31,40	9,33	25,99	13,98
TiO ₂	3,74	2,25	1,57	6,00	2,24	2,07
Al ₂ O ₃	59,00	30,60	39,90	58,05	34,80	18,35
Fe ₂ O ₃	10,76	24,75	17,00	10,93	22,50	55,45
FeO	Нет	Нет	Нет	0,97	0,70	1,37
MnO	»	»	»	0,03	Нет	0,02
MgO	»	0,70	»	1,54	0,64	0,55
CaO	»	Не обн.	»	0,36	0,38	0,51
Na ₂ O	0,15	0,24	0,23	0,25	0,11	0,11
K ₂ O	2,91	0,35	1,35	1,50	0,33	0,24
H ₂ O ⁻	0,35	0,96	0,20	0,06	0,92	1,24
H ₂ O ⁺	9,65	9,54	7,04	10,96	11,25	6,16
CO ₂	Нет	Нет	Нет	0,44	Нет	Нет
P ₂ O ₅	»	»	»	0,10	0,12	0,09
S _{общ}	»	»	»	0,01	Нет	Нет
П. п. П.	—	1,11	0,82	10,96	—	—
Сумма	100,56	99,32	99,32	100,54	99,63	100,14

Примечание. Образцы:

1 — гематит-каолинит-диаспоровый боксит с пирофиллитом и слюдой; 2,3 — деградированный боксит (каолинизированный); 5 — цемент деградированного боксита; 6 — диаспор-пирофиллит-гематитовые бобовины.

Пирофиллит и слюда (серицит) не являются первичными минералами, а связаны с метаморфизмом.

В целом осветленные бокситы — высококремнистые: даже в лучших пробах содержание кремнезема составляет 10—15%. В то же время они отличаются малой железистостью (Fe₂O₃ часто не превышает 1%). Основная масса окисного железа связана с бобовинами и окатышами (табл. 18, обр. 5).

Таблица 18

Химический состав (в вес. %) светло-серых (обесцвеченных) бокситов, бокситовых пород и железных руд рудопроявления Западный Пшарт

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	15,90	38,14	41,58	8,52	6,38	9,57
TiO ₂	3,26	2,66	3,00	4,44	2,06	0,46
Al ₂ O ₃	65,67	49,22	41,76	69,86	26,34	7,06
Fe ₂ O ₃	1,60	0,32	0,30	4,14	58,22	77,54
FeO	Нет	Нет	Нет	Нет	1,03	0,68
MnO	»	»	»	»	Нет	Нет
MgO	»	»	»	»	»	»
CaO	»	»	»	»	0,42	»
K ₂ O	2,85	0,94	5,65	0,24	0,18	0,63
Na ₂ O	0,25	0,15	1,04	0,21	0,12	1,07
P ₂ O ₅	Нет	Нет	Нет	Нет	0,04	0,11
H ₂ O ⁻	0,37	0,22	0,36	»	Нет	Нет
H ₂ O ⁺	10,75	8,59	5,64	12,24	5,07	3,31
Сумма	100,65	100,30	99,33	99,68	99,86	100,38

Примечание. Образцы:

1 — пирофиллит-диаспоровый боксит с каолинитом и мусковитом; 2,3 — деградированный, ресифицированный боксит; 4 — пирофиллит-диаспоровый цемент боксита с каолинитом и слюдой; 5 — диаспор-гематитовый пизолит с пирофиллитом и магнетитом; 6 — железная руда (гематитовая) с пирофиллитом.

Титан в основном концентрируется в цементе породы (до 4%), в оолитах и бобовинах (особенно гематитовых) содержание TiO_2 понижается почти вдвое (обр. 5). Характерно, что горизонты железных руд, встречающиеся в бокситоносной толще, также содержат малое количество титана (обр. 6).

В некоторых участках в бокситовых горизонтах отмечается повышенное содержание щелочей (главным образом K_2O) связанное с новообразованным метаморфическим мусковитом. Какой-либо зависимости в содержании щелочей и Al_2O_3 не установлено. Повышенные содержания K_2O отмечены как в качественных, так и в деградированных бокситах.

Генезис бокситов

Судя по структурно-текстурным особенностям, составу и условиям залегания все изученные залежи и горизонты бокситов рудопроявления Западный Пшарт следует связывать с остатками делювиально-пролювиальных шлейфов, спустившихся на пойменные отложения небольшой равнинной реки, имеющей хорошо разработанную долину.

Появление в верхней части разреза бокситовой толщи прослоев и линз известняков указывает на периодическое затопление местности озерным или морским водоемом. Здесь возможен придельтовый тип отложений.

Источником бокситового материала могла служить латеритная кора выветривания, которая, по-видимому, была распространена в непосредственной близости от водоемов, впадин или депрессий. Фрагменты нижнетриасовой коры выветривания, как было отмечено ранее, установлены на песчаниках, алевролитах и эффузивах. Бокситовый материал мог поступать в водоемы в виде механической взвеси или и в растворенном виде в форме коллоидных или истинных растворов.

В пользу первого способа транспортировки бокситового материала говорит наличие в породе обломков. Правда, обломков структурных бокситов в бокситах не встречается, а преобладают обломочные оолиты и их фрагменты. Положительная корреляция содержаний Al_2O_3 и TiO_2 в бокситах также указывает на преимущественно совместный и параллельный перенос обоих компонентов, скорее всего, в виде механической взвеси.

В то же время в цементе бокситов много гнезд и колломорфных сгустков $Al-Ti$ состава и кристаллозолей диаспора с тонкой вкрапленностью лейкоксена. Возникновение указанных образований, а также появление новообразованных каемонок диаспора вокруг обломков свидетельствует о химической подвижности Al и Ti или, по крайней мере, указывает на перемещение его в осадке. Образование оолитов и пизолитов, возможно, началось еще в коре выветривания, часть их сформировалась, по-видимому, уже в делювиально-пролювиальном осадке в результате сложных физико-химических процессов, связанных с выветриванием и с влиянием почвенных агентов. В равной степени, при образовании конкреционных выделений проявились как механизм стяжения вещества к каким-либо центрам, так и метасоматическое замещение вмещающей породы.

Первичный бокситовый материал, вероятнее всего, имел гетит (гематит) — каолинит-гиббситовый состав.

В дальнейшем химический и минеральный состав боксита претерпел существенные изменения под действием вторичных процессов — гипергенных (обеление, каолинизация) и метаморфических (образование пиррофиллита, слюды).

Обеление бокситов связано с выносом железа. Оно, вероятно, местами сопровождалось привносом SiO_2 и выносом Al_2O_3 . Обеленные участки

часто сложены каолинитом. Последний в процессе метаморфизма превращается в пирофиллит и серицит. Образование обоих связано не только со структурной перестройкой первичных минералов, но и с некоторым изменением их химического состава.

Полными аналогами Центрально-Памирских бокситов являются бокситы Северного Афганистана (Гильмендская зона, месторождение Чоркала и другие), встреченные в составе пермо-триасовой толщи. Некоторые черты сходства с данными бокситами имеют отдельные залежи бокситов западной части Даралагезского массива (Закавказье), где бокситы залегают среди кварцевых песчаников. Аналогичные месторождения известны в Иране и Турции. Бокситы указанных районов располагаются в пределах участков с параплатформенным типом развития.

Оценка перспектив бокситоносности Центрального Памира

Проведенное изучение ниже-среднетриасовых бокситов Центрального Памира показало, что в аллювиальной толще залежи бокситов имеют небольшие размеры и, как правило, отличаются низким качеством. Отчасти это объясняется их вторичной каолинизацией. Ни одна из залежей практического значения не имеет.

При оценке перспектив бокситоносности данного района ориентироваться на поиски бокситов данного типа не целесообразно. Практический опыт изучения бокситовых месторождений показывает, что нахождение месторождений (элювиальных) бокситов в складчатых областях также маловероятно. В то же время, надежды на нахождение месторождений бокситов других генетических типов существуют. Не исключена возможность нахождения здесь бокситов, связанных с карстовыми полями в юго-восточной части района.

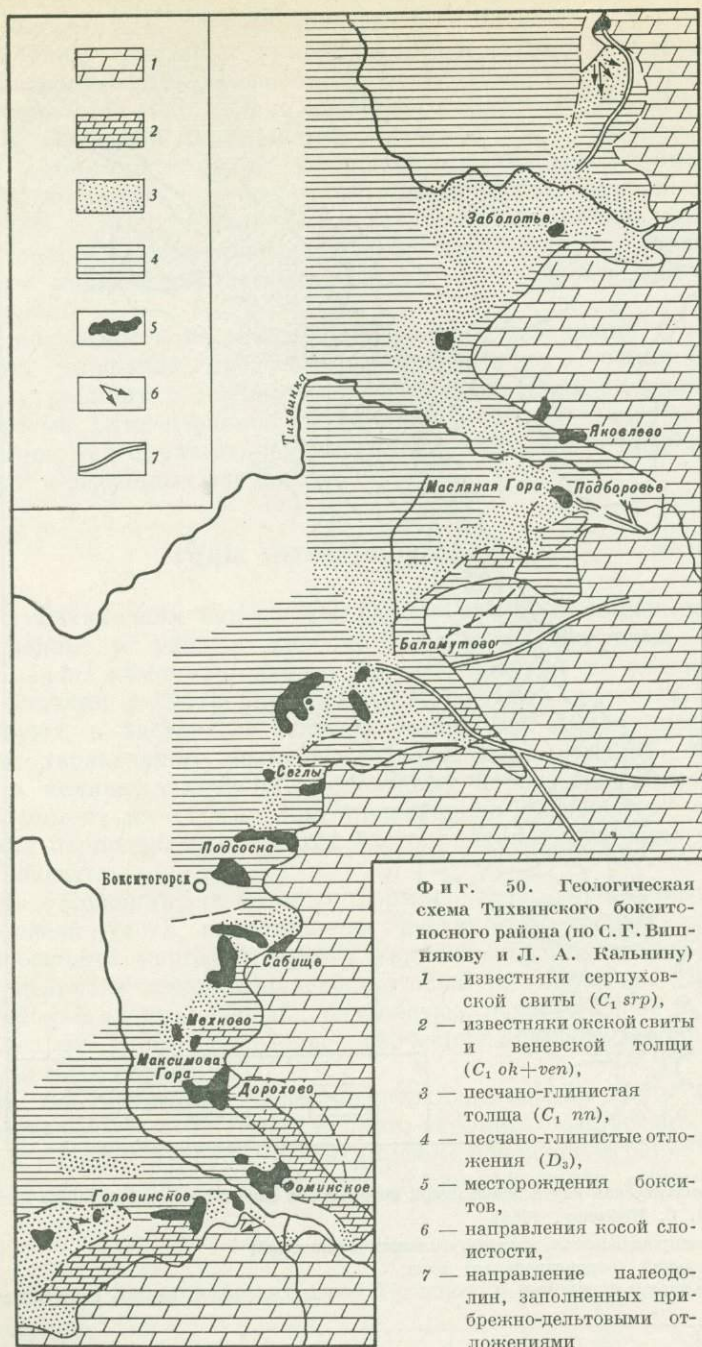
Для всей бокситовой толщи (включая аргиллиты и песчаники) характерен железистый состав. Породы, как правило, имеют красновато-бурую, лилово-бурую окраску. Специфическая особенность их — это хорошая раскристаллизация гематита в процессе регионального метаморфизма до железной слюдки. При прослеживании бокситоносной толщи в качестве поискового признака использовались песчаники с железной слюдкой.

Тихвинские бокситовые месторождения овражного типа

Тихвинский бокситоносный район, расположенный на смежных территориях Ленинградской и Вологодской областей, прослеживается сравнительно узкой полосой в субмеридиональном направлении на протяжении около 160 км от р. Мсты на юге до южного края Онежского озера. Линзовидные осадочные залежи бокситов располагаются в верховьях больших эрозионных долин девонского палеорельефа. Формирование месторождений происходило в тульское время визейского века нижнего карбона. По минеральному составу бокситы относятся к гиббсит-каолинит-бемитовому типу.

Геологическое строение и палеогеоморфология

В структурно-тектоническом отношении рассматриваемый район приурочен к северо-западному и западному крыльям Московской синеклизы в 200—250 км к юго-востоку от склона Балтийского кристаллического щита. Эта территория представляет собой область развития осадочных отложений от верхнепротерозойских до каменноугольных включительно,

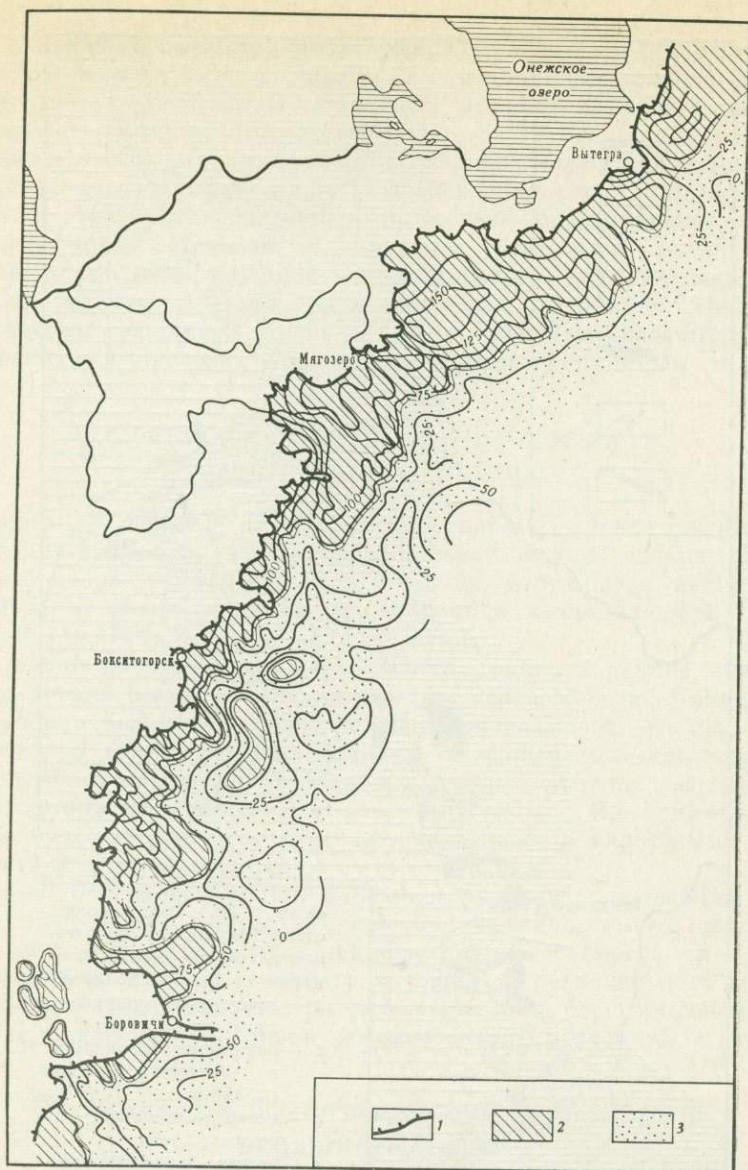


Ф и г. 50. Геологическая схема Тихвинского бокситового района (по С. Г. Вишнякову и Л. А. Кальнину)

- 1 — известняки серпуховской свиты ($C_1 str$),
- 2 — известняки окской свиты и веневской толщи ($C_1 ok+ven$),
- 3 — песчано-глинистая толща ($C_1 pl$),
- 4 — песчано-глинистые отложения (D_3),
- 5 — месторождения бокситов,
- 6 — направления косой слоистости,
- 7 — направление палеодолин, заполненных прибрежно-дельтовыми отложениями

покоящихся на сложно дислоцированном кристаллическом фундаменте гранито-гнейсового состава архейско-раннепротерозойского возраста (фиг. 50).

По новейшей палеогеоморфологической схеме довизейской поверхности в Тихвинском бокситовом районе выделяются две зоны: континентальная (водораздельная) и прибрежно-морская, охватывающие соответственно западную и восточную части территории (фиг. 51). Поверхность девона на границе этих двух зон резко понижается к востоку,



Ф и г. 51. Схематическая карта довизейской поверхности северо-западной окраины Подмосковного бассейна (по В. С. Кофману, 1964)

- 1 — граница распространения каменноугольных отложений;
- 2 — континентальная (водораздельная) зона;
- 3 — прибрежно-морская зона

образуя как бы уступ с понижением 20—50 м на расстоянии нескольких километров. Уступ представляет собой восточную границу ряда валообразных структур в верхнедевонских породах, следующих друг за другом в северо-восточном направлении.

Наиболее значительная из них — так называемый Кильозерский вал (Горянский и др., 1958; Кофман, 1962), протягивающийся почти на 200 км с юго-запада на северо-восток от верхнего течения р. Паши. Эта возвышенность сложена породами нижневоронежского подгоризонта верхнего девона, объединяющего отложения снежских и надснежских слоев по схеме Н. М. Музыченко (1953) и является наиболее высоким

участком поверхности девона в Тихвинском бокситоносном районе. Кильозерская возвышенность сформировалась в основном в докарбонное время, о чем свидетельствуют примыкающие к структуре породы карбона, последовательно выклинивающиеся на ее склонах.

В результате колебания уровня визейского моря, наступавшего с юга и юго-востока, береговая линия континентальной зоны оказалась сильно изрезанной, с многочисленными мелководными заливами, лиманами и лагунами, разделенными полуостровами. Большинство заливов являлось устьевой частью долин, прорезавших поверхность континентальной водораздельной зоны. Эти эрозионные долины принимают притоки — ложбины, которые и являются бокситоносными, в то время как долины не бокситоносны.

В целом поверхность погребенных девонских отложений в пределах бокситоносных площадей представляла собой полого понижающуюся к юго-востоку равнину с мягким рельефом и развитой долинобалочной эрозионной сетью. Относительное превышение водораздельных возвышенностей и холмов над прилегающей равниной колебалось в пределах 40—45 м, достигая в отдельных случаях 70—80 м.

Кора выветривания

Климат в Тихвинском бокситовом районе во время перерыва между поздним девонем и ранним карбоном, по-видимому, имел сходство с климатом начала каменноугольного периода, который не без основания признается близким к субтропическому и достаточно влажным. Об этом свидетельствуют, в частности, углистые глины со стяжениями пирита и марказита, характерного болотного образования, находки *Stigmariaticoides*, да и наличие собственно бокситовых пород, позволяющее считать, что в момент их образования происходило чередование влажных и засушливых периодов, являющихся благоприятным фактором для формирования бокситов.

Девонские отложения, на которых формировалась кора выветривания, в верхней своей части представлены песчано-глинистыми породами, иногда с прослоями мергелей. Состав верхнедевонских песков преимущественно кварцево-слюдисто-полевошпатовый с примесью кальцита. Глины в основном светло-зеленые, голубоватые, реже красные и пестрые, сильно слудистые. Ниже приведены химические анализы девонских песчаных и глинистых пород (табл. 19).

Изучение тонкопелитовой фракции верхнедевонских глин, песков и песчаников указывает на ее гидрослюдисто-каолинитовый состав:

Указания на существование в Тихвинском бокситовом районе донизнекаменноугольной коры выветривания девонских пород имеются в ра-

Т а б л и ц а 19

Химический состав девонских пород Тихвинского района (в вес.%)

Номер обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	П. п. п.	Сумма
1	83,89	0,55	8,18	0,52	0,81	0,57	0,59	2,24	0,59	1,64	99,58
2	56,34	0,99	20,80	5,26	0,50	1,47	1,30	3,26	0,35	7,23	97,20
3	52,68	0,89	17,57	10,66	0,47	2,86	1,71	2,36	0,53	9,80	99,53

Примечание. Образцы:

1 — зеленовато-серый слудистый песчаник, 2 — зеленая глина, 3 — красная глина. Анализы обр. 1 приводятся по А. Н. Волкову (1933), обр. 2 и 3 — по С. Г. Вишнякову (1940).



Ф и г. 52. Расщепленные и каолинизированные чешуйки мусковита в коре выветривания девонской глины, Малявинское месторождение. Увел. 20, николи скрещены

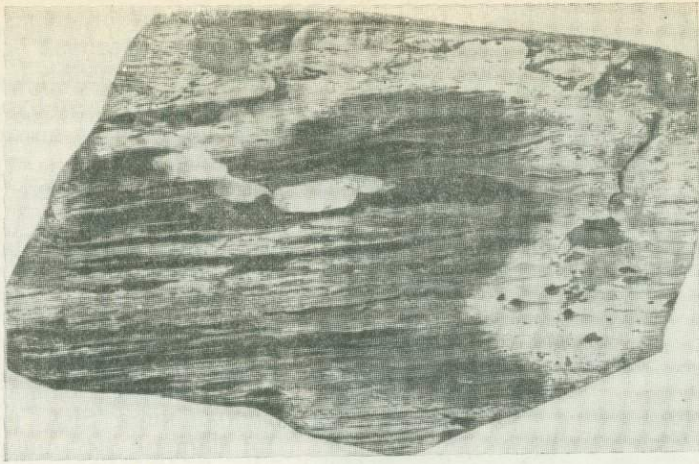
ботах А. Н. Волкова (1933), В. С. Кофмана (1964, 1971), С. Г. Вишнякова (1940, 1963). Последним была описана каолинитовая кора выветривания девонских глин около д. Сенно и по скважине в районе Мало-горского месторождения бокситов.

Выветривающаяся голубая девонская пластичная глина связана с корой выветривания постепенными переходами. Химико-минералогические изменения в элювиальной толще, по мере продвижения снизу вверх, заключаются в уменьшении содержания кремнезема, увеличении глинозема и окиси железа (табл. 20), в постепенном уменьшении мусковита с увеличением каолинита.

Кора выветривания девонских глин мощностью 3,6 м была встречена в районе Малявинского месторождения. Подвергаясь выветриванию порода в нижней части профиля представлена слюистой глиной, тонкослоистый характер которой обусловлен чередованием желтовато-зеленых

Т а б л и ц а 20
Химический состав профиля коры выветривания девонских глин
около дер. Сенно Тихвинского района
(по С. Г. Вишнякову, 1963)

Номер слоя	Типы глин	Мощ- ность, м	Содержание, вес. %							Сумма
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	П. п. п.	
10	Желтая каменистая	0,8	42,61	38,18	2,18	2,11	0,27	0,14	14,14	99,61
8	Желтая каменистая	0,2	30,25	27,10	28,98	1,88	0,47	0,14	10,65	99,47
7	Пестрая каменистая	1,1	38,40	33,13	13,40	1,89	0,35	0,14	12,13	99,44
6	Красная каменистая	0,6	35,95	31,18	18,52	1,75	0,24	0,19	11,80	99,63
5	Красная хрупкая	0,6	33,08	29,47	23,18	1,65	0,35	0,10	12,03	99,86
4	Пестрая полупластич- ная	0,7	40,46	24,71	11,73	1,14	6,79	0,37	14,24	99,44
3	Пестрая пластичная	0,2	59,36	23,17	5,42	1,19	0,33	0,45	8,35	99,27
1	Голубая пластичная	0,5	56,24	22,65	6,27	1,06	0,50	1,19	9,73	97,04



Ф и г. 53. Сохранение текстурных особенностей девонской глины в профиле коры выветривания, Малявинское месторождение. Штуф, натуральная величина

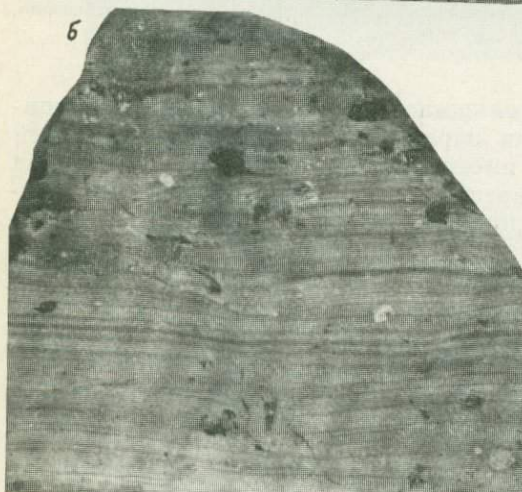
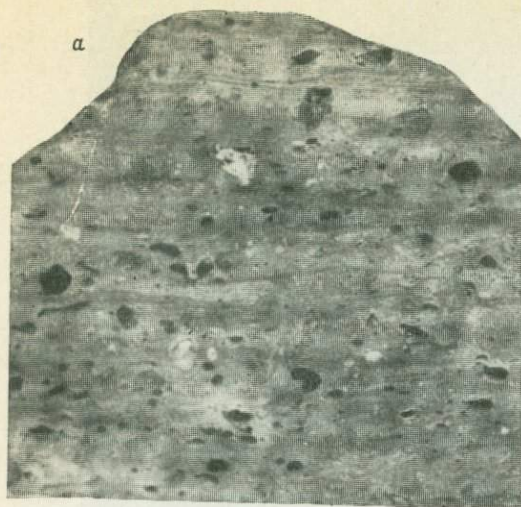
и светло-сиреневых слойков. Под микроскопом порода сложена каолинитом и мелкими, ориентированными параллельно слоистости чешуйками мусковита. Большинство из них имеет на своих торцовых окончаниях характерные веерообразные расширения, как правило, замещенные волнистоугасающими агрегатами каолинита (фиг. 52). Встречаются и вермикулитообразные сростки каолинита, в которых можно наблюдать реликты осветленных чешуек мусковита. Вверх по разрезу глина, сохраняя первичную слоистость, теряет пластичность, становится каменистой хрупкой буро-коричневого цвета (фиг. 53). Характерно появление белых пятен, приуроченных к трещинкам в породе и распространяющихся от них по слоистости. В трещинках наблюдаются колломорфные выделения окиси железа. Чешуйки слюды почти полностью замещены каолинитом, который составляет основную массу породы.

Латеритная кора выветривания, существенно обогащенная свободным глиноземом, была обнаружена под породами, подстилающими рудную залежь осадочных бокситов Максимовского месторождения. Она образовалась в результате выветривания тонкослоистой пластичной глины верхнедевонского возраста. Микронная фракция глины сложена каолинитом и диоктаэдрической гидрослюдой, крупнопелитовая — мусковитом. Мелкие чешуйки мусковита (0,01—0,05 мм) в большинстве своем замещены каолинитом.

Т а б л и ц а 21

Химический состав (в вес.%) пород латеритной коры выветривания девонской глины на Максимовском месторождении

Компоненты	Латеритный боксит	Латеритный аллит	Девонская глина	Компоненты	Латеритный боксит	Латеритный аллит	Девонская глина
SiO ₂	15,10	29,44	39,54	MnO	Нет	Нет	Нет
Al ₂ O ₃	52,54	44,94	38,32	Na ₂ O	0,65	1,35	0,12
TiO ₂	2,20	1,47	1,16	K ₂ O	0,55	1,39	1,41
Fe ₂ O ₃	5,34	7,35	7,77	П. п. п.	17,28	13,68	11,37
FeO	Нет	Нет	Нет	Сумма	99,58	100,20	99,69
CaO	5,92	0,58	»	Al ₂ O ₃	3,5	1,5	0,9
MgO	Нет	Нет	»	SiO ₂			



Ф и г. 54. Сохранение текстурных особенностей материнской породы в латеритной коре выветривания девонской глины, Максимовское месторождение. Штуфы, натуральная величина

нет; MnO — нет; Mg — 0—0,30%; CaO — 0,28—2,20%; Na_2O — 0,09—0,25%; K_2O — 0,08—0,14%; H_2O — 0,31—0,40%; H_2O^+ — 17,93—22,58%.

Наличие латеритных бокситов в районе Максимовского месторождения объясняется тем, что они сохранились в относительно пониженных участках положительных структур подкарбованного палеорельефа. На возвышенных частях водораздельных пространств осталась лишь нижняя каолиновая зона латеритной коры выветривания, верхние горизонты которой и послужили источником накопления бокситовых залежей.

Возраст бокситовых образований и связь их с элементами дорудной тектоники

Тихвинские месторождения бокситов относятся к так называемой продуктивной песчано-глинистой толще нижнего карбона, которая представляет собой циклическое чередование осадков прибрежно-морского и прибрежно-континентального происхождения. Во время формирования пес-

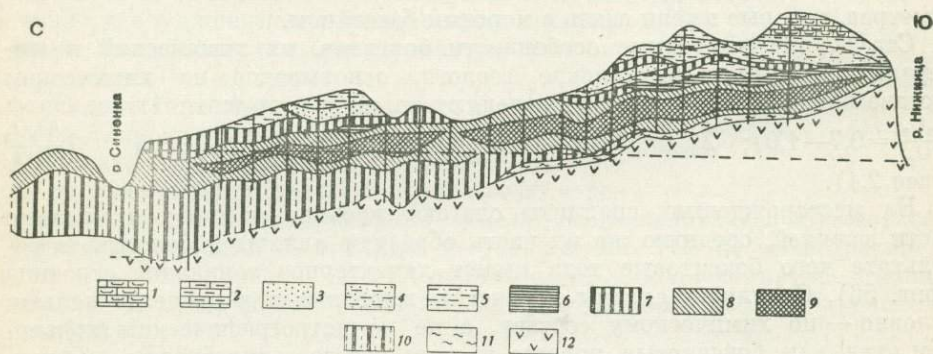
Латеритная кора, видимая мощность которой составляет около 1 м, представлена каменистой желтовато-бурой пористой породой, в которой четко прослеживаются структурно-текстурные особенности девонской глины (фиг. 54). Некоторые поры выполнены эпигенетическим кальцитом.

Выветривание приводит к увеличению содержания свободного глинозема, сопровождающееся одновременным уменьшением SiO_2 (табл. 21). По данным ИК-спектроскопии и рентгенометрии, свободный глинозем представлен бемитом. Микрозернистый бемит сравнительно равномерно распределен по всей породе и в шлифах определяется с трудом, но в отдельных случаях можно наблюдать его развитие по крупнокристаллическому каолиниту, заместившему мусковит. Основная масса бемита образовалась в результате латеритного разложения тонкодисперсного каолинита и гидростлюды.

На рассмотренном разрезе с размывом залегают коричневые и черные каолиновые глины, над которыми расположены осадочные красные и бурые гиббситовые бокситы, осветленные в нижней части: SiO_2 — 18,33—23,20%; Al_2O_3 — 36,87—49,42%; TiO_2 — 2,29—2,53%; Fe_2O_3 — 0,93—19,48%; FeO —

чано-глинистой толщ, заполнявшей отрицательные формы девонского палеорельефа, происходили тектонические движения, которые носили унаследованный характер (Саломон, 1966) и определяли палеогеографическую зональность, что оказало большое влияние на размещение полезных ископаемых. При общем замедлении тектонического опускания территории возвышенные участки довизейского рельефа превращались в область эрозии, с которой сносились продукты разрушения коры выветривания. При этом бокситы оказались приуроченными к сводам довизейских структур, а сухарные, полусухарные глины и угли занимают соответственно наиболее низкое палеогипсометрическое положение.

Промышленные залежи бокситов тихвинских месторождений располагаются в верховьях притоков-ложбин древних эрозионных долин, прорезающих поверхность континентальной водораздельной зоны (фиг. 55). Бокситовые породы обычно не лежат непосредственно на отложениях верхнего девона, а подстилаются пестроцветными делювиальными или элювиальными глинами. Последние являются, как правило, нижними горизонтами частично размытой латеритной коры выветривания. Отсутствие каких-либо остатков органической жизни в элювиально-делювиальных образованиях затрудняет определение их возраста, что послужило причиной различной оценки рядом геологов стратиграфического положения этой пачки.



Фиг. 55. Продольный геологический разрез Батьковского месторождения (по С. Г. Вишнякову, 1940)

- | | | |
|---------------------------------------|-----------------------|-----------------------------|
| 1 — известняк органогенно-обломочный; | 5 — глины: | 9 — аллиты и бокситы; |
| 2 — мергель; | 5 — песчаные, | 10 — углистые подбокситовые |
| 3 — пески и песчаники; | 6 — пластичные, | 11 — глины пестроцветные; |
| 4 — пески глинистые; | 7 — серые и углистые; | 12 — девонские отложения |
| | 8 — сиаллиты; | |

А. П. Саломон (1966) сопоставляет формирование коры выветривания на отложениях девона и лихвинского надгоризонта карбона с концом турнейского времени, когда территория испытала общий медленный подъем. С. Г. Вишняков (1940) выделил так называемую подбокситовую толщу, включив ее в состав нижней части тихвинской подсвиты, поставленную им в соответствие бобриковскому горизонту.

Во всяком случае подстилающие бокситы аллювиально-делювиальные породы безусловно более древние, чем породы тульского горизонта, так как послужили основным материалом для формирования тульских отложений, в том числе бокситов и огнеупорных глин. В. С. Кофман (Кофман, Горянский, 1971) считает наиболее правильным пачку пестроцветных аллювиально-делювиальных глин рассматривать как самостоятельную литолого-стратиграфическую единицу под индексом $C_{1el-del}$.

Бокситовые отложения С. Г. Вишняков (1940) относит к средней части выделенной им тихвинской подсвиты, которую он сопоставляет с тульским горизонтом.

Более точный возраст бокситов дан в работе А. П. Саломона и Е. К. Вандерфлит (1966). На основании тщательного изучения спорово-пыльцевого комплекса они пришли к выводу, что бокситы Тихвинского района образовались в верхнетульское время. Сухарные глины Боровичского района соответствуют нижнетульскому времени, т. е. это образования более ранние, чем бокситы, а не одновременные с ними, как считалось ранее.

Бокситы

Форма и размеры залежей бокситовых руд. Конфигурация и пространственное положение бокситовых залежей определяются морфологическими особенностями вмещающих эрозионных долин. Долины эти короткие, от 1 до 4 км, ширина их по направлению к низовью изменяется от 100 до 500—1000 м, а глубина — от первых метров до 25—30 м. Бокситовые тела приурочены к верхним и центральным участкам долин и имеют наклон в сторону падения русла. В этом же направлении происходит постепенное уменьшение мощности рудного пласта.

Протяженность залежей промышленных бокситов изменяется от 0,6 до 2,2 км, мощность бокситовых пластов от 1,5 до 15 м.

Все кондиционные бокситы расположены в долинах 3 и 4 порядка, впадавших в более крупные долины протяженностью до 15 и более километров, которые имели связь с морским бассейном.

Структурно-текстурные особенности бокситов, их химический и минеральный состав. Тихвинские геологи, основываясь на химическом составе бокситовых пород, подразделяют их на три группы: 1) сиаллиты $\frac{Al_2O_3}{SiO_2} = 0,7-1,0$; 2) аллиты $\frac{Al_2O_3}{SiO_2} = 1,0-2,1$; 3) бокситы $\left(\frac{Al_2O_3}{SiO_2}\right)$ более 2,1).

На месторождениях сиаллиты слагают кровлю, подошву и краевые части залежей, среднюю же их часть образуют аллиты и бокситы, в результате чего бокситовые тела имеют характерное зональное строение (фиг. 56). Сиаллиты, аллиты и бокситы выделяются в пределах залежи условно — по химическому составу, а не по петрографическим признакам, так как бокситовые породы в силу своего однообразия не поддаются четкому расчленению.

Цвет бокситов и бокситовых пород преимущественно красный, реже фиолетовый, желтый, белый, серый и черный. Распределение окраски, как правило, равномерное, но встречаются и пятнистые разности с белыми и желтыми пятнами.

По структурным и текстурным признакам среди бокситовых пород выделяются каменистые плотные глиноподобные, пористые, неслоистые, слоистые, оолито-бобовые, пизолитовые, столбчатые, брекчиевые и брекчиевидные.

Пористостью обладают все бокситы, но в различной степени. Встречаются и крупнокаверзные разновидности. Они, как правило, более высокого качества, что связано очевидно с выносом SiO_2 , а у светлых руд, по-видимому, и Fe_2O_3 . Слоистость в бокситах встречается редко и слабо выражена. Чаще она наблюдается в подрудных аллитах и сиаллитах. Исчезновение слоистости по мере перехода от подстилающих сиаллитов к бокситам связано, очевидно, с постседиментационной бокситизацией отложившейся руды, подвергавшейся субаэральному выветриванию, так как формирование бокситовых залежей происходило в основном в суходольных эрозионных врезках типа оврагов и балок.

Оолито-бобовые и пизолитовые бокситы и бокситовые породы приурочены большей частью к низовьям залежей или к их кровле. Оолиты размером 2—3 мм представляют собой чередование гиббсит-бемитовых и железистых концентров, а пизолиты (диаметр до 20 мм) состоят глав-

ным образом из окислов железа с незначительной примесью свободного глинозема и каолинита. В цементе содержание железа резко уменьшается, сопровождаясь увеличением количества свободного глинозема.

Брекчиевые бокситы обычно располагаются в верховье бокситовой залежи. Они представляют собой угловатые или плохоокатанные обломки бокситовых пород, погруженных в глинисто-бокситовый цемент.

Столбчатые разновидности бокситов возникли в результате просачивания карбонатных вод по трещинкам и корешкам растительных остатков и кристаллизации кальцита; некоторые столбики сложены бурыми или желтыми окислами железа. Столбчатая текстура возникает также вследствие обеления породы вокруг растительных остатков.

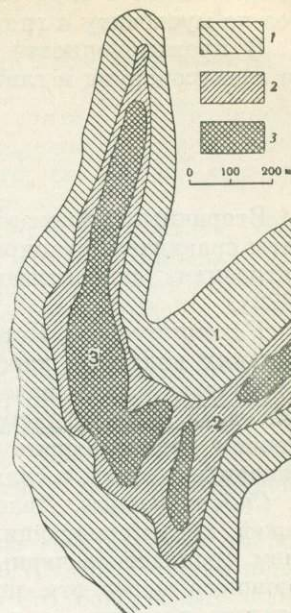
Распределение основных химических компонентов внутри бокситовых залежей подчиняется закономерности, которая заключается от средней части залежи к периферии и от верховья ее к низовью. Это нашло свое отражение и в распределении минерального состава: бемит и гиббсит тяготеют к центру залежи, а каолинит — к ее краям.

Содержание железа в бокситах даже в пределах одной залежи изменяется в широких пределах, что в значительной степени связано, по-видимому, со вторичными процессами, в результате которых часть окисного железа восстанавливалась и выносилась грунтовыми водами за границы месторождения. Тем не менее распределение железа в залежи имеет сходство с Al_2O_3 , концентрируясь главным образом в центральной части бокситового пласта. То же происходит и с TiO_2 .

Бокситы Тихвинских месторождений характеризуются большой стратой состава со значительными колебаниями процентного содержания основных химических компонентов: SiO_2 — 1,60—29,27%; Al_2O_3 — 25,47—73,05%; Fe_2O_3 — 1,00—46,00%; TiO_2 — 0,79—4,84%; CaO — 0,00—28,58; п. п. п. — 9,47—38,75%. Средний состав бокситов по данным целого ряда месторождений следующий: SiO_2 — 12,80%; Al_2O_3 — 44,33; Fe_2O_3 — 17,01; TiO_2 — 2,96; 2,96; CaO — 1,65; CaO — 4,65; п. п. п. 18,46 (кремневый модуль 3,6). Минеральный состав, полученный при пересчете многочисленных химических анализов, выглядит следующим образом: бемит — 30,94%, гиббсит — 17,99%, каолинит — 23,02%, кальцит — 8,28%, окислы Fe — 17,01%, рутил и коллоиды Ti — 2,26%¹.

Бемит и гиббсит находятся преимущественно в виде микрокристаллических оптических изотропных масс и достоверно устанавливаются лишь с помощью физических методов исследования (термографии, ИК-спектроскопии и рентгенографии). На электронно-микроскопических снимках гиббсит наиболее часто представлен призматическими кристаллами, а бемит — веретенообразными или ромбовидными, с характерными выколками по спайности. Крупнокристаллический гиббсит слагает микропоры и микротрещинки в породе.

Каолинит присутствует в виде скрытокристаллических и чешуйчатых



Фиг. 56. Типы зонального распределения бокситовых пород в долинообразных депрессиях Тихвинских месторождений (по С. Г. Вишнякову, 1940) 1 — сидерит, 2 — аллит, 3 — боксит

¹ Цифровые данные химического и минерального состава бокситов заимствованы из материалов Тихвинской геологоразведочной партии.

масс, а также в виде черве — и веретенообразных агрегатов — псевдоморфов по мусковиту и гидрослюде.

В промышленности тихвинские бокситы используются как сырье на электрокорунд и глинозем.

Вторичные процессы

Вторичные процессы на Тихвинских месторождениях бокситов развиты сравнительно широко. К числу их относятся главным образом кальцитизация, сидеритизация, каолинизация и обесцвечивание (Киреев, 1972).

Кальцитизация. Источником окиси кальция на Тихвинских месторождениях являются карбонатные воды, поступающие из перекрывающих бокситовые залежи известняков. Эти воды, почти не задерживаясь в верхней части залежи, насыщали в основном бокситовый пласт и в меньшей степени подстилающие его более плотные и, следовательно, менее проницаемые аллиты и сиаллиты.

Сидеритизация. Явления сидеритизации наблюдаются в низовьях залежей, характеризующихся часто обилием органического вещества, наличием пропластков черных болотных глин или углистых пород. Просачивающиеся через эти породы грунтовые воды приобретают восстановительную реакцию и, реагируя с окисным железом бокситов, отлагают сидерит.

Каолинизация. Каолинизация проявляется в выполнении эпигенетическим каолинитом трещинок, пор или равномерном пропитывании бокситовой породы. Привнос кремнезема осуществлялся из вмещающих и покрывающих бокситы песчано-глинистых пород. Дебокситизирующее влияние процессов каолинизации на верхнюю часть бокситового пласта наглядно демонстрируется на Пуповском месторождении, где мощность каолинизированной зоны около 2 м (табл. 22).

Т а б л и ц а 22

Влияние процесса каолинизации на химический состав бокситового пласта Пуповского месторождения (в вес.%)

Зона	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.	Сумма
Верхняя часть зоны	39,3	35,6	7,8	0,6	1,4	0,4	1,2	0,2	—	14,0	99,3
Нижняя часть зоны	21,4	31,7	30,3	0,4	1,2	0,1	1,6	0,2	—	13,6	100,5

Обесцвечивание. Процесс обесцвечивания заключается в восстановлении окисного железа и его выносе. В результате красные бокситы приобретают однородную белую, серую или пятнистую окраску. Наиболее интенсивно отбеливание породы происходило в тех участках залежи, которые характеризовались обилием органического вещества. В зоне слабопроточных застойных вод бокситовая порода обесцвечивалась равномерно по всей своей массе. На участках, занимавших более высокое гипсометрическое положение и находившихся некоторое время в субаэральной обстановке, обесцвечивание происходило главным образом по ослабленным и дезинтегрированным зонам, возникшим в результате физического выветривания, создавая своеобразную столбчатую текстуру. Часто наблюдаются обелившиеся участки породы вокруг растительных остатков.

Генезис бокситов

По поводу генезиса тихвинских месторождений было высказано много гипотез.

Так, А. Д. Стопневич (Стопневич и др., 1919) считал, что Тихвинские бокситы образовались путем растворения выпележащих известняков, которое сопровождалось накоплением свободного глинозема, т. е. являются типичными terra rossa карстовой области.

А. Е. Ферсман (1922), О. М. Аншелес (1927), Л. В. Пустовалов (1933) связывали их происхождение с разложением каменноугольных глин под действием сернокислых вод, возникших при окислении пирита, и осаждением гидратов глинозема при нейтрализации сульфатов растворами бикарбоната кальция, поступавшими из известняков.

По мнению А. Н. Волкова (1933), тихвинские бокситы являются залегающими *in situ* латеритными образованиями с постепенными химико-минералогическими изменениями, характеризующими латеритный процесс. Диагенетическую гипотезу выдвинул В. В. Гончаров (1952). Он рассматривает бокситы как продукт болотно-гумусового выветривания песчано-глинистых верхнедевонских пород.

Совершенно по новому подошел к раскрытию генетической природы Тихвинских месторождений С. Ф. Малявкин (1925), высказавший новую, латеритно-аллювиальную гипотезу. Он считал, что бокситовые залежи сформировались в результате размыва и переотложения латеритной коры выветривания кристаллических пород Прионежья. А. Д. Архангельский (1933) опубликовал теорию химического происхождения осадочных бокситов и сделал попытку применить ее к Тихвинским месторождениям.

Все эти гипотезы применительно к Тихвинским месторождениям не могут удовлетворительно объяснить их генезис и представляют лишь исторический интерес.

С. Г. Вишняков (1940) конкретизировал латеритно-аллювиальную гипотезу С. Ф. Малявкина. Он выяснил, что бокситы залегают в вершинах древних балочных долин, где не могла находиться бокситовая муть, принесенная с Прионежья. Обнаружение на водораздельных пространствах верхнедевонского рельефа каолиновой коры выветривания, обломочный характер бокситов и ряд других фактов позволили С. Г. Вишнякову предположить, что бокситовые месторождения сформировались в результате размыва и переотложения верхних горизонтов местной латеритной коры выветривания, развитой на девонских глинистых породах. Гипотеза С. Г. Вишнякова была подтверждена в дальнейшем практикой поисковых работ и пользуется в настоящее время наибольшим признанием.

Закономерности размещения, критерии прогноза и примеры бокситовых месторождений тихвинского типа

В пределах Русской платформы можно выделить ряд месторождений и бокситопоявлений, связанных строго стратифицированным залеганием в нижних частях толщи визейских пород и приуроченностью к склонам крупных антиклинальных структур на границе с регионально пониженными участками земной коры.

К таким месторождениям относятся бокситовые залежи районов Тихвинского и Ветреного Пояса, Тимана, Курской магнитной аномалии, Рязанской, Тульской и Калужской областей. Бокситовые залежи всех перечисленных регионов располагаются в эрозионных или структурно-эрозионных понижениях древнего рельефа в непосредственной близости от питающих провинций, которыми служили возвышенные участки с развитыми на них латеритными кора́ми выветривания.

Применяя эти положения к Тихвинскому району, можно считать, что перспективны на бокситы участки, расположенные к северу и северо-востоку от его центральной, наиболее насыщенной месторождениями части по границе распространения нижневизейского моря. Об этом свидетельствуют находки бокситовой породы на склонах Кильозерского вала (Кофман, 1964), у с. Мягозеро, а также у южного края Онежского озера в районе г. Вытегра. Поиски бокситов следует вести и дальше в этом направлении до слияния с Северо-Онежским бокситоносным районом.

В пределах бокситоносных площадей для выявления рудных залежей местными поисковыми признаками являются: 1) приуроченность бокситов к песчано-глинистым отложениям тульского горизонта; 2) приуроченность бокситов к овражно-балочным долинам третьего и четвертого порядков; 3) отложение бокситов вблизи источника сноса — латеритной коры выветривания — или непосредственно на ней.

По способу переноса бокситового материала и морфологическим особенностям рудных тел из месторождений, наиболее близких к Тихвинскому типу, можно назвать месторождения Смелянского бокситоносного района (северный склон центральной части Украинского кристаллического массива) и Южного Тимана (Кедва—Тобысское месторождение). Рудные залежи сформировались здесь в результате переноса первичных бокситов речными водами и отложением их в долине. В плане эти месторождения представляют собой следующие друг за другом в виде узкой полосы небольшие вытянутые тела, фиксирующие направление древней речной долины.

Из зарубежных месторождений, осадочных бокситов, генетически близких к описываемому типу, накопившихся в результате переотложения продуктов латеритизации глин следует назвать месторождения округа Андерсонвилл юго-западной Джорджии (США). Здесь бокситы образовались при выветривании палеоценовых глин, на которых они и лежат с большим эрозионным несогласием (Хардер, 1959).

Смелянское месторождение бокситов речного типа

Смелянское месторождение сложено мезозойскими осадочными бокситами речного типа. Оно является классическим примером непосредственной связи осадочных бокситов с латеритными бокситами, представляющими кору выветривания основных пород. Благодаря этому имеется возможность четко установить источник глиноземного материала, послуживший формированию этого месторождения.

Месторождение находится в Черкасской области, возле г. Смелы. В геологическом отношении оно располагается на северном склоне Украинского щита, примыкающего к Днепро-Донецкой впадине. Месторождение приурочено к Корсунь-Новомиргородскому плутону, сложенному породами коростеньского комплекса. Основную часть плутона составляют граниты рапакиви, среди которых находятся три массива основных пород: Межиричский, Городищенско-Смелянский и Новомиргородский. Центральные части массивов сложены лабрадоритами, габбро-лабрадоритами, габбро-норитами, занимающими ведущее место в строении массива. Краевые части, контактирующие с гранитами, сложены монцонитами. Поверхность фундамента полого наклонена в сторону Днепро-Донецкой впадины и расчленена депрессиями, ориентированными в том же северо-восточном направлении.

Выветрелые кристаллические породы докембрия перекрыты осадочным чехлом, представленным мезо-кайнозойскими отложениями. Из них обычно меловые и нижнепалеогеновые отложения выполняют главным образом депрессии. Более молодые образования киевской, харьковской и полтавской свит четвертичные отложения широко распространены.

Непосредственно на месторождении наиболее древними являются нижнемеловые континентальные отложения, к которым приурочена осадочная бокситоносная смелянская толща. Впервые бокситоносная толща нижнего мела была выявлена в 1960 г. В. К. Рябчуном. Нижнемеловые осадки выполняют древнюю речную Лебедин-Балаклеевскую долину, шириной 2—5 км, проходящую в центральной части плутона в меридиональном направлении. Нижнемеловая смелянская толща представлена каолиновыми глинами, бокситами и бокситовыми породами, кварц-каолиновыми породами и ильменитовыми песками. Она трансгрессивно перекрыта сеноманскими отложениями верхнего мела, сложенными кварцево-глауконитовыми песками и пясчим мелом. Выше залегают отложения палеоцена, эоцена, неогена и четвертичной системы.

Кора выветривания

В районе Смелянского месторождения развита кора выветривания. Она прослеживается не повсеместно и, по данным Е. С. Шалыт, занимает не более 45% площади, приурочиваясь к склонам поднятий, бортам депрессий, всхолмленным участкам. Более полно кора выветривания сохранилась под осадками нижнего мела, хуже под молодыми отложениями.

Наибольшим распространением пользуется кора выветривания в Лебедин-Балаклеевской депрессии, главным образом на ее склонах, мощностью до 45 м, а на отдельных участках (сс. Носачево, Калиновка, Балаклеи) до 65 м. В осевой и устьевой частях депрессии кора выветривания имеет небольшую мощность или вовсе размыта.

В районе месторождения широко известна кора выветривания на гранитах рапакиви, лабрадоритах, габбро-норитах и амфиболитах. На гранитах и амфиболитах она обладает профилями каолинитового типа. На лабрадоритах, габбро-лабрадоритах и норитах развит полный профиль латеритной коры выветривания, представляющий наибольший интерес и являющийся источником свободного глинозема для осадочных бокситов месторождения. Латеритная кора выветривания этих пород с сохранившейся верхней зоной остаточных бокситов пользуется сравнительно небольшим распространением и приурочена к возвышенным участкам склонов депрессии в виде останцов, сохранившихся от размыва. В ее профиле различаются зоны: слабого выщелачивания или дезинтеграции, гидрослюдисто-нонтронит-монтмориллонитовая, каолинитовая и каолинит-гиббситовая с переменным содержанием гетита.

Лабрадориты представляют темно-серую крупно- и среднезернистую породу, состоящую из главных минералов: плагиоклаза — лабрадора (от 35 до 95%) и пироксенов — гиперстена и диаллага, а также второстепенных — амфибола, биотита, хлорита, оливина. В качестве аксессуарных и рудных характерны апатит, циркон, ильменит, пирит.

Химический состав лабрадорита

Компоненты	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	CO ₂	H ₂ O(+)
Вес. %	59,94	15,70	6,34	1,88	1,34	3,55	1,48	Нет	1,81

Аналитик Л. А. Твердова

Самая нижняя зона — дезинтеграции имеет небольшую мощность от 1 до 5 м. Сложена она минералами материнской породы, по трещинам которой развит нонтронит, монтмориллонит и карбонаты. Гидрослюдисто-нонтронит-монтмориллонитовая зона (3—4 м мощности) состоит из новообразованных минералов: монтмориллонита и смешаннослойных, развившихся по плагиоклазам и амфиболам, и нонтронита — по пироксенам. Каолинитовая зона наиболее выдержана и развита, от 10 до 50 м мощ-

ностью. В ее состав входят каолинит, иногда с примесью галлуазита, и в небольшом количестве гетит, ильменит, кварц, лейкоксен, апатит, сидерит. Каолинит—гиббситовая зона развита не повсеместно на месторождении. По соотношению главных минералов — каолинита и гиббсита ее можно подразделить на две подзоны: гиббсит-каолинитовую и каолинит-гиббситовую, представляющих соответственно остаточные бокситовые породы и бокситы. Помимо главных минералов, здесь постоянно присутствуют в небольшом количестве лейкоксенизированные ильменит, гетит, кварц, пирит. Для пород нижней подзоны характерны псевдоморфозы мелкозернистого гиббсита по плагиоклазам, сохранение текстуры лабрадорита и отсутствие бобовин, которые появляются в самой верхней части профиля.

Химический состав бокситовой породы из нижней гиббсит-каолинитовой подзоны

Компоненты	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	CO ₂	H ₂ O±
Вес. %	23,60	32,60	4,80	15,37	5,50	0,10	0,55	2,31	14,62

Аналитик Л. А. Твердова

Бокситы

В остаточном боксите из верхней каолинит—гиббситовой зоны количество глинозема и воды увеличивается до 41,62% и 22,71%, а кремнезема уменьшается до 14,86% (Басс и др., 1971). В пересчете на абсолютные массы вынос кремнезема составляет 130 г/см³ или 82% от первоначального содержания в лабрадорите, а количество Al₂O₃ и TiO₂ увеличивается в 2 и 3 раза. Увеличение титана обусловлено накоплением ильменита.

Отличительной особенностью химического состава коры выветривания из зоны бокситов на Смелянском месторождении является повышенное содержание FeO и частичный вынос железа. Изучение пород под микроскопом показывает, что FeO входит в состав сидерита.

Среди пород каолинит-гиббситовой зоны лабрадоритов различают: бурые железистые каменистые бокситы псевдо-бобовой структуры; светлые каменистые пористые бокситы, не обладающие псевдо-бобовой структурой; рыхлые глинистые бокситы пелитоморфной структуры. Взаимоотношения между этими разновидностями не вполне ясны, однако установлено, что рыхлые глинистые бокситы, как и в латеритных профилях выветривания амфиболитов Высокопольского месторождения, залегают ниже каменистых. Из трех разновидностей остаточных бокситов более всего развиты светлые каменистые. Однако общий баланс латеритных бокситов невелик, и они не имеют самостоятельного промышленного значения (Басс и др., 1971).

Главную ценность на месторождении представляют осадочные бокситы, которые составляют основную часть его запасов и собственно составляют месторождение.

Как упоминалось, осадочные бокситы месторождения приурочены к Лебедин-Балаклеевской речной долине, образованной в кристаллическом фундаменте. Они залегают среди континентальных осадков нижнего мела, которые выполняют эту долину. Месторождение сложено рядом промышленных залежей, прослеживающихся в виде полосы свыше 15 км, в северо-восточном направлении (см. фиг. 2). Залежи залегают вдоль русла долины, тяготея к ее левому склону и притокам. По отношению к ним остаточные бокситы располагаются выше по склону на отметках 90—105 м. В некоторых случаях, когда осадочные бокситы занимают присклоновые участки, они подстилаются остаточными бокситами. Рудные тела осадочных бокситов залегают горизонтально с небольшим укло-

ном в сторону оси депрессии. Глубина залегания около 70—80 м от поверхности.

Рудные залежи бокситов расположены в пределах развития массива выветрелых лабрадоритов и гранитов рапакиви. Максимальная удаленность осадочных бокситов от массивов основных пород не превышает 2—3 км.

В строении бокситоносной толщи В. К. Рябчуном в 1966 г. выделены два горизонта: нижний и верхний. В составе нижнего — две пачки: подрудная и рудная (фиг. 57). Подрудная пачка сложена песками и кварц-каолинитовыми породами, которые залегают непосредственно на коре выветривания кристаллического фундамента. В строении рудной пачки участвуют пески, кварц-каолинитовые породы, глины, бокситы и бокситовые породы. Последние с размывом перекрыты глинами, среди которых встречаются прослой размывших бокситов. Верхний горизонт толщи представлен ильменитоносными песками.

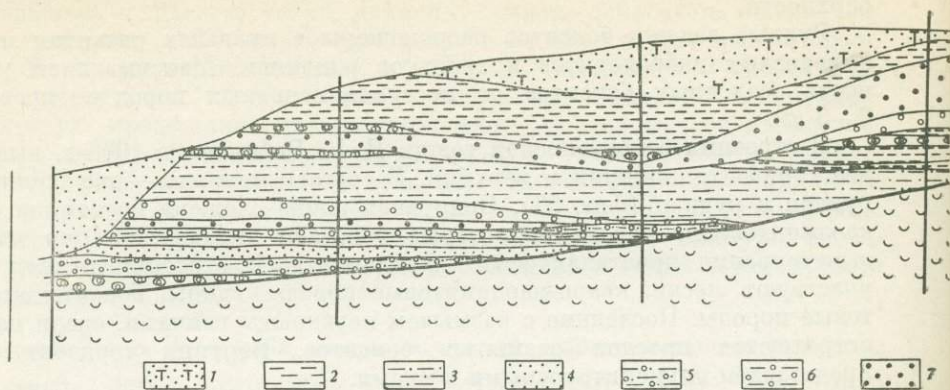
Рудный горизонт состоит из пяти пластов бокситов, разделенных песками и кварц-каолинитовыми породами. Из них наиболее выдержаны и имеют промышленное значение — второй и третий от поверхности. Мощность бокситов в пределах рудной пачки изменяется от 0,3 до 10 м. Общая мощность рудной толщи до 30 м. По простиранию бокситы образуют ряд разобценных линзообразных тел от 220 до 800 м в длину.

По приуроченности к древним речным отложениям среди бокситоносной толщи выделяются отложения руслового, пойменного и старечного аллювия. Бокситы совместно с каолиновыми глинами, тонкозернистыми песками и песчанистыми глинами представляют отложения пойменного аллювия. Русловый аллювий сложен ильменитоносными грубозернистыми песками и кварц-каолинитовыми породами, старечный — углистыми глинами с корнями растений.

Среди осадочных бокситов выделен ряд разновидностей: каменистые, рыхлые, глинистые и песчано-глинистые (Басс и др., 1971). Каменистыми и рыхлыми бокситами сложены второй и третий внутренние промышленные пласты; глинистыми и песчано-глинистыми бокситами — краевые пласты.

Каменистые бокситы всегда обладают бобовой структурой, крепкие, серого или бурого цвета (фиг. 58). В них хорошо различаются бобовины и вмещающая, более светлая масса. Бобовины обычно бурого, охристого, серого и черного цвета, сплюсненной и круглой формы, составляют от 15 до 60% породы. Они сложены гиббситом, гетитом, каолинитом, галлуазитом, карбонатами и кластическим материалом, представленным кварцем, обломками гиббситизированных зерен плагиоклазов и лабрадорита, лейкоксенизированным ильменитом. Для черных бобовин характерен, кроме того, корунд (6—10%), тонкодисперсный магнетит, редко бемит. Вмещающая масса состоит из мелкокристаллического гиббсита, остроугольных зерен кварца, каолинита, ильменита, которые цементируются гиббситом, карбонатами. Многочисленные прожилки мелкозернистого гиббсита также секут бобовины. Обращает внимание, что зерна кварца остроугольны.

Рыхлые бокситы также обладают бобовой структурой, но бобовины и вмещающая масса более рыхлые и легко крошатся. Это светлая буровато-серая порода, в которой выделяются более темные бобовины. Вмещающая масса превалирует над бобовинами, составляя до 70%. Цементация гиббситом кластического материала меньше. Как в бобовинах, так и во вмещающей массе содержится гиббсит, кварц, карбонаты, гетит и обломки пород. Если сравнить количественный минеральный состав каменистых и рыхлых бокситов, то они содержат, примерно, в равном количестве гиббсит (35—40%), ильменит (3%), гетит (6—7%), карбонаты (6—3%). Вместе с тем, в рыхлых бокситах содержится вдвое больше каолинита (30 вместо 15%), несколько меньше кварца (20 вместо



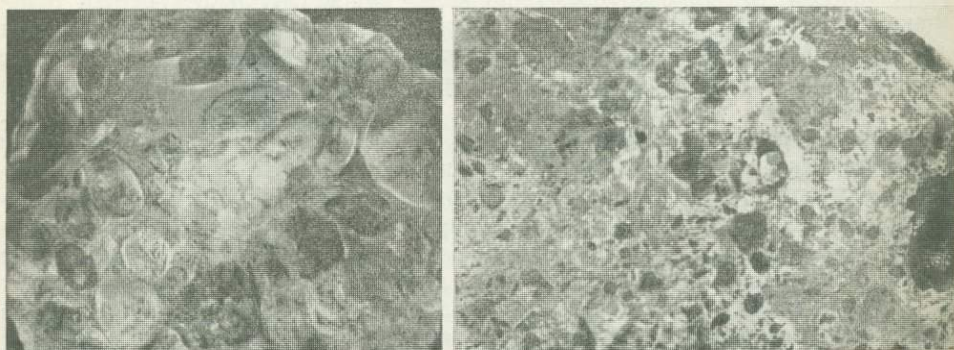
Ф и г. 57. Геологический разрез бокситоносной толщи Смелянского месторождения (по В. К. Рябчуну)

- | | |
|--------------------------------|--|
| 1 — пески ильменитоносные, | 5 — бокситоносные песчано-каолиновые породы, |
| 2 — глины каолиновые, | 6 — бокситоносные глинистые породы, |
| 3 — песчано-каолиновые породы, | 7 — бокситы каменные, |
| 4 — песчаники, | |

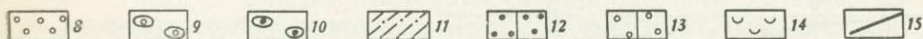
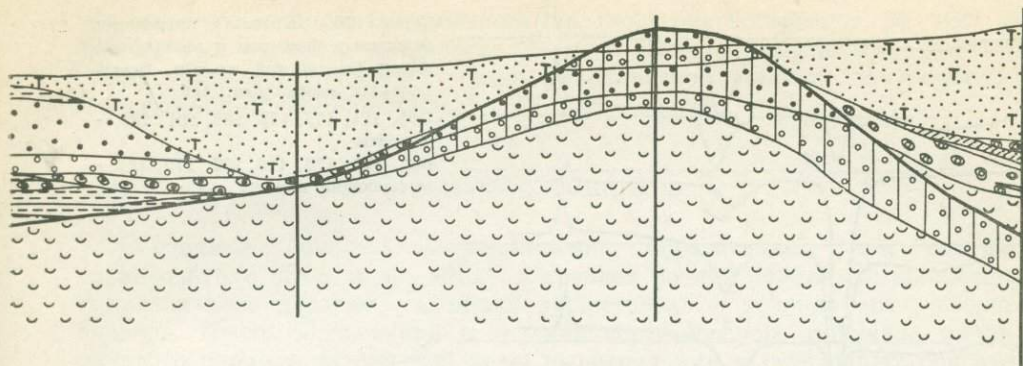
25%) и отсутствуют корунд, бемит и магнетит; остальные минералы-примеси — циркон, плагиоклаз, лейкоксен и пирит находятся примерно в равных количествах.

Глинистые и песчано-глинистые бокситы представляют рыхлую или слабо сцементированную светлую породу, которая напоминает каолиновую глину. Бобовины в них отсутствуют. Среди этих бокситов различают каолинит-гипсбитовые и кварц-каолинит-гипсбитовые. Состоят они главным образом из гипсбита, который рассеян в каолините и может давать накопления до 60%, каолинита и кварца в резко переменных количествах. Данные термических и рентгеноструктурных исследований осадочных бокситов и вмещающих их пород приведены на фиг. 59, 60.

Обобщение данных по минеральному составу всех разновидностей осадочных бокситов Смелянского месторождения приводит к выводу, что основным минералом глинозема является гипсбит от 35 до 60%. Корунд встречается спорадически и только в черных бобовинах каменных бокситов до 3%, изредка в ассоциации с ничтожной примесью бемита. Таким образом, по составу породообразующих минералов основным минеральным видом бокситов является кварц-каолинит-гипсбитовый.



Ф и г. 58. Осадочные бокситы Смелянского месторождения
а — рыхлые бобовые, б — каменный мелкобобовый. Штуфы, натуральная величина



- 8 — бокситовые породы каменные, 13 — бокситовые породы остаточные,
 9 — бокситовые породы рыхлые, 14 — каолины остаточные по лабродариту,
 10 — бокситы рыхлые, 15 — границы остаточных продуктов коры выветривания
 11 — бокситы глинистые,
 12 — бокситы остаточные,

Диagenетические процессы в осадочных бокситах проявились в массовой цементации гиббситом как вмещающей массы, так и материала бобовин. Она выражена в образовании многочисленных секущих прожилков из мелкозернистого гиббсита, разъедания ими зерен кварца, бобовин и другого материала. Эпигенез выразился в процессах ресификации, сидеритизации и обеления бокситов.

Химический состав осадочных бокситов приводится в табл. 23.

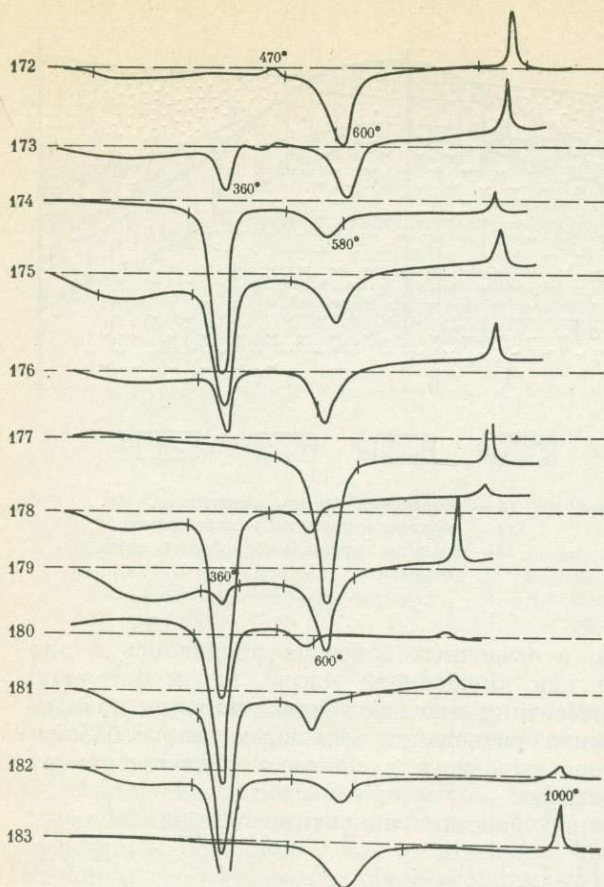
Таблица 23
 Химический состав осадочных бокситов Смелянского месторождения

Боксит гиббситовый	Глубина, м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	П. п. п.	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$
Каменистый	113,7	10,4	3,46	40,2	17,2	Не опр.	0,54	25,8	97,06	3,8
Каменистый	112,8	11,9	2,50	43,7	17,0	»	0,38	22,6	97,70	3,7
Каменистый	36,0	8,38	3,24	43,80	14,83	0,62	1,65	26,54	99,06	5,2
Глинистый	85,4	8,6	3,54	43,0	14,3	Не опр.	Не опр.	27,6	97,4	5,0
Глинистый	87	13,1	2,26	54,0	4,3	»	»	26,9	100,56	4,1

Примечание. Анализы выполнены в Южноукраинской геологической экспедиции.

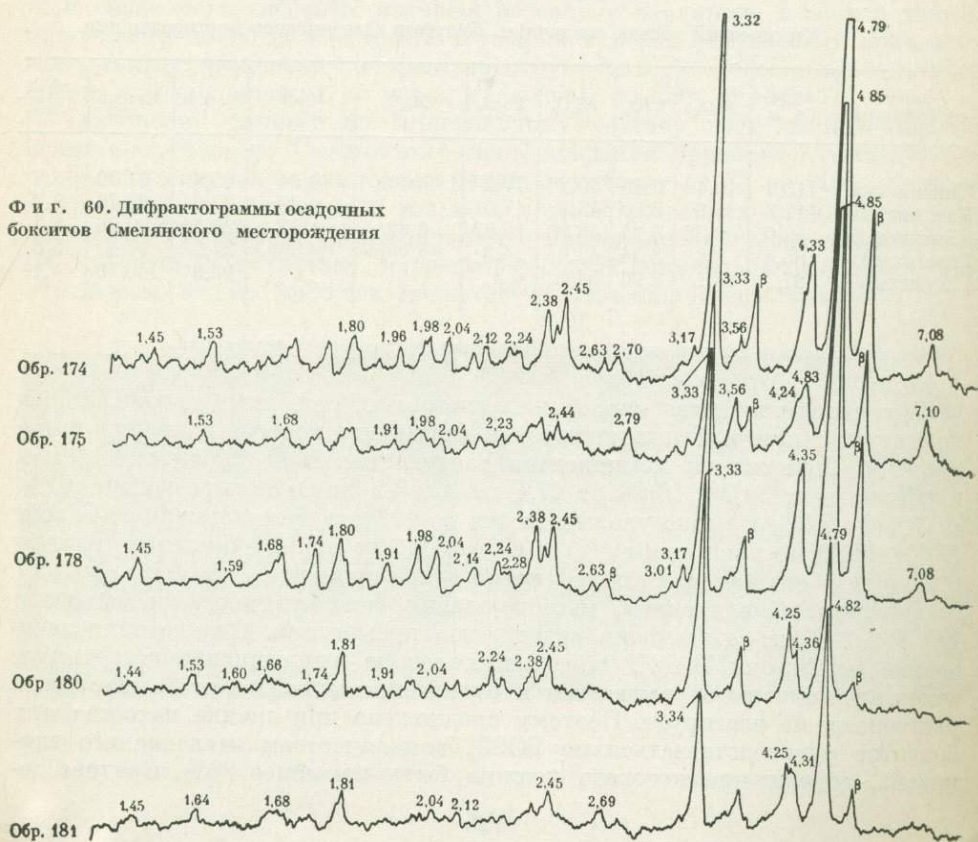
Бокситы отличаются слабой железистостью, большими содержаниями кремнезема, который присутствует в форме кластического кварца и каолинита. Содержания компонентов следующие: Al₂O₃ 35,4—44,1%, при максимальном 39,7%, SiO₂ от 17,4 до 37,9%; Fe₂O₃ не превышает 10%, а TiO₂ 2—3,5% и редко увеличивается до 11% за счет ильменита. Сумма CaO и MgO не превышает 1%, а CO₂ от 0,6 до 1,32%. Вредные примеси серы и фосфора измеряются десятками долей процента.

Бокситы Смелянского месторождения не отвечают требованиям ГОСТ-972-50 из-за высокого содержания кремнезема. Однако технологические испытания ВАМИ показали хорошую выщелачиваемость глинозема с алюминатными растворами и отделяемость кварца, который с этими растворами не реагирует. Поэтому предложено при оценке качества этих бокситов руководствоваться не ГОСТ, а количеством извлекаемого глинозема, содержание которого должно быть не менее 20%. Среднее со-



Ф и г. 59. Кривые нагревания осадочных бокситов и вмещающих пород Смелянской толщи. Вертикальный разрез скв. 140
 Обр. 174, 175, 178, 180, 181, 182 — бокситы;
 обр. 172, 173, 176, 177, 179, 183 — вмещающие породы

Ф и г. 60. Дифрактограммы осадочных бокситов Смелянского месторождения



держание извлекаемого глинозема из бокситов составляет от 18,5 до 39,7%, при среднем количестве 22,44%. Поэтому осадочные бокситы Смелянского месторождения имеют практическое значение как сырье для глиноземной промышленности.

Генезис бокситов

Осадочные бокситы месторождения образовались, как считают исследователи (Басс и др., 1971), в древней речной долине, во время континентального перерыва, который существовал в течение апт-альбского периода. После образования в течение верхнеюрского и начала нижнемелового периода латеритной коры выветривания и остаточных бокситов на основных породах Корсунь-Новомиргородского плутона, произошло эпейрогеническое поднятие района в начале нижнемелового периода. Это привело к понижению базиса эрозии и обусловило заложение древних долин, в которые происходил механический снос латеритных продуктов с окружающих массивов речными и другими потоками. Аккумуляция и пересортировка материала привела к отложению бокситов в долине, в виде пойменного аллювия, и к образованию смелянской бокситоносной толщи.

Прямым указанием на генетическую связь бокситов с корами выветривания основных пород и о механическом способе его переноса являются встреченные в большом количестве в бокситах гиббситизированные реликтовые обломки основных пород, что хорошо подтверждается на имеющемся в нашем распоряжении материале. Об этом свидетельствует также постоянное присутствие ильменита. Однако наличие в бокситах большого количества кластического кварца показывает, что в их формировании принимала участие также кора выветривания пород кислого состава — гранитов-рапакиви, широко развитых вблизи месторождения. Участие коры выветривания последних снизило ценность месторождения.

Форма бокситовых залежей, которые в виде линз вытягиваются по простиранию русла древней долины, косая слоистость в породах, сравнительно хорошая сортировка материала, и вместе с тем отсутствие тонкой параллельной слоистости и накопления органического вещества в бокситовой толще, указывает на то, что формирование бокситов происходило в проточных водоемах. Образование старечного аллювия произошло после накопления бокситового материала. Это подтверждается наличием углистых глин с растительными остатками в отложениях, перекрывших бокситы. Присутствие в бокситах кластических зерен кварца остроугольной формы свидетельствует о слабом перемыве продуктов сноса. Поэтому мы полагаем, что некоторые разности бокситов, занимающие присклоновые участки, являются не аллювиальными, а скорее пролювиальными, которые в виде шлейфов откладывались у подножия склонов, сложенных латеритной корой выветривания. Хотя основным видом переноса глинозема при формировании описываемых осадочных бокситов был механический, участие химического способа перемещения глинозема в бокситах неоспоримо. Это выразилось в перераспределении гиббсита, образовании бобовин, которые следует, по-видимому, связывать с диагенезом бокситов. Самые поздние наложенные процессы привели к сидеритизации, частичному выносу железа, что обусловило их слабожелезистый состав. Причиной слабого накопления железа в бокситах было, по-видимому, обусловлено также участием в формировании бокситов слабожелезистой коры выветривания гранитов.

Аналогами месторождения Смелянского типа в пределах Украины могут быть только многочисленные бокситопоявления — Володарск-Волынское, Звенигородское, Кумаровское и другие.

Для поисков осадочных бокситов месторождений Смелянского типа необходимо сочетание следующих условий: наличие депрессионных форм древнего рельефа речного или овражного типа, выполненных осадками нижнемелового возраста и располагающихся непосредственно или вблизи выветрелых массивов основных пород — лабрадоритов, габбро-норитов, амфиболитов. Более высокосортные бокситы этого же типа следует ожидать в отдалении от массивов кислых пород.

Кедва-Тобыское месторождение бокситов речного типа (Тиман)

Кедва-Тобыское месторождение было открыто геологами Тобысской геологоразведочной партии в 1967 г. Оно расположено в северо-восточной части Южного Тимана, почти на границе со Средним Тиманом. В отличие от ранее известных на Тимане бемитовых бокситов здесь обнаружены и гиббситовые разности, сравнительно редкие для палеозойских отложений (Демина и др., 1970).

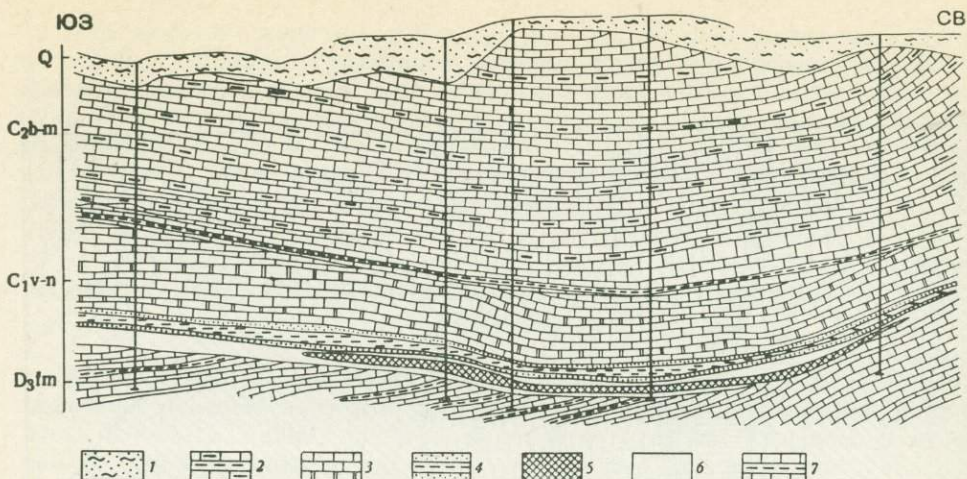
Залежи Кедва-Тобысского месторождения по целому ряду признаков можно отнести к долинным. Они характеризуются пестрой окраской, слоистой, массивной и пятнистой текстурой, псаммитовой, пелитовой и оолито-бобово-обломочной структурой, заметной сортировкой обломочного материала, хорошей окатанностью обломков, каолинит-гиббситовым или каолинит-гиббсит-бемитовым составом с примесью гематита. Залежи имеют пластообразную или линзовидную форму вытянутых долин. Бокситы перекрыты пестроцветной пачкой песчано-глинистого состава и подстилается оолито-бобово-обломочными железными рудами.

Геологическое строение района

В геологическом строении района месторождения принимают участие докембрийские метаморфизованные породы фундамента и породы осадочного чехла, представленные девонскими, в основном карбонатными,

Фиг. 61. Структурно-геологическая схема Кедва-Тобысского участка. Составлена по материалам Г. П. Гуляева и В. Г. Колокольцева

- | | |
|---|--|
| 1—4 — пермская система: | известняки, известковистые глины, доломиты, |
| 1 — казанский ярус ($P_2 kz$), песчаники, глины, | 11 — ухтинская свита ($D_3 fn^{uv}$), гипсы и глин, внизу разреза известняки, глины, алевролиты, песчаники, |
| 2 — уфимский ярус ($P_2 uf$), мергели, доломиты, песчаники, глины, | 12 — сырчойская свита ($D_3 fn^{sr}$), известняки, доломиты, глины, песчаники, |
| 3 — кунгурский ярус ($P_1 kg$), гипсы, ангидриты, доломиты, глины, | 13 — ветласская и бельгонская свиты ($D_3 fn^{vt+bl}$), глины, известняки, битуминозные сланцы, мергели, песчаники, |
| 4 — ассельский (?) — сакмарский ярусы ($P_1 a-S$), доломиты, известняки; | 14 — мендымские слои ($D_3 fn^{mv}$) глины, известняки, битуминозные сланцы, мергели, глины, |
| 5—9 — каменноугольная система: | 15 — доманиковская свита ($D_3 fr^{dm}$), битуминозные сланцы, мергели, глины; |
| 5 — верхний отдел, нерасчлененные отложения (C_2), известняки, доломиты, | 16 — верхний протерозой—кембрий, нерасчлененные (PR_3-Cm) метаморфические сланцы, кварциты, алевролиты, кварцевые песчаники; |
| 6 — средний отдел, нерасчлененные отложения (C_2), известняки, доломиты, глины, | 17 — геологические границы достоверные и предполагаемые; |
| 7 — московский ярус ($C_2 m$), известняки, доломитизированные известняки, доломиты, | 18 — границы несогласного залегания пород; |
| 8 — башкирский ярус ($C_2 b$), окремненные известняки, глины, доломиты, | 19 — тектонические нарушения; |
| 9 — визейский и намюрский ярусы ($C_1 v-n$), известняки, доломиты, гидрослюдяные глины, каолинитовые и бокситовые глины, бокситы; | 20 — бокситы |
| 10—15 — девонская система: | |
| 10 — ижемская свита ($D_2 fm$), песчаники, | |



Ф и г. 62. Схематический геологический профиль Верхнеухтинской бокситовой залежи

- | | |
|--|---|
| 1 — четвертичные отложения (Q), | 4 — песчано-глинистые породы, |
| 2 — глинистые известняки и доломиты (C ₁ b—m), | 5 — бокситы, |
| 3 — известняки и доломитизированные известняки (C ₁ v—n), | 6 — каолиновые и бокситовые породы бокситоносной пачки; |
| 4—6 — терригенная толща (C ₁ v): | 7 — глинистые известняки с прослоями глин и алевролитов (D ₃ fm) |

карбонатно-глинистыми и сульфатными породами, карбонатными и терригенными отложениями каменноугольного возраста, а также четвертичными образованиями.

Докембрийские метаморфизованные породы участка вытягиваются в субмеридианальном направлении в виде узкой Вымской гряды на западе. К востоку и юго-востоку от этой гряды расположена Ухтинская антиклинальная структура, в строении которой принимают участие породы франского и фаменского ярусов. Западная часть крыла осложнена двумя синклиналильными структурами — Тобысской и Кедвинской, сложенными породами каменноугольного возраста (фиг. 61).

Тобысская синклиналь протягивается параллельно Вымской гряде и имеет углы падения крыльев от 1,5—5 до 15—20°. Восточное крыло Тобысской синклинали осложнено синклинальной складкой второго порядка — Ваповской, крылья которой весьма пологи (менее 1°). К последней приурочена Ваповская залежь.

Кедвинская синклиналь расположена кулисообразно к северу от Тобысской, и в отличие от последней, имеет асимметричное строение — полого падающее западное крыло и более крутое — восточное. Верхне-Ухтинская залежь гиббситовых бокситов расположена близ осевой части, на восточном крыле Кедвинской синклинали.

Залежи бокситов Кедва-Тобысского участка располагаются на размытой поверхности нижнефаменских осадочных пород или на их коре выветривания (фиг. 62). Нижнефаменские отложения представлены глинистыми известняками светло-зеленого цвета с прослоями глин грязно-зеленого, табачно-бурого и голубоватого цвета. Выше бокситов залегает терригенная толща визе, сложенная пестроокрашенными песчано-глинистыми отложениями кварцево-слюдяного состава с каолиновым цементом внизу и карбонатным вверху слоя. Мощность этих пород не превышает 8—10 м. Залегаящая выше карбонатная толща состоит из известняков, глинистых и доломитизированных известняков визейского и намюрского ярусов, мощностью 30—40 м. Известняки и доломиты башкирского и московского ярусов образуют 85—150-метровую толщу, перекрытую четвертичными осадками.

Бокситы

В разрезе бокситоносной пачки вблизи Верхне-Ухтинской залежи выделяются: каолинит-серицитовые глины коры выветривания, хрупкие, рассланцованные, снизу зеленые известковистые, сверху пестроокрашенные бескарбонатные. Их мощность непостоянна от 0,2 до 5 м и более.

Выше, на размытой поверхности подстилающих пород, залегает осадочная бокситоносная пачка. Она имеет неоднородное строение, снизу вверх в составе ее выделяются следующие слои:

	Мощность, м
Бобово-оолито-обломочные железные руды, пестроокрашенные гетит-гематит-каолинитового состава	0,2—4
Каолинитовые и бокситовые глины, пестроокрашенные	0,5—2
Бокситы, пестроокрашенные, пелитовые и псаммитовые	1,3—5,2
Бобово-оолито-обломочные породы, каолиновые, обеленные	0,2—3,5

Разрезы Лоимской и Ваповской залежей сходны с приведенными выше, но, наряду со сходством, имеются некоторые отличия. Бокситы Ваповской залежи менее выдержаны, образуют не сплошные пласты, а отдельные линзовидные тела и в разрезе расщепляются каолинит-гидрослюдяными глинами. Кроме того, наблюдается чередование бокситов с преобладанием то гиббсита, то бемита. В кровле Ваповской залежи присутствуют пестроокрашенные каолиновые и бокситовые глины, пронизанные тонкими прихотливыми каналами, возможно, связанными с корневой системой или зонами трещиноватости, вокруг которых происходит интенсивное обеление. Породы оолито-бобово-обломочной структуры здесь отсутствуют. Бокситы залегают неглубоко от поверхности (14—70 м), в то время как в Верхне-Ухтинской они находятся в 200 м от поверхности.

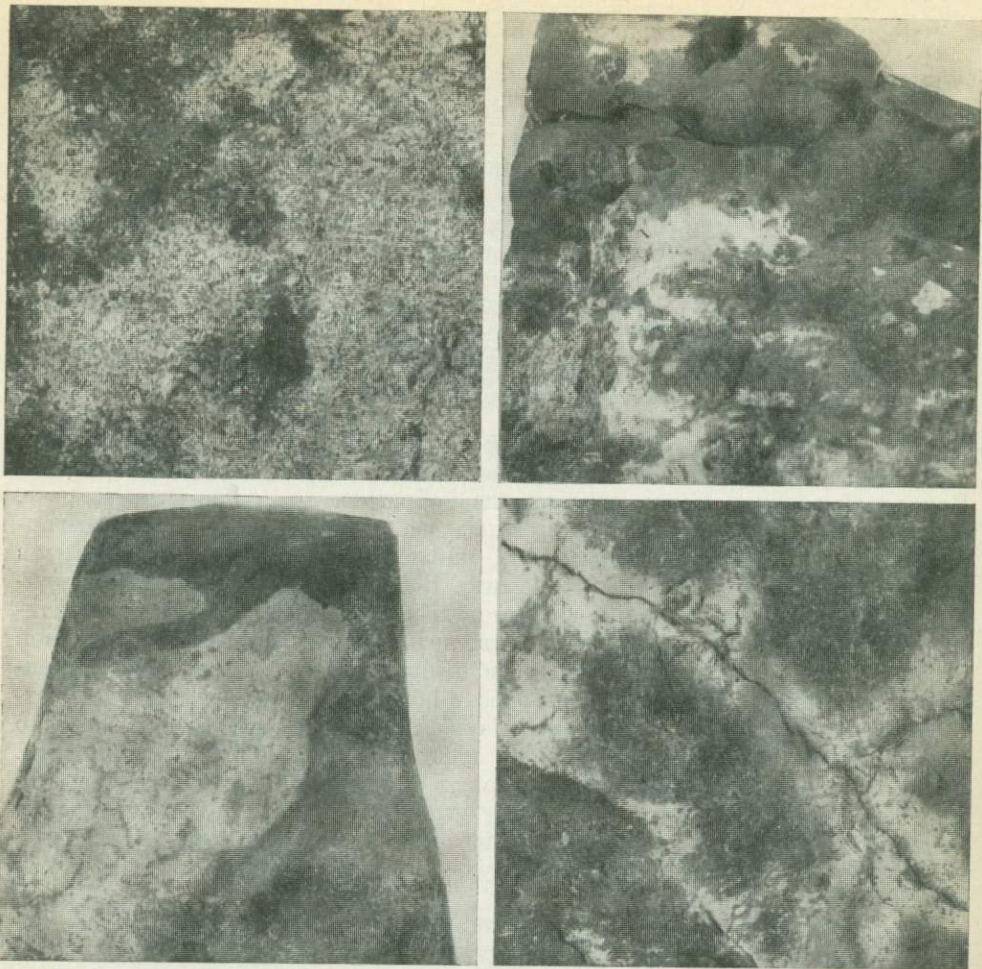
В отличие от тимшерского разреза, в приведенном и во всех остальных на данной площади, отсутствует угленосная пачка, а бокситоносная перекрывается сразу же терригенной пестроцветной пачкой. Бокситы и вмещающие их породы имеют пеструю окраску, в отличие от серых и светло-серых тимшерских.

Наиболее ранние накопления бокситоносной пачки имеют оолито-бобово-обломочную структуру и по составу близки к железной руде гетит-гематитового состава с примесью каолинита и гиббсита. Бокситы имеют более тонкую псаммитовую и пелитовую структуру. В них видна линзовидная слоистость, дифференциация материала по крупности, сравнительно хорошая окатанность обломков. Железные руды располагаются преимущественно на склонах депрессий, глиноземные же породы, перекрывающие их, распространяются несколько дальше, захватывая всю вытянутую депрессию. Перекрывающие их терригенные карбонатно-глинисто-песчаные отложения распространены на значительной площади и знаменуют начало нового трансгрессивного цикла и окончание континентального режима.

Бокситы, железные руды, каолинитовые, бокситовые глины и подстилающие их выветрелые породы представляют собой специфические континентальные образования, которые следует выделить в нижнекаменноугольную бокситоносную формацию.

Рудные тела (бокситов) приурочены к долинообразным вытянутым депрессиям, длина которых в 2—5 раз больше ширины. В разрезе они имеют линзовидную или пластообразную форму. Линзы бокситов заключены в каолиновых глинах.

По структурным особенностям выделяются пелитовые, псаммитовые и гравелитовые (бобово-обломочные) бокситы. Наиболее распространены пелитовые и псаммитовые (фиг. 63). Пелитовые бокситы красно-коричневого и розовато-коричневого цвета с пятнами и полосами почти белого цвета. Сиреневые и бледно-фиолетовые бокситы — более глинистые. Для пелитовых бокситов характерен аргиллитоподобный облик, массивная



Ф и г. 63. Структуры бокситов Кевда-Тобысского месторождения. Штуфы, натуральная величина
 а — псаммитовая, б — бобово-обломочная, в, г — пелитовая (на photographиях виден характер обесцвечивания бокситов)

или пятнистая текстура. Кроме пелитовых частиц, в них присутствуют зерна псаммитовой размерности, составляющие от 10 до 15%, гравий (1—5%) — редкие окатанные обломки, размером 1—3 мм. Бокситы псаммитовой или песчанниковой структуры окрашены в светло-серый, почти белый, сиренево-розовый и розовато-коричневый цвет. Большинство обломков имеет размер от 0,5 до 1 мм. Они окатаны или полуокатаны и представлены обломками боксита, каолиновой глины и их промежуточными разностями.

Среди гравелитовых (бобово-обломочных) бокситов выделяются мелкобобово-обломочные разности, в которых преобладают бобовины и обломки, размером 0,4—2 мм. Они светлые, неравномерно окрашены в розовый, коричневатый-розовый и почти белый цвет. Гравелитовые бокситы с редкими крупными (размером 5—7 мм) бобовинами и обломками отличаются фиолетовой окраской, на фоне которой выделяются краснокоричневые бобовины и обломки, с высоким содержанием глинозема.

Цемент бокситов имеет различную структуру: метаколлоидную, скрытокристаллическую, микробобовую, псевдобрекчиевую. Часто в цементе встречаются обособления округлой и эллипсоидальной формы с нерезкими границами. Тип цемента — базальный и выполнения пор.

По минеральному составу бокситы Кедва-Тобысского участка можно разделить на два типа: каолинит-гиббситовый (бокситы Верхне-Ухтинской залежи) и каолинит-бемит-гиббситовый (Ваповская залежь).

Бемит, гиббсит и каолинит присутствуют в обоих залежах в скрытокристаллической форме. Последняя характерна для всех структурных элементов боксита. Кристаллическим бемитом или гиббситом — образованиями более поздними и свидетельствующими о некоторой миграции глинозема, выполнены трещинки и пустотки в цементе, обломках и бобовинах.

Содержание гематита в породе колеблется. Он точно распылен в боксите. Среди других примесей можно назвать гетит, всегда присутствующие минералы TiO_2 и акцессорные — циркон, турмалин, которыми более богаты бокситы псаммитовой структуры. Кальцит, пирит и углефицированное органическое вещество практически отсутствует (в отличие от тимшерских бокситов).

По химическому составу (табл. 24) бокситы данного типа высокоглиноземистые, кремнистые, железистые: среднее содержание глинозема 50—53%, максимальное 60—65%, кремневый модуль — 2,5—3,5, окислов железа — от 3—4 до 14—15%. Они практически не содержат серы, кальция и органического углерода. Качество бокситов низкое. Они пригодны для производства глинозема и огнеупоров.

Т а б л и ц а 24

Химический (в вес.%) и минеральный (%) состав бокситов Кедва-Тобысского месторождения

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8 (бобовины)	9
SiO_2	15,40	7,23	17,09	14,82	13,38	18,20	16,18	5,25	19,35
TiO_2	3,05	2,45	2,35	3,68	3,10	3,22	2,34	3,36	2,68
Al_2O_3	52,23	34,98	57,39	58,79	66,25	53,42	50,90	37,02	48,75
Fe_2O_3	3,12	39,47	0,43	6,42	1,32	7,74	10,64	40,86	4,56
FeO	Нет	0,37	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
MnO	»	Нет	»	»	»	»	»	»	»
MgO	0,51	»	»	0,50	0,20	0,30	0,40	0,30	0,20
CaO	0,41	»	»	0,42	0,42	0,28	0,28	0,28	0,55
Na_2O	0,19	0,061	0,61	0,15	0,05	0,12	0,054	0,07	0,06
K_2O	0,11	0,066	0,032	0,08	0,04	0,06	0,05	0,04	0,50
H_2O^+	23,80	14,20	21,36	14,03	14,46	15,71	18,98	11,90	22,51
H_2O^-	0,51	0,33	0,29	0,32	0,50	0,34	0,60	Нет	0,60
CO_2	Нет	0,68	0,36	0,30	0,25	Нет	Нет	»	0,26
$S_{общ}$	0,07	Нет	0,08	0,05	0,08	»	»	»	Не опр.
P_2O_5	0,04	0,06	0,04	Нет	Не опр.	Не опр.	0,06	Не опр.	»
$S_{орг}$	Нет	Нет	0,20	0,05	»	0,13	Не опр.	Нет	»
П. п. п.	0,77	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»	Не опр.	»
Сумма	100,21	99,89	100,23	99,61	100,77	99,52	100,48	99,09	100,2
Гиббсит	53,18	30,60	37,56	6,19	—	15,42	32,86	19,87	49,52
Бемит	5,14	11,00	21,53	49,58	65,75	32,78	18,45	23,02	—
Каолинит	33,11	15,82	36,75	31,87	28,77	39,13	34,78	11,28	41,61
Гематит	3,12	39,47	0,43	6,42	1,32	7,74	10,44	40,86	4,62
Двуокись титана	3,05	2,49	2,35	3,62	3,10	3,22	2,34	3,36	2,71
Сумма	97,60	99,38	98,62	97,68	98,94	98,29	98,87	98,39	98,46
Удельный вес, г/см ³		3,155	2,795						
Пористость, %		42,32	34,15						

Аналитики: В. В. Лупанова, В. М. Степашкина, В. В. Кухарчик; пористость определена Е. А. Саниной.

Пятнистая окраска бокситов обусловлена процессами обеления, протекающими частично в диагенезе, но преимущественно в эпигенезе.

Среди вторичных (наложенных) процессов в бокситах широко распространены: обеление, замещение боксита каолинитом и перераспреде-

Таблица 25

Химический (в вес.%) и минеральный (%) состав красных и белых бокситов и оолитов Кедва-Тобьеского месторождения

Компоненты	Бокситы			Оолиты	
	красные	белые	разница	красные	белые
SiO ₂	7,23	17,09	+ 9,86	31,67	39,16
TiO ₂	2,49	2,35	- 0,14	0,89	1,13
Al ₂ O ₃	34,98	57,39	+22,41	31,03	35,63
Fe ₂ O ₃	39,47	0,43	-39,04	21,25	8,34
FeO	0,37	Нет		Нет	Нет
MnO	Нет	»		Следы	Следы
MgO	»	»		1,11	0,59
CaO	»	»		0,29	0,41
Na ₂ O	0,06	-0,61		0,04	0,09
K ₂ O	0,06	0,03		0,08	0,09
H ₂ O ⁺	14,20	21,36		12,39	12,74
H ₂ O ⁻	0,33	0,28		1,51	1,46
CO ₂	0,36	0,30		Нет	Не опр.
S _{общ}	0,08	0,05		Не опр.	То же
P ₂ O ₅	0,04	Не опр.		То же	» »
S _{орг}	0,20	0,05		» »	
П. п. п.	Нет	Нет		» »	0,76
Сумма	99,38	99,44		100,26	100,40
Гиббсит	30,60	37,56		6,29	—
Бемит	11,00	21,53		—	2,75
Каолинит	15,82	36,75		68,09	84,20
Гетит	—	—		16,91	5,80
Гематит	39,47	0,43		6,07	3,12
Минералы					
TiO ₂	2,43	2,35		0,89	1,13
Сумма	99,38	98,62			
Удельный вес, г/см ³	3,155	2,795			
Пористость, %	42,32	34,15			

ление глинозема. Эти изменения в значительной мере влияют на качество бокситовых руд и другие его свойства (Демина, 1971).

Доказательством того, что бокситы обесцвечивались в твердом состоянии, являются полосы и пятна обеления, секущие ранее образованные текстурно-структурные элементы — обломки, бобовины, оолиты и цемент. Наблюдается определенная приуроченность обесцвечивания к тонким трещинкам — путям просачивания грунтовых вод, к корневым системам и, возможно, к водоносным горизонтам.

Просмотр керн скважин Тобьеской и Кедвинской площадей показал, что обесцвеченные участки наблюдаются как в кровле, так и в подошве, и внутри бокситоносного пласта. Сильнее обеляются более грубозернистые разности (псаммитовые, оолито-бобово-обломочные (гравелитовые)). Для них характерно обеление слоями, плотные же пелитовые бокситы обеляются неравномерно — пятнами, сильнее в приконтактных зонах с грубозернистыми породами.

Белые бокситы отличаются от красных более монолитным обликом, меньшей пористостью, а также химическим и минеральным составом. Образование белых бокситов, по-видимому, связано не только с выносом железа, но и с привносом кремнезема, а также с перераспределением глинозема. Замещение каолинитом происходит, по-видимому, как сверху, так и с боков при вертикальном и латеральном привносе кремнекислоты и перераспределении свободного глинозема.

Суммарный эффект этих процессов, приводящих к образованию белых бокситов за счет красных, можно видеть из данных табл. 25. При

равных объемных весах белого и красного бокситов, взятых из одного штуфа, разница в весовых процентах отдельных компонентов свидетельствует о количестве привнесенного и вынесенного вещества: из красного боксита выносятся соединения железа и титана, привносятся глинозем и кремнезем. Суммарный эффект двух процессов: выноса Fe и привноса Si, несмотря на привнос Al, приводил к ухудшению качества бокситов, вследствие уменьшения общего отношения Al к Si. В процессе одного обеления образовывались, как правило, более высококачественные бокситы.

Из сравнения обеленных и необеленных оолитов (см. табл. 27), отобранных в кровле Верхне-Ухтинской залежи, также видно, что при обелении уменьшается количество железистых минералов (гематита) и свободного глинозема, значительно увеличивается содержание каолинита.

Анализируя состав бокситов и обстановку конечных этапов формирования месторождения, приходим к выводу, что на слабо расчлененной (почти выравненной) территории был слабый дренаж. Воды были, по видимому, богаты кремнекислотой, вследствие чего происходил довольно интенсивный синтез каолинита.

Генезис бокситов

Бокситы Кедва-Тобысского месторождения залегают в долинах и относятся нами к аллювию. Предполагается, что материалом для их образования послужили латеритные бокситы, развитые на приподнятых участках карбонатно-глинистых пород фамена.

Присутствие в разрезе оолито-бобово-обломочных железных руд, чередование гиббситовых и бемитовых разностей, глинистые прослои в бокситах с принятых нами позиций о механизме формирования бокситовых месторождений за счет размыва латеритных кор выветривания позволяет рассматривать процесс бокситонакопления, как длительный, характеризующийся неоднократной сменой физико-химических условий при переотложении продуктов выветривания и их накоплении.

В данном случае в условиях формирования осадков древних долин выделяются породы основания бокситоносного пласта — бобово-оолито-обломочные железные руды, которые по существующим представлениям относятся к терригенно-хемогенным образованиям. Породы эти глиноземного состава, существенно терригенного генезиса, судя по их обломочной структуре, впоследствии существенно перерабатывались в осадочном цикле, вначале процессами диагенеза, а затем процессами эпигенеза. Переработка их выражалась в перерастворении минералов глинозема, их последующей раскристаллизации, в перераспределении глинозема и железа и затушевывании первоначально обломочных структур. Изменения, происходящие в постседиментационную стадию, приводили главным образом к ухудшению качества бокситов, благодаря постоянному привносу кремнезема с водами речной системы.

Смену минерального состава бокситов (гиббситовых и бемитовых разностей) можно объяснить чередованием различных физико-химических условий среды. Прослои глини среди бокситов, накопление бокситов и железных руд полностью зависят от тектонических факторов, от условий формирования локальных структур, которые на данном этапе служили источниками терригенного сноса или химической денудации.

Специфика данного типа бокситов, как показало изучение, заключается в принадлежности их к аллювиальной фации, формирование которой осуществлялось в долине. В основе прогнозирования бокситов подобного типа лежат не только их генетические особенности, но и все общие стратиграфические, литологические, тектонические и структурно-морфологические закономерности размещения, характерные для осадочных каменноугольных бокситов обрамления Русской платформы.

Бокситовые месторождения — озерные, застойных водоемов и прибрежно-морские

Месторождения этих типов включает залежи бокситов, сформированные в области седиментации — в различных болотных и озерных водоемах, заложенных в силикатных породах, или в прибрежной части морских бассейнов. Минеральные компоненты, слагающие боксит, приносятся в виде относительно отсортированного терригенного материала, однако не исключена возможность поступления соединений алюминия в виде взвеси и в отдельных случаях в форме растворимых металлоорганических соединений.

Здесь рассматриваются месторождения, бокситы которых связаны с фацией озерных отложений (озерный тип) и с фацией застойных водоемов — стариц, зарастающих озер и болот (тип застойных водоемов). Несколько особняком стоит тип прибрежно-морских месторождений, сформированных, как показывает само название, в прибрежной неглубокой части моря. Сюда относятся специфические диаспорхлоритовые месторождения, известные из Южно-Уральского бокситового района. Они сформированы в условиях миогеосинклинали и в настоящее время установлены лишь в пределах Уральской складчатой области, тогда как месторождения двух других типов приурочены к платформам. Представители их описаны из пределов Северо-Западной (Североонежское месторождение), Тиманской (Тишмерское месторождение) и Воронежской (Висловское месторождение) бокситоносных провинций на Русской платформе. Отдельные представители месторождений этих типов известны и в пределах других провинций. Совсем недавно появились сведения о прибрежно-морских бокситах Висловского месторождения КМА.

В пределах СССР формирование бокситов описываемых типов охватило весьма длительный промежуток времени. Первые представители их известны еще из отложений среднего девона. В частности, на месторождениях СУБРа в верхней части рудного пласта залегают так называемые пестрые бокситы, сформированные в прибрежно-морских условиях, в среднедевонскую эпоху.

В более позднее время эти бокситы отлагались в верхнем девоне, карбоне, а также в разное время в мезозое и кайнозое.

Североонежские месторождения бокситов озерного типа

Группа Североонежских месторождений расположена на территории Архангельской области в непосредственной близости от возвышенностей Ветреного Пояса, сложенных основными породами протерозоя.

Детальное геологическое изучение этого района началось в 1949 г. после того, как Л. Я. Гольдин обнаружил первую коренную залежь бок-

ситов. Это открытие позволило установить стратиграфическое положение бокситовых месторождений и палеогеоморфологические условия их залегания. Благодаря правильно выработанным методам исследования, уже в течение нескольких последующих лет (1950—1955 гг.) Североонежской экспедицией под геологическим руководством М. М. Ермолаева, О. А. Павского, Э. А. Кальберг и А. Н. Ясновой был найден и разведан целый ряд месторождений бокситов. При этом большую роль сыграло широкое применение геофизических методов, позволявших в сравнительно короткий срок выявить наиболее крупные бокситоносные депрессии докарбонного рельефа и установить их связь с понижениями и выступами кристаллического фундамента.

Изучением североонежских бокситов занимались М. М. Ермолаев, Э. А. Кальберг, Е. П. Левандо, К. И. Трубина и другие геологи. Кроме собственных наблюдений, здесь использованы материалы названных исследователей, а также данные геологов Архангельской экспедиции Министерства геологии РСФСР.

Геологическое строение

В структурно-тектоническом отношении Североонежский бокситоносный район приурочен к юго-восточному склону Балтийского щита, переходящего в северо-западное и северное крылья Московской синеклизы. С запада район ограничен невысоким горным уступом Ветреного Пояса, восточное окончание которого в виде плоского плато погружается к юго-востоку под осадочные породы палеозоя.

В геологическом строении Североонежского бокситоносного района принимают участие кристаллические породы протерозоя и осадочные образования кембрия, верхнего девона, нижнего, среднего и верхнего карбона и четвертичной системы.

В состав протерозойской группы входят нижне- и среднепротерозойская подгруппы. Первая из них представлена сильно метаморфизованными и дислоцированными вулканогенно-осадочными образованиями, относящимися к тунгудско-надвоицкой серии. В результате размыва нижнепротерозойских пород в среднем протерозое была сформирована нижняя подсвита Ветреного Пояса, сложенная разнородными песчаниками с редкими прослоями вулканогенных пород, превращенных в зеленые сланцы.

Верхняя подсвита Ветреного Пояса представлена вулканитами преимущественно основного и ультраосновного состава и их метаморфическими производными. Они пользуются в районе широким распространением: слагают возвышенность Ветреного Пояса, примыкающие к нему участки склонов Балтийского щита, а также подстилают толщу осадочных образований палеозоя.

Эффузивный комплекс пород включает ряд разновидностей порфири-тов от оливинового и пироксен-оливинового до диабазового состава, которые в зонах расланцевания превращены в альбит-эпидот-актинолитовые, хлорит-амфиболовые и существенно амфиболовые сланцы. В понижениях кристаллического фундамента залегает кембрийская толща, в нижней своей части представленная гдовскими песчаниками и авлевролитами, а в верхней — ляминаритовыми и надляминаритовыми глинами, преимущественно гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. Мощность кембрийских пород свыше 150 м.

Отложения девонской системы лежат на размытой поверхности кембрия, а иногда непосредственно на породах кристаллического фундамента. По возрасту они относятся к франскому ярусу верхнего отдела. Это устанавливается по составу костных остатков ихтиофауны и результатам спо-

ропыльцевого анализа. Девонские породы сложены пестроцветными глинами с прослоями песков и песчаников. Они отличаются от нижележащих осадков увеличением содержания кварца, слюды, циркона, турмалина, граната, рутила, что связывается с усилившимся во франском веке разрывом гранитных интрузий. Мощность девонских отложений достигает 80 м.

Серия образований нижнекаменноугольного отдела, залегающих на размытой поверхности более древних пород палеозоя или на фундаменте, начинается терригенным комплексом визейского яруса и входящей в его состав бокситоносной толщей, а завершается морскими карбонатными осадками намюра. Мощность этих пород каменноугольной системы около 200 м.

Условно, по аналогии с соседними районами, в толще терригенных отложений визейского яруса выделяются три пачки осадков, сопоставляемые с тульско-алексинским, михайловским и венево-стешевским горизонтами Московской синеклизы. Общая мощность терригенного комплекса 45—55 м.

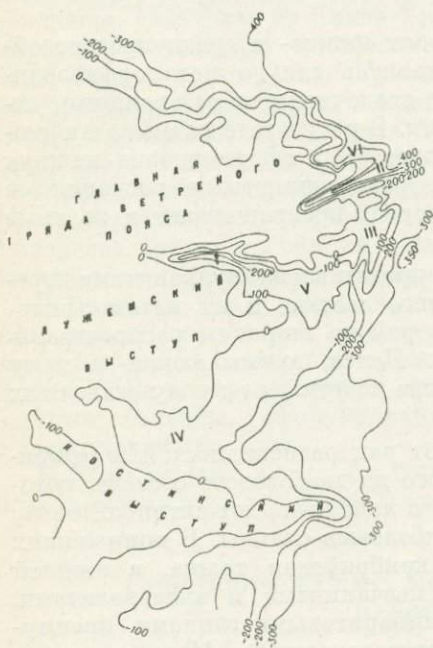
Заканчивается серия нижнекаменноугольных отложений известково-мергелистыми породами намюрского яруса мощностью около 20 м.

Выше располагаются известняки и доломиты среднего и верхнего карбона общей мощностью до 130 м, перекрывающиеся песчано-глинистыми отложениями четвертичной системы.

Палеогеоморфология

Рельеф поверхности кристаллического фундамента неровный. Однако было бы ошибочно считать его происхождение полностью эрозионным. Глубокое сейсмическое зондирование, согласно данным М. М. Ермолаева и других, показало, что фундамент рассечен рядом разломов, не переходящих в осадочную толщу и имеющих в основном северо-западное простирание. Безусловно, в докембрийское время эрозионная деятельность имела место, но вероятно, наиболее эффективно она проявлялась на участках, ослабленных тектоническими разломами. Расчлененный рельеф гряды Ветреного Пояса к началу каменноугольного периода оказался в значительной степени выровненным за счет сглаживания выступов и заполнения углублений кембрийскими и девонскими осадками. Область максимальных высот Ветреного Пояса к этому времени уже представляла собой изрезанную долинами возвышенность с относительным превышением всего в 100—120 м, постепенно переходящую в восточном направлении в пологое мелкохолмистое плато.

К наиболее крупным поднятиям относятся Главная гряда Ветреного Пояса, а также Лужемский и Костинский выступы, разделенные между собой Иксинской и Ширбозерской



Фиг. 64. Карта изогипс (в м) поверхности кристаллического фундамента Североонежского района Депрессии:

I — Хямозерская, II — Малоконовская,
 III — Дениславская, IV — Ширбозерская,
 V — Иксинская, VI — Вахновская

депрессиями (фиг. 64). Кроме упомянутых депрессий, можно назвать Вахновскую, Дениславскую, Малоконовскую, Хязозерскую впадины. Все они относятся к числу унаследованных и вытянуты в направлении, близком к северо-западному, согласно с простираем главной структуры Ветреного Пояса. Наиболее крупные из депрессий имеют ширину около 5 км, длину 15—20 км, при глубине 30—60 м. Абсолютные отметки дна их колеблются от минус 12 до минус 30 м, при среднем превышении рельефа от 30 до 80 м.

Кора выветривания

Крупные перерывы в осадкообразовании, имевшие место в районе Североонежских месторождений в докембрийское и додевонское время не сопровождалось глубоким химическим разложением пород фундамента. В эти периоды происходило образование главным образом монтмориллонитовых глин с незначительной примесью гидрослюд и каолинита.

Только в довизейское время, когда в результате надвигавшейся с юга и юго-востока морской трансгрессии климат стал более теплым и влажным, создались условия, необходимые для образования мощных глубоко химически проработанных кор выветривания. Этому, вероятно, немало способствовал и сформировавшийся к тому времени мягкий холмистый рельеф, который явился благоприятным фактором для нормального течения латеритного процесса, когда накопление элювия начинает доминировать над механическим смывом рыхлых продуктов выветривания.

Кора выветривания обнаруживается на сглаженных вершинах, пологих склонах и частично незначительных понижениях поверхности кристаллического фундамента. Перекрывается она бокситами и бокситовыми породами, глинами веневско-стешевского и железо-бобовыми рудами Михайловского горизонтов, а в отдельных случаях и четвертичными породами. В непосредственной близости от кор выветривания или на них самих осадочные бокситы характеризуются высокой железистостью и крупнообломочным строением. В удалении от источника сноса бокситы, «отмытые» от железа, становятся более светлыми и мелкообломочными.

Из различных типов пород кристаллического фундамента на территории Североонежских месторождений наиболее глубоким преобразованиям при выветривании подверглись хлорит-амфиболовые сланцы, амфиболиты, а также основные породы пироксен-оливинового и диабазового состава.

С точки зрения бокситообразования наибольший интерес представляют коры выветривания хлорит-амфиболовых сланцев и диабазовых порфиритов, верхние горизонты которых сложены конечными продуктами химического разложения — гидроокислами железа и алюминия.

Латеритная *кора выветривания хлорит-амфиболовых сланцев*, мощностью 11 м, была вскрыта в 1970 г. буровыми работами Плесецкой комплексной геолого-разведочной партии на восточном склоне Лужемского выступа и изучена в отделе экзогенных месторождений ИГЕМ АН СССР.

Основная особенность, подтверждающая элювиальный характер продуктов выветривания — это сохранение ими структурно-текстурных черт исходной породы.

Кора выветривания состоит из следующих зон (снизу вверх): монтмориллонитовой, каолинитовой и гетит-гиббситовой. Переход от сланцев к монтмориллонитовой зоне резкий. На расстоянии нескольких сантиметров сланцы, сохраняя свою структуру, превращаются в плотную зеленовато-бурую монтмориллонитовую породу, содержащую остаточные хлорит и гидромусковит. Мощность монтмориллонитовой зоны около 2,5 м.

Т а б л и ц а 26

Химический состав ($\frac{\text{вес. } \%}{\text{г/см}^3}$) и физические свойства пород латеритной коры выветривания хлорит-актинолитовых сланцев Североуральского района

Номер п. п.	Глубина взятия образца, м	Зона	Порода	Объемный вес, г/см ³	Истинная пористость, %	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
1	23,90	Гетит-гиббситовая	Структурный железистый боксит	2,00	37,90	$\frac{9,34}{0,187}$	$\frac{1,00}{0,020}$	$\frac{34,97}{0,699}$
2	27,40	Каолининовая	Структурная глина	1,61	46,46	$\frac{27,52}{0,442}$	$\frac{0,89}{0,014}$	$\frac{29,91}{0,481}$
3	29,70	То же	То же	1,81	41,50	$\frac{31,04}{0,565}$	$\frac{1,37}{0,025}$	$\frac{28,82}{0,524}$
4	32,25	Монтмориллонитовая	» »	1,85	34,82	$\frac{34,75}{0,643}$	$\frac{0,74}{0,014}$	$\frac{20,94}{0,388}$
5	34,70	Материнская порода	Хлорит-актинолитовый сланец	2,74	6,81	$\frac{46,37}{1,277}$	$\frac{0,49}{0,013}$	$\frac{10,44}{0,287}$

В каолининовой зоне, представленной пестроокрашенными глинистыми сланцеподобными образованиями, монтмориллонит и хлорит полностью исчезают, но сохраняется гидромусковит, в незначительном количестве прослеживающийся до самых верхних горизонтов коры выветривания. Мощность каолининовой зоны свыше 5 м.

Гетит-гиббситовая зона сложена бурой, крепкой, а местами очень рыхлой породой, сохраняющей структуру хлорит-амфиболового сланца. В шлифах наблюдаются редкие пластинки гидромусковита, каолинита, единичные зерна сфена. На фоне красно-бурой основной массы породы под микроскопом четко выделяются светлые кристаллы гиббсита. Мощность гетит-гиббситовой зоны достигает трех метров.

На первой стадии выветривания хлорит-амфиболовых сланцев происходит окисление большей части закисного железа и вынос кальция, что объясняется разрушением амфиболов (табл. 26). Хлорит оказывается более устойчивым, связывая в своей структуре еще значительное количество магния. С появлением монтмориллонита резко возрастает содержание низкотемпературной и конституционной воды. Наблюдается накопление алюминия при резком уменьшении количества кремнезема.

Вторая стадия выветривания характеризуется исчезновением хлорита и монтмориллонита и появлением каолинита.

Химические анализы указывают на присутствие незначительного количества свободного алюминия. Почти полностью исчезают магний, кальций. Закисное железо окончательно переходит в окисную форму. Увеличивается содержание конституционной воды при уменьшении низкотемпературной.

В заключительную стадию выветривания происходит распад каолинита на свободные окислы и формирование породы, отвечающей по своему химическому составу железистому бокситу.

Рентгенографически боксит представлен гиббситом и гетитом (фиг. 65). Так как рентгеновским и термическим анализами не установлено присутствие каолинита или кварца, то фиксирующийся кремнезем (9,34%), очевидно, находится в виде аморфной фазы и частично связан в решетке гидромусковита (K₂O—0,74%), мельчайшие чешуйки которого наблюдаются под микроскопом.

Характер изменения по разрезу химического и минерального состава изученных пород, их физических свойств (пелитизация, увеличение пористости, сопровождающееся соответственным уменьшением объемного

Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	Сумма
$\frac{32,31}{0,646}$	Нет	$\frac{0,10}{0,002}$	$\frac{0,49}{0,010}$	$\frac{1,67}{0,033}$	$\frac{0,05}{0,001}$	$\frac{0,74}{0,015}$	$\frac{0,60}{0,012}$	$\frac{17,34}{0,347}$	$\frac{1,40}{0,028}$	100,01
$\frac{26,04}{0,419}$	Нет	$\frac{1,11}{0,018}$	$\frac{0,89}{0,014}$	$\frac{0,41}{0,007}$	$\frac{0,10}{0,002}$	$\frac{2,36}{0,038}$	$\frac{0,53}{0,009}$	$\frac{10,36}{0,167}$	Нет	100,16
$\frac{24,16}{0,440}$	Нет	$\frac{0,30}{0,005}$	$\frac{0,60}{0,011}$	$\frac{0,50}{0,009}$	$\frac{0,14}{0,003}$	$\frac{1,84}{0,033}$	$\frac{0,81}{0,015}$	$\frac{9,91}{0,180}$	Нет	99,49
$\frac{10,93}{0,202}$	$\frac{3,52}{0,065}$	$\frac{0,11}{0,002}$	$\frac{10,37}{0,192}$	$\frac{2,22}{0,041}$	$\frac{0,21}{0,004}$	$\frac{0,87}{0,016}$	$\frac{5,16}{0,095}$	$\frac{9,36}{0,173}$	$\frac{0,79}{0,015}$	99,97
$\frac{2,76}{0,076}$	$\frac{9,50}{0,262}$	$\frac{0,15}{0,004}$	$\frac{14,50}{0,399}$	$\frac{8,48}{0,233}$	$\frac{0,92}{0,025}$	$\frac{0,72}{0,020}$	$\frac{0,65}{0,018}$	$\frac{4,45}{0,123}$	$\frac{0,10}{0,003}$	99,53

веса), сохранение структурно-текстурных особенностей материнской породы, убедительно свидетельствует о том, что мы имеем дело с типичной латеритной корой выветривания.

На железистом боксите залегает почти пятиметровая толща осадочной буро-коричневой глинистой породы с реликтовой обломочной структурой. Основными минералами являются каолинит и гиббсит, хотя каолинит в значительной степени преобладает (85% каолинита, 15% гиббсита).

Не вызывает сомнения, что эта гиббсит-каолинитовая порода представляет собой переотложенные продукты каолинитовой и гетит-гиббситовой зон описанной латеритной коры выветривания.

Латеритная кора выветривания *диабазовых порфиритов* имеет зональное строение. В ней наблюдаются снизу вверх три зоны: слюдисто-монтмориллонит-хлоритовая, каолинитовая и железисто-гиббситовая (Трубина, 1958). Первичная структура материнской породы четко прослеживается в глинистых продуктах выветривания и почти утрачивается в железисто-гиббситовой зоне, сложенной рыхлым охристо-красным материалом. Мощности зон приблизительно равные и колеблются в пределах 5—8 м.

Направленность процесса выветривания *диабазовых порфиритов* аналогична той, что наблюдалась в хлорит-амфиболовых сланцах. В первую стадию происходит разрушение амфиболов, что химически выражается в окислении закисного железа и в резком уменьшении количества кальция (табл. 27). «Слюдистый минерал», развивающийся, по данным К. Н. Трубиной (1958), в основной массе породы вместе с монтмориллонитом является, видимо, ни чем иным как затронутым выветриванием деградированным хлоритом, который из-за своей повышенной интерференционной окраски мог быть ошибочно принят за гидрослюда.

О наличии еще значительного количества хлорита в «слюдисто-монтмориллонитовой» зоне свидетельствует повышенное содержание закисного железа (FeO — 3,9%) и магния (MgO — 9,50%). Содержание же калия, который мог бы войти в состав гидрослюды, напротив низкое (K₂O — 0,87%). Таким образом, если образование гидрослюды и имело место, то оно было весьма незначительным.

В каолиновой зоне, характеризующей следующую стадию выветривания, преобладающим минералом является каолинит. Содержание кремнезема продолжает уменьшаться наряду с накоплением глинозема. Магний

и кальций полностью удалены. Наблюдается интенсивное ожелезнение породы.

В заключительную третью стадию выветривания происходит резкое сокращение количества кремнезема. Кристаллизуется гиббсит. Он замещает каолинит, гидрослюда, а также выполняет трещинки и пустоты. Гидроокислы железа, представленные в основном гидрогематитом, окрашивают породу в красный и буровато-красный цвет. По своему химическому составу продукты выветривания железисто-гиббситовой зоны следует считать железистыми бокситами.

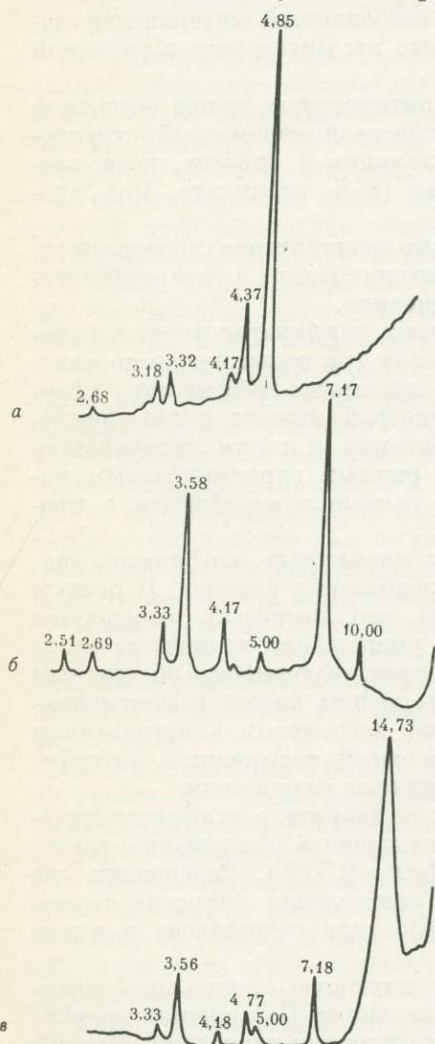
В 1972 г. буровыми скважинами Плесецкой КГРП на южном погружении Лужемского выступа под протвинскими известняками нижнего карбона на глубине 68 м была вскрыта *кора выветривания перидотита*, которая также изучена в отделе экзогенных месторождений ИГЕМ АН СССР. Перидотит, наименее измененная разновидность которого с глубины 118,5 м представлена темной крепкой породой афанитового сложения, состоит из пироксена, оливина, небольших количеств биотита, хлорита, единичных зерен основного плагиоклаза, магнетита и гидроокислов железа.

Оливин с хорошо выраженными характерными шестиугольными очертаниями образует пойкилитовые включения в пироксене или слагает сплошь отдельные участки породы. Размер вкрапленников оливина 0,2—

0,7 мм. Оливин замещен магнетитом и слабо плеохроирующим от бесцветного до зеленовато-голубого серпентином. Наблюдаются опалитовые выделения темно-бурого неопределимого под микроскопом материала.

Макролитологически начальная стадия выветривания выражается в расщеплении породы, заполнении образовавшихся трещин карбонатным материалом и выделении гидроокислов железа. Изменения химического состава породы заключаются в выносе незначительного количества кремнезема, магния, накоплении алюминия, окислении части закисного железа и т. д. (табл. 28). Выше по разрезу химическая направленность этого процесса сохраняется. Закисное железо полностью окислилось, сократилось содержание магния, что связано с начавшимся разрушением серпентина. Породы становятся желтовато-бурой, глинистой, выделения кальцита в трещинах исчезают.

Глинистые продукты выветривания в нижней части профиля представ-



Ф и г. 65. Дифрактограммы природных образцов из различных зон коры выветривания хлорит-амфиболового сланца, Североонежский район

а — гетит-гиббситовая зона,

б — каолинитовая зона,

в — монтмориллонитовая зона

Для получения качественной дифрактограммы из образца гетит-гиббситовой зоны было проведено частичное удаление окислов железа

Таблица 27

Химический состав диабазовых порфиритов и их коры выветривания в Североонежском районе (по К. Н. Трубиной, 1958)

Зона	Глубина взятия образцов, м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Cr ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.
Железисто-гипсбитовая	39,56—40,08	16,59	1,64	36,38	26,88	Нет	Следы	Нет	Нет	0,17	Нет	Нет	17,53
Каолиновая	45,05—45,30	32,74	1,56	29,27	23,54	»	0,18	»	0,14	0,13	»	»	11,28
Слюдисто-монтмориллонит-хлоритовая	52,30—52,60	36,68	0,98	19,27	20,35	»	0,30	»	3,79	0,53	»	»	11,61
Диабазовый порфирит, слабо измененный выветриванием	53,00	35,56	0,81	19,43	14,61	3,90	Нет	0,10	9,50	0,91	0,52	0,87	0,72 *
	57,80	48,72	0,57	12,09	3,92	7,25	0,07	11,70	7,84	1,55	Нет	1,20	5,26

* H₂O⁻ — 5,30; H₂O⁺ — 7,58.

Таблица 28

Химический состав $\left(\frac{\text{вес. } \%}{\text{г/см}^3}\right)$ пород коры выветривания перидотита, Североонежский район

Порода	Глубина, м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	Сумма	Объемный вес, г/см ³
Кора выветривания	68,0	$\frac{26,40}{0,46}$	$\frac{0,40}{0,01}$	$\frac{14,50}{0,25}$	$\frac{39,45}{0,69}$	Нет	$\frac{0,32}{0,01}$	$\frac{1,70}{0,03}$	$\frac{2,94}{0,05}$	0,02	0,14	$\frac{4,89}{0,08}$	$\frac{8,25}{0,14}$	$\frac{0,99}{0,02}$	99,99	1,74
		$\frac{33,50}{0,57}$	$\frac{0,30}{0,01}$	$\frac{12,78}{0,02}$	$\frac{29,73}{0,51}$	»	$\frac{0,48}{0,01}$	$\frac{7,00}{0,12}$	$\frac{1,40}{0,02}$	0,54	1,09	$\frac{4,53}{0,08}$	$\frac{8,79}{0,15}$	Нет	100,14	1,70
	71,5	$\frac{31,96}{0,57}$	$\frac{0,28}{0,01}$	$\frac{8,94}{0,16}$	$\frac{36,32}{0,64}$	»	0,21	$\frac{6,70}{0,12}$	$\frac{0,95}{0,02}$	0,98	1,68	$\frac{4,18}{0,03}$	$\frac{8,11}{0,07}$	»	100,31	1,78
		80,7	$\frac{20,30}{0,42}$	0,17	$\frac{2,85}{0,06}$	$\frac{8,96}{0,18}$	$\frac{0,40}{0,01}$	0,07	$\frac{18,40}{0,38}$	$\frac{16,85}{0,35}$	0,10	$\frac{0,30}{0,01}$	$\frac{3,47}{0,07}$	$\frac{5,71}{0,12}$	$\frac{22,45}{0,46}$	100,12
	86,5	$\frac{32,40}{0,77}$	$\frac{0,40}{0,01}$	$\frac{4,55}{0,11}$	$\frac{10,42}{0,25}$	$\frac{1,40}{0,03}$	Следы	$\frac{26,05}{0,62}$	$\frac{5,73}{0,14}$	0,13	$\frac{0,24}{0,01}$	$\frac{3,50}{0,08}$	$\frac{8,20}{0,19}$	$\frac{6,58}{0,16}$	99,40	2,35
Перидотит	118,5	$\frac{37,15}{1,00}$	0,16	$\frac{3,84}{0,10}$	$\frac{7,00}{0,19}$	$\frac{5,90}{0,16}$	0,12	$\frac{32,40}{0,88}$	$\frac{1,71}{0,05}$	$\frac{0,18}{0,01}$	$\frac{0,15}{0,01}$	$\frac{0,72}{0,02}$	$\frac{10,08}{0,27}$	$\frac{0,80}{0,02}$	100,31	2,71

лены в основном монтмориллонитом ($d_{\text{ест}} = 14,73 \text{ \AA}$; $d_{\text{глин}} = 18,8 \text{ \AA}$; $d_{\text{прок}} = 9,8 \text{ \AA}$) с примесью первичного хлорита ($d_{002} = 7,16 \text{ \AA}$; $d_{003} = 4,73 \text{ \AA}$; $d_{004} = 3,56 \text{ \AA}$).

На склоне монтмориллонитового пика со стороны меньших значений d в области $10,6-11,8 \text{ \AA}$ наблюдается диффузная полоса, которая на дифрактограмме образца, находящегося выше по разрезу, приобретает сравнительно четкие очертания с максимумом интенсивности при $10,68 \text{ \AA}$. После насыщения препарата глицерином этот рефлекс не меняет своего местоположения, но смещается в область 10 \AA после прокаливании при 600° . Такое поведение рефлексов может быть вызвано присутствием смешанно-слоистого образования с беспорядочно переслаиваемыми 10 \AA слюдами и 14 \AA вермикулитовыми пакетами, причем доля последних невелика. Это смешанно-слоистая фаза наряду с монтмориллонитом указывает на минеральный состав упомянутых опацитовых выделений, развивающихся по оливину, биотиту и пироксену. Кроме того, рефлекс с $d = 10,7 \text{ \AA}$ связан с присутствием палыгорскита, характерные волокнистые и параллельно-шестоватые кристаллы которого отчетливо видны на электронных микрофотографиях.

Завершается профиль выветривания рыхлой, сильно ожелезненной породой, интенсивного бурого цвета. Глинистая составляющая представлена каолинитом и монтмориллонитом. В глинисто-охристых продуктах выветривания концентрируется NiO (0,52%) и CoO — 0,044%, в то время как соответствующие значения в исходных серпентинитах составляют 0,14% и 0,025%. В большинстве случаев среднее содержание никеля в промышленных рудах никелевых месторождений коры выветривания варьирует в пределах 1—1,3%, а кобальта 0,03—0,07% (Никитин, Глазковский, 1970).

Как следует из приведенного описания кор выветривания, в районе Североонежских бокситовых месторождений, наиболее благоприятными породами для формирования гиббситоносных профилей являются хлорит-амфиболовые сланцы и диабазовые порфириты, т. е. породы, богатые железом-магнезиевыми алюмосиликатами и особенно хлоритами. При этом гипергенное разложение хлоритов и амфиболов — в данном случае основных породообразующих минералов — происходит не одновременно.

В результате окисления двухвалентного железа в первую очередь выщелачиванию подвергаются амфиболы. При этом по амфиболу развивается монтмориллонит. Перешедшие в раствор кальций и магний создают щелочную среду, препятствующую окислению закисного хлоритового железа и распаду структуры хлорита.

Лишь после выноса кальция и магния возникает нейтральная или близкая к слабокислой среда, что приводит к окислению железа, входящего уже в состав хлорита и разрушению этого минерала с образованием каолинита. Процесс этот происходит одновременно с каолинизацией монтмориллонита. Основываясь на данных рентгеноструктурного анализа, можно сделать вывод о том, что постепенного перехода от амфибола к монтмориллониту и от последнего к каолиниту нет. Отсутствует он, по-видимому, и при каолинизации хлорита.

В отличие от хлорит-амфиболовых сланцев и хлоритизированных диабазовых порфиритов, оливинсодержащие пикритовые породы и их серпентинизированные разновидности, богатые магнием, железом при незначительном содержании алюминия, разлагаются в основном с накоплением окислов железа. Глинистые продукты выветривания представлены здесь монтмориллонитом, смешанно-слоистым образованием биотит-вермикулитового состава и частично каолинитом. Каолинит появляется в верхнем горизонте коры выветривания вслед за исчезновением смешаннослоистой фазы и хлорита. Монтмориллонит остается неизменным и ассоциирует с каолинитом.

Такая устойчивость монтмориллонита вызвана, очевидно, присутствием магния и кальция в его обменных межслоевых пространствах и компенсирующих недостаток положительных валентностей, возникших от замены части Si на Al в тетраэдрах и вхождения Fe³⁺ в виде дополнительного катиона в октаэдрические позиции.

Распространение в Североонежском районе латеритной коры выветривания основных пород позволяет, в свою очередь, рассматривать и серпентинитовые массивы Ветреного Пояса как возможно перспективные с точки зрения концентрации в них кобальта, никеля и железа.

Бокситы

Строение и литологические особенности бокситоносной толщи. Бокситоносная толща входит в состав осадочных отложений тульско-алексинского возраста, приуроченных к понижениям докарбонового рельефа и трансгрессивно залегающих на девонских породах, а там, где они выклиниваются, — на кембрии или непосредственно на коре выветривания основных эффузивов протерозоя (фиг. 66).

В основании бокситоносной толщи залегают пестроцветные и коричневые глины гидрослюдисто-каолинитового состава, представляющие собой переходные породы к глинам верхнего девона и выделенные М. М. Ермолаевым в подрудную толщу нижнего карбона. Одной из характерных особенностей этой толщи является базальный конгломерат, в состав которого входит хорошо окатанная галька каолинистых глин и обломки основных пород, принесенных с близлежащих выступов кристаллического фундамента.

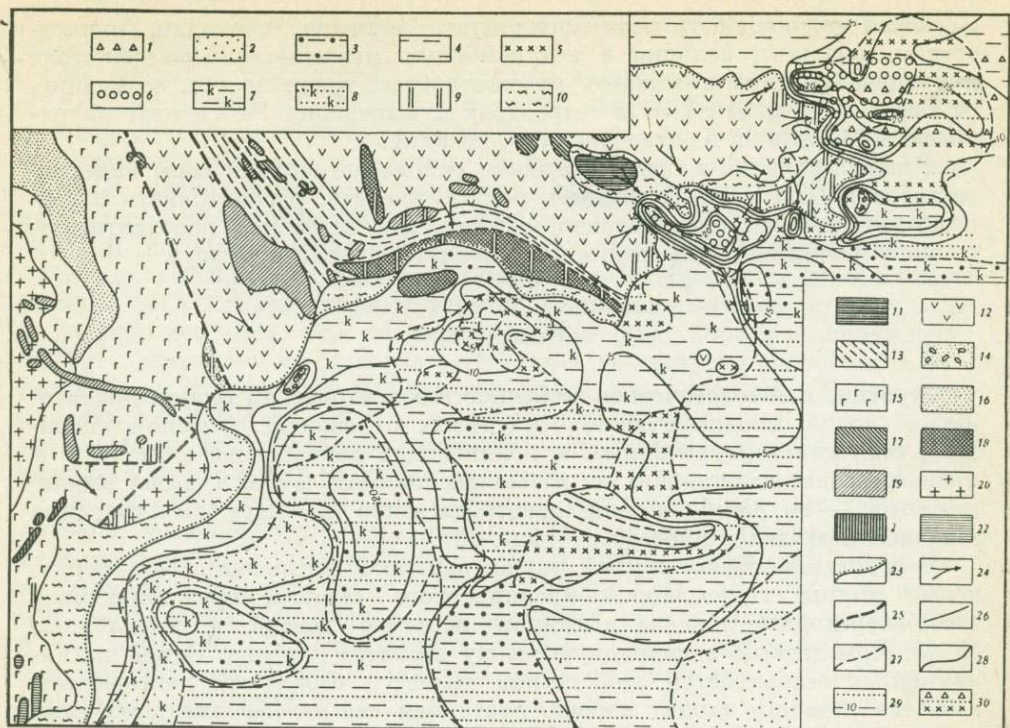
В случае присутствия базального конгломерата, проведение нижней границы каменноугольных отложений обычно не вызывает затруднений. Если базальный конгломерат отсутствует и подрудная толща ложится непосредственно на верхнедевонские осадки, то и в этом случае их можно отличить друг от друга по резкому повышению содержания каолинита, циркона, рутила, при одновременном падении содержания слюд, полевого шпата и др. Мощность подрудной толщи колеблется обычно в пределах первых метров, редко достигая 10—15 м.

На подрудной толще залегают собственно бокситовая толща, в которой различаются обломочные (табл. 29), пелитовые и оолито-бобовые бокситы

Т а б л и ц а 29
Химический состав (в вес.%) бокситов одной из залежей
Североонежского района

Боксит	Удаленность от источника сноса, км	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	Cr ₂ O ₃	П. п. п.	Сумма
Обломочный бурый	0—0,5	16,80	38,65	29,74	2,31	0,23	0,14	0,20	11,59	99,66
Алевропелитовый розовый	2,0	20,3	53,92	4,76	3,31	0,08	0,13	0,20	16,10	98,90

и бокситовые породы (аллиты, сналлиты). Разрез бокситовых залежей начинается чаще всего обломочными бокситами и бокситовыми породами. Кверху размеры обломочного материала уменьшаются и появляются пелитовые бокситы, иногда с растительными остатками, представленными корешками стигмарий. По наблюдениям Е. П. Левандо, на каждой залежи можно выделить от двух до четырех таких седиментационных цик-



Ф и г. 66. Схематическая литолого-палеогеографическая карта района Ветреного Пояса тульско-алексинского времени раннего карбона (по Э. А. Кальберг и др., 1971)

- | | | |
|---|--|--|
| 1 — «сиаллитная брекчия» | кварц-хлорит-актинолитовые и филлитовидные сланцы, | 21 — серпентинизированные метаперидотиты, |
| 2 — пески кварцевые, | | 22 — основные и ультраосновные породы нерасчлененные; |
| 3 — алевриты, | 14 — песчаники и алевриты с прослоями конгломератов; | 23 — границы распространения тульско-алексинских отложений (точки поставлены с внешней стороны контура); |
| 4 — глины, | 15, 16 — тунгудско-надвоицкая серия: | 24 — направление сноса; |
| 5 — бокситовые породы, | 15 — миндалекаменные метадиабазы и сланцы, | 25 — тектонические нарушения; |
| 6 — бокситы, | 16 — песчаники; | 26, 27 — границы: |
| 7 — глины с каолинитом, | 17—19 — среднепротерозойские интрузивы: | 26 — геологические, |
| 8 — пески с каолинитом, | 17 — серпентинизированные метаперидотиты, | 27 — литологические; |
| 9 — кора выветривания, сохранившаяся до настоящего времени, | 18 — метаперидотиты, метапироксениты, габбро-нориты, метагаббро-диабазы, | 28 — изогипсы и их отметки (в м); |
| 10 — песчано-глинистые породы верхнего девона, | 19 — метагаббро-диабазы; | 29 — переслаивание глин и песков; |
| 11 — аргиллиты и алевриты нижнего кембрия; | 20—22 — раннепротерозойские интрузивы: | 30 — переслаивание бокситовых пород, песков и сиаллитовых брекчий |
| 12—14 — средний протерозой, серия Ветреного Пояса: | 20 — плагииграниты, | |
| 12 — пикритовые и другие метапорфириты, метадиабазы и, сланцы | | |
| 13 — кварц-плагноклаз-биотит-хлоритовые, | | |

лов. В основании их наблюдается незначительный переувлажнение нижележащего более тонкого материала.

С удалением от кристаллического массива на восток и на юго-восток, количество обломочного материала уменьшается, а пелитового увеличивается. Циклическое строение бокситоносной толщи объясняется периодическим оживлением эрозивной деятельности в пределах склонов кристаллического фундамента, вызванной вертикальными подвижками местного масштаба.

В кровле бокситоносной толщи залегают оолито-бобовые бокситы и железо-бобовые руды, выделенные в железо-бобовую толщу.

Переход ее к нижележащим бокситовым породам постепенный. Толща представлена коричневато-бурыми каолининовыми глинами с рассеянными в них железистыми бобовинами. Для легкой фракции характерно высокое содержание кварца (до 87%) и полевого шпата (до 23%). Концентрация бобовин достигает порой значительной величины, образуя прослои железо-бобовой руды мощностью до 1 м. Бобовины сложены гетитом и гидрогетитом с примесью гидрогематита. По внешнему виду это бурые и темно-бурые округлые образования с прочной, обычно зеркально-гладкой оболочкой. Нерудная часть бобовин представлена в порядке убывания каолинитом, серицитом, кварцем, кальцитом и доломитом с незначительной примесью хлорита, роговой обманки, апатита и рутила, пропитанных гидроокислами железа.

Химический состав рудного прослоя *

Компоненты	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Вес. %	20,9	0,3	12,3	49,0	0,5	0,5	1,3	0,6
Компоненты	CuO	NiO	ZnO	P ₂ O ₅	V ₂ O ₅	S	П. п. п.	
Вес. %	1,4	0,1	0,1	0,1	0,1	0,8	11,9	

* Анализ средней пробы, весом свыше 2 т. По данным Б. Н. Архангельского, М. М. Ермолаева и др.

За пределами бокситоносного района железо-бобовая толща, мощность которой достигает 20—25 м, выклинивается, замещаясь к северу и юго-востоку карбонатными породами.

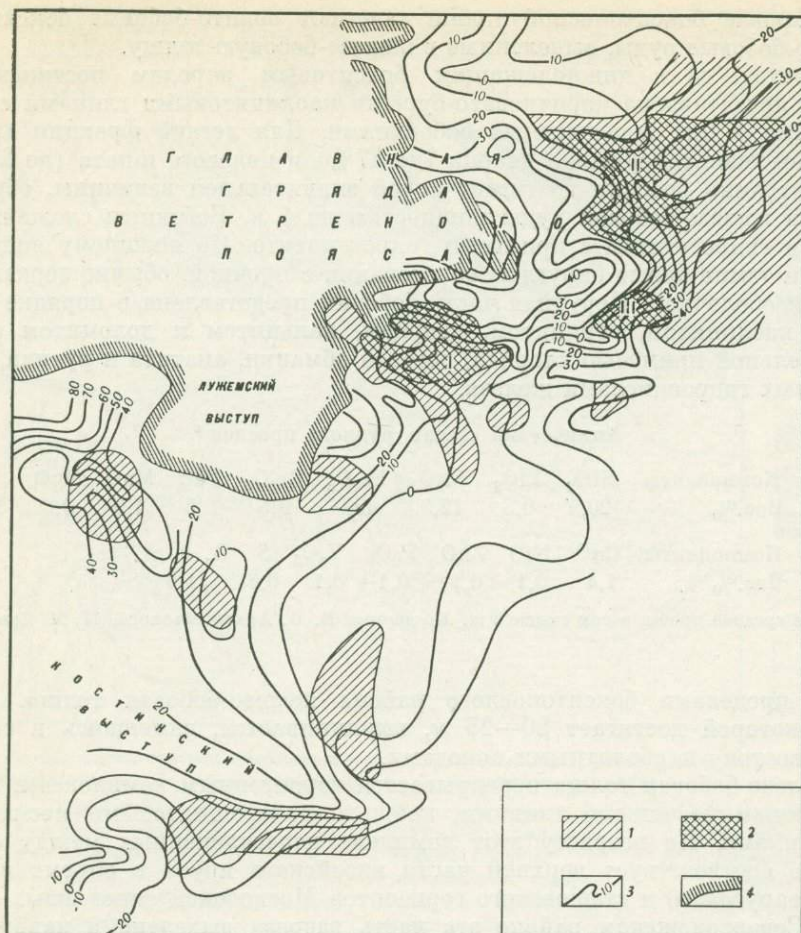
Железо-бобовая толща перекрывается терригенным комплексом, представленным песчаными глинами, кварцево-полевошпатовыми песками и песчаниками. По возрасту этот комплекс нерасчлененных между собой осадков соответствует верхней части визейского яруса в объеме веневского, тарусского и стешевского горизонтов Московской синеклизы.

В Североонежском районе эта часть разреза выделена в надрудную толщу, верхняя граница которой определяется по положению ее в подошве вышележащих карбонатных пород намюрского яруса. Мощность надрудной толщи составляет 10—15 м. На выступах кристаллического фундамента она выклинивается.

Морфология рудных залежей и их приуроченность к элементам палеорельефа. Размещение промышленных залежей бокситов в значительной степени зависело от рельефа поверхности кристаллического фундамента в пределах узкой полосы, обрамляющей восточный край Балтийского щита. Однако непосредственное влияние рельефа имело место лишь в тех случаях, когда бокситовые залежи накапливались на самих кристаллических породах или на их коре выветривания. В большинстве случаев бокситы располагаются на девонских, реже кембрийских отложениях в пониженных участках поверхности осадочного чехла, плащеобразно покрывающего фундамент. Тем не менее наиболее крупные структурные элементы последнего повторяются, хотя и в сглаженной форме в рельефе подкарбонных отложений.

К числу таких структурных элементов, унаследовавших древние протерозойские формы, относится Иксинская, Дениславская, Вахновская, Ширбозерская депрессии и другие, что хорошо видно при сопоставлении рельефа подкарбонных осадков и поверхности кристаллического фундамента (фиг. 67, см. ориг. 64). Формы рудных залежей изменяются от вытянутых до близких к изометричным. Преобладают несколько вытянутые формы с отношением длины к ширине в среднем около 3.

В средней части рудного тела, где мощность залежи максимальная, располагаются наиболее ценные в промышленном отношении бокситы.



Ф и г. 67. Карта изогипс докарбонной поверхности и распространения бокситовой фации Североонежского района (по материалам Архангельского геологического треста)

- | | | |
|---------------------------------|---|--------------------|
| 1, 2 — площади распространения: | 3 — изогипсы докарбонной поверхности (в м); | Месторождения: |
| 1 — бокситовой фации, | 4 — граница распространения каменноугольных отложений | I — Иксинское, |
| 2 — бокситового пласта; | | II — Плесецкое, |
| | | III — Дениславское |

Внешняя оболочка залежи представлена сиаллитами, а промежуточная аллитами.

Очертания рудных тел неровные, заливообразные, в центральных частях наблюдаются «окна» некондиционных бокситов, которыми нередко отделяется одна залежь от другой, что связано с неровностями дна вмещающей бокситы впадины.

Характеристика бокситов. Среди бокситов Североонежского района различаются обломочные, пелитовые и оолито-бобовые разновидности. Цвет их красный, розовый, серый, желтоватый и бежевый до белого.

Обломочные бокситы состоят в основном из обломков пород коры выветривания, размеры которых изменяются от 0,01 мм до нескольких сантиметров. В некоторых из обломков наблюдается структура материнских пород, но сами они уже в сильной степени разрушены и замещены глинистым или бокситовым веществом. Обломочные бокситы, расположенные ближе к источнику сноса, обычно красновато-бурые, сильно ожелезненные, но по мере продвижения к центральной части залежи с уменьше-

нием размеров частиц, они становятся более светлыми и более высокого качества (табл. 29).

Пелитовые бокситы имеют красную до розовой, желтовато-серой и почти белой окраску. Размер частиц не превышает 0,01 мм. Иногда наблюдается слоистость в результате послынного распределения материала различной крупности зерна. Химический состав пелитовых бокситов приведен в табл. 30.

Оолито-бобовые бокситы обычно бурого или буровато-коричневого цвета. Оолиты и бобовины (размером от 1 до 10 мм), слагающие их, состоят из окислов и гидроокислов железа и заключены в каолинит-бемитовый цемент. Промышленного значения эти бокситы не имеют из-за высокого содержания в них железа (Fe_2O_3 до 50% и выше) и небольшой мощности, обычно не превышающей 1 м. Оолито-бобовые бокситы в виде линз располагаются в кровле бокситовой залежи и перекрываются горизонтом железо-бобовых руд или коричневых каолинистых глин, содержащих бобовины.

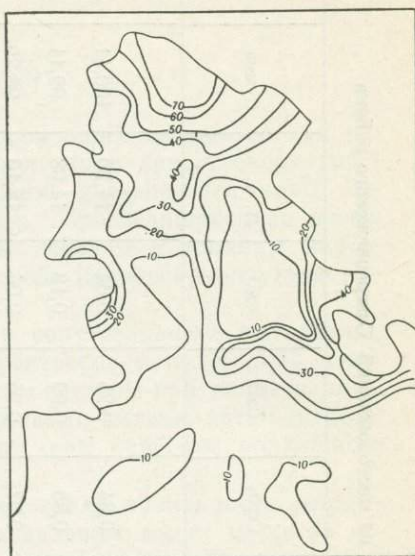
Химический состав североонежских бокситов варьирует в широких пределах: Al_2O_3 — 37—77%; SiO_2 — 1—32%; Fe_2O_3 — 1—39%; TiO_2 — 0,3—4,4%; CaO — 0,1—7%. Среднее содержание основных химических компонентов в технологических пробах по ряду залежей составляет: Al_2O_3 — 53,5%; SiO_2 — 18,4%; Fe_2O_3 — 6,6%; TiO_2 — 2,9%; CaO — 0,5%, т. е. по химическому составу. Североонежские бокситы можно отнести к маложелезистым малокальциевым и высококремнистым бокситам со средним кремневым модулем около трех.

Для североонежских бокситов характерно высокое содержание Cr_2O_3 , достигающее в отдельных пробах 2,5% и даже больше. Содержание Cr_2O_3 увеличивается по мере приближения к склонам кристаллического массива, что непосредственно указывает на связь бокситов с источником сноса — корами выветривания основных пород Ветреного Пояса. О том же свидетельствует и повышенная концентрация в бокситах никеля, марганца, кобальта, ванадия, меди, цинка, т. е. элементов, характерных для основных изверженных пород.

По содержанию главных породообразующих минералов североонежские бокситы относятся к гиббсит-бемит-каолинитовому типу. Кроме того, в них постоянно присутствуют гематит, гетит и в незначительном количестве терригенные кварц, полевые шпаты, турмалин, циркон, рутил, гидрослюда, хлорит и др.

Для основного глиноземного минерала — бемита характерна кристаллическая или коллоидальная формы выделения. Причем последняя является наиболее распространенной особенно в пористых высококачественных разностях бокситов. Здесь бемит часто ассоциирует с каолинитом несовершенной структуры, за счет которого, по мнению Э. А. Кальберг и Е. П. Левандо (1963), он и происходит.

Гиббсит присутствует только в кристаллическом виде, равномерно распределен в бокситовой породе, но иногда образует скопления, выполняя пустотки и трещинки. Он обычно тяготеет к источнику сноса, указывая на свою генетическую связь с гиббситоносными корами выветрива-



Ф и г. 68. Распределение содержания гиббсита (в %) в бокситах на площади одной из залежей Североонежского района (по М. М. Ермолаеву)

Т а б л и ц а 30

Химический состав (в вес.%) бокситов по скважине одного из месторождений Североонежского района

Боксит	Интервал глубин, м		Мощность, м	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	CaO	MgO	П. п. п.	Сумма	Свал.	Свал. в пересчете на SO ₂
	от	до												
Пелитовый	49,15	50,00	0,85	22,62	53,34	6,61	2,71	0,64	0,25	0,04	14,20	100,41	0,14	0,35
	50,00	50,8	0,8	11,98	61,26	5,51	3,42	0,86	0,99	0,12	14,98	99,11	0,57	1,42
	50,8	51,6	0,8	19,8	54,13	5,21	3,09	0,57	0,35	0,04	15,10	98,29	0,19	0,47
	51,6	52,6	1,0	22,24	53,63	3,31	2,55	0,51	0,17	Сл.	16,56	98,97	0,07	0,17
	52,6	53,6	1,0	29,66	43,86	5,99	2,03	0,32	0,10	Сл.	17,64	99,6	0,02	0,05
Мелкообломочный	53,6	54,6	1,0	28,0	45,27	5,99	1,99	0,35	0,09	0,2	17,62	99,51	0,07	0,17
	54,6	55,6	1,0	13,18	58,3	6,99	1,54	0,37	0,48	0,02	18,62	99,5	0,35	0,87
Крупнообломочный	55,5	56,6	1,0	7,38	50,65	8,58	1,50	0,37	4,55	0,07	18,13	91,23	3,28	8,20
	56,2	57,0	0,8	5,68	52,85	8,68	1,54	0,43	5,42	0,23	16,31	91,14	3,90	9,75
Пелитовый	57,0	58,0	1,0	16,98	40,33	19,95	2,39	0,57	0,05	0,16	19,9	100,29	0,08	0,20
	58,0	58,7	0,7	14,34	58,5	4,19	2,90	0,51	0,08	0,11	19,15	99,78	0,07	0,17
Мелкообломочный	58,7	59,4	0,7	9,84	53,84	13,73	2,64	0,99	0,08	0,18	18,51	99,81	0,10	0,25

ния. На ближайшем выклинивании залежи содержание гиббсита достигает 70%, в то время как на противоположном от источника сноса крае рудного тела он почти исчезает (0—10%) (фиг. 68). Содержание бемита, наоборот, увеличивается к средней части залежи и в зоне дальнего выклинивания (40—50%). Содержание каолинита, обычно минимальное в средней части (10—20%), повышается по мере продвижения к окраинным частям рудного тела (до 45%).

Генезис бокситов

О происхождении Североонежских месторождений высказано три гипотезы. Общим для них является положение, что в качестве основного поставщика материала, содержащего глинозем, указываются коры выветривания основных пород Ветреного Пояса, образовавшиеся во время континентального перерыва между верхним девонем и нижним карбоном. Различия заключаются в составе и способе переноса продуктов выветривания.

По мнению М. М. Ермолаева глинозем и сопутствующие ему компоненты переносились в форме коллоидных растворов и отлагались в водоемах. По мере удаления от источника сноса растворы нейтрализовались. При этом в первую очередь, выпадали соединения титана, затем железа, алюминия и, в последнюю очередь, кремния, как наиболее подвижного из этих элементов.

И действительно, в первом приближении такая зональность распределения указанных элементов в бокситовых залежах имеет место за исключением разве что титана, который скорее сопутствует алюминию, чем отделяется от него. Не исключая такой формы переноса вещества, следует отметить, что гипотеза М. М. Ермолаева не учитывает широкого распространения обломочных бокситов. Последнее указывает на то, что продукты коры выветривания переносились главным образом в виде грубых и тонких суспензий.

Э. А. Кальберг, Е. П. Левацко и З. К. Махнач (1971) считают, что обломочный материал, сносимый с водораздельных пространств, имел преимущественно железисто-каолинитовый состав. Отлагаясь во впадинах, этот материал в дальнейшем бокситизировался в процессе диагенетического выноса кремнезема в субаквальной среде, претерпевая наибольшие изменения в центральных наиболее дренируемых участках залежей. Подобную точку зрения высказал В. В. Гончаров (1956) относительно происхождения Тихвинских месторождений бокситов.

К. Н. Трубина (1958) и Г. И. Бушинский (1971) предполагают наличие в верхних горизонтах коры выветривания гиббситовой зоны, продукты которой переносились временными потоками и отлагались в понижениях рельефа, главным образом озерных водоемах. Относительное обогащение бокситов глиноземом Г. И. Бушинский связывает с процессом удаления из них железа под влиянием восстановительной среды, создаваемой разлагающимися растительными остатками.

По нашему мнению, латеритные гиббситоносные коры выветривания, наличие которых бесспорно, прямо указывают на образование бокситовых месторождений путем переноса и отложения латеритного материала. Причем обломочная и пелитовая структуры бокситов свидетельствуют о транспортировке бокситового вещества преимущественно в форме грубых и тонких суспензий.

Грубый материал отлагался в непосредственной близости от источника сноса в незначительных понижениях рельефа, а тонкая бокситовая муть уносилась дальше к центральным частям озерных водоемов.

Генетическая связь осадочных бокситов с гиббситоносными корами выветривания подтверждается составом бокситовых пород, расположен-

ных в зоне ближнего выклинивания, их высокой железистостью, наличием крупных латеритных обломков с реликтовой структурой материнских пород, повышенным содержанием Cr, Ni, Mn, Co, Cu — элементов, характерных для основных изверженных пород.

Направление поисков

Изложенный выше материал позволяет наметить основные направления дальнейших поисков бокситовых залежей в пределах Североонежского района. Очевидно, перспективны площади, включающие замкнутые котловины на докарбоновой поверхности вблизи склонов кристаллического фундамента, погребенных под нижнекаменноугольными отложениями и сложенных преимущественно основными породами. К таким площадям следует отнести ингрессионные контакты нижнекаменноугольных отложений с зелеными сланцами северного и южного склонов Костинского выступа и пикритовыми метапорфиритами южного и юго-восточного склонов Лужемского выступа. Подтверждением этому служат как закономерности размещения основных месторождений бокситов региона, так и недавно обнаруженные бокситопоявления и находки бокситоподобных пород в пределах указанных территорий.

Бокситы осадочного происхождения на Висловском месторождении

Висловское и другие месторождения латеритных бокситов включают подчиненное количество тел озерного и озерно-болотного, равно как склонового и прибрежно-морского типа. Эти образования представляют значительный интерес и заслуживают описания вследствие того, что на Висловском месторождении хорошо может быть прослежена связь осадочных бокситов с латеритными корами выветривания и остаточными бокситами, за счет разрушения и переотложения материала которых они образованы.

Среди осадочных бокситов КМА выделены следующие генетические типы: а) озерно-болотные, б) делювиально-пролювиальные (склоновые) и в) прибрежно-морские (Хожаинов, Акаемов, 1966; Хожаинов, Акаемов, 1968; Никитина, 1957, 1968; Вишняков и др., 1964; Клекль и др., 1965; Одокий, 1971). По отношению к остаточным бокситам они имеют ограниченное развитие, составляя примерно 15—20%. На территории КМА осадочные бокситы встречены на Ольховатском, Гостищевском, Яковлевском и Висловском месторождениях. На Висловском месторождении наибольшим распространением пользуются озерно-болотные и делювиально-пролювиальные типы бокситов и значительно меньшим — прибрежно-морские, которые пока еще не установлены на других месторождениях КМА.

Осадочные бокситы Висловского месторождения приурочены к визейским отложениям нижнекаменноугольной эпохи. Они перекрыты мощной толщей нижнекаменноугольных, юрских, меловых, палеогеновых и четвертичных отложений.

Ввиду того, что происходит постепенное погружение кристаллического фундамента в юго-западном направлении, мощность перекрывающей осадочной толщи соответственно увеличивается с северо-востока на юго-запад. На Висловском месторождении абсолютные отметки кристаллического фундамента изменяются от —318 на севере до —470, —530 м на юго-западе. Мощность осадочного чехла достигает 500—750 м с постепенным увеличением в юго-западном направлении.

Непосредственно кору выветривания на месторождении перекрывают отложения визейского яруса, к нижним горизонтам которого приурочены

осадочные бокситы, бокситовые породы и железо-алюминиевые руды. Стратиграфическое расчленение каменноугольных отложений Висловского месторождения было произведено Л. С. Богуновой (1970).

Визейский ярус представлен тульским (яснополянский надгоризонт), алексинским, михайловским, веневским (окский надгоризонт) и тарусским, степешевским и протвинским (серпуховский надгоризонт) горизонтами, общей мощностью до 150 м. Распространенным на месторождении является окский надгоризонт.

Тульский горизонт сохранился в пониженных участках докембрийского фундамента. Его отложения встречены в отдельных скважинах. Состоит из песчано-глинистых отложений с прослоями углей, бокситовых пород и переотложенных железных руд.

Алексинский горизонт наиболее широко распространен на месторождении. Представлен он органогенно-детритусовыми известняками, небольшими линзами глин, мергелей, углей и песчаников. В пониженных участках и вблизи железорудных полос встречаются конгломерато-брекчии с карбонатно-железистым цементом и шамозитом. Вблизи развития остаточных бокситов распространены осадочные бокситы. Мощность горизонта около 10—15 м.

Михайловский горизонт почти полностью перекрывает всю площадь за исключением самых возвышенных участков. В основании пород горизонта залегают глины и аргиллиты, выше по разрезу — карбонатная толща, представленная органогенно-детритусовыми известняками. В основании пород горизонта местами наблюдаются линзы осадочных бокситов. Мощность этих отложений примерно 14 м.

Отложения алексинского и михайловского горизонтов местами непосредственно ложатся на кору выветривания.

Веневский горизонт сложен равномерным переслаиванием известняков и глин. В основании его находятся известняки зеленоватого цвета, являющиеся маркирующим слоем, приуроченным к границе между веневским и михайловскими горизонтами. Мощность толщи равна 20 м.

Тарусский и степешевский горизонты слагаются в основном чистыми перекристаллизованными органогенными известняками, кавернозными, с желваками кремня и с незначительными прослойками глин. Мощность этих горизонтов достигает 55 м.

Заканчиваются нижнекаменноугольные отложения кавернозными перекристаллизованными известняками протвинского горизонта, мощность которого порядка 14 м.

Осадочные бокситы Висловского месторождения генетически связаны с латеритной корой выветривания пород кристаллического фундамента. Она широко распространена в пределах месторождения, как и на всей антеклизе. Подробная характеристика коры выветривания на разных породах, строение профилей и ее зон были приведены выше. В связи с этим отметим только, что мощная латеритная кора выветривания с хорошо развитой верхней зоной остаточных бокситов распространена на филлитовидных сланцах биотит-серицитового состава, которые широко распространены на описываемом месторождении. Она и явилась источником материала при формировании осадочных бокситов.

По условиям залегания осадочные бокситы имеют непосредственную пространственную связь с элювиальными бокситами, располагаясь на их склонах и во впадинах. На площади Висловского месторождения осадочные бокситы и бокситовые породы, как и элювиальные бокситы, в основном приурочены к висячему борту залежей богатых железных руд и примыкающим к ним сланцам PRk_{2-3} . Единичными скважинами они были установлены и в лежащем борту залежи, на алевритистых сланцах K_1 .

На схематической геологической карте коры выветривания (см. фиг. 5) были выделены основные залежи осадочных бокситов и бокситовых пород (аллитов).

В плане залежи представлены отдельными линзообразными разрозненными телами. Отдельные залежи представляют собой выклинивающиеся пластообразные тела, обладающие неправильной формой в плане и протягивающиеся по простиранию вдоль непрерывной полосы элювиальных бокситоносных продуктов кор выветривания. Осадочные бокситы больше тяготеют к восточной части элювиальных бокситов. В разрезе осадочные бокситы залегают на остаточных (элювиальных) бокситах или на коре выветривания докембрийских пород в виде небольших лентообразных разрозненных тел, сменяющихся по простиранию конгломерато-брекчиевыми железными рудами.

Делювиально-пролювиальные бокситы склонового типа являются продуктами переотложения элювиальных бокситов и приурочиваются в основном к пологим склонам рельефа или к их подножиям и редко спускаются во впадины. Наибольшая мощность достигается в пониженных частях рельефа. Рудные тела не выдержаны по мощности, перемежаются с линзами осадочных богатых железных или железо-алюминиевых руд. Обычно переотложенные железные руды подстилают или перекрывают осадочные бокситы. Выше по склону мощность бокситовых тел заметно уменьшается, и в самых верхних частях склона они переходят в бокситовые породы (аллиты). Мощность делювиально-пролювиальных бокситов не превышает 2,5—3 м. Они обычно зеленовато-серые, серые, зеленовато-бурые. Серые и зеленовато-серые бокситы отличаются каменистым обликом. Они более плотные, чем другие разности из-за повышенного содержания шамозита. Структура их обломочная. Обломки угловатые, полуокатанные, иногда имеют продолговатую форму, не отсортированные, вверх по склону размерность их увеличивается. Величина обломков не превышает 2—3 см. Ориентировка их беспорядочная.

По минеральному составу — это обломки элювиальных бокситов, каолино-гидрослюдистых продуктов переотложения коры выветривания и железорудный материал (фиг. 69). Обломки сцементированы глинистым бокситовым материалом, состоящим из минералов свободного глинозема, каолинита и шамозита. Постоянными сопутствующими минералами являются сидерит, гематит и мартит. Кривые нагревания делювиально-пролювиальных и других видов бокситов изображены на фиг. 70. Там, где количество железорудных составляющих увеличивается, бокситового материала становится меньше и возникают промежуточные разности — железо-алюминиевые руды (фиг. 71). Под микроскопом видно, что основным минералом свободного глинозема является бемит, встречающийся как в форме



Ф и г. 69. [Боксит делювиально-пролювиальный, неассортный, Висловское месторождение. Натуральная величина

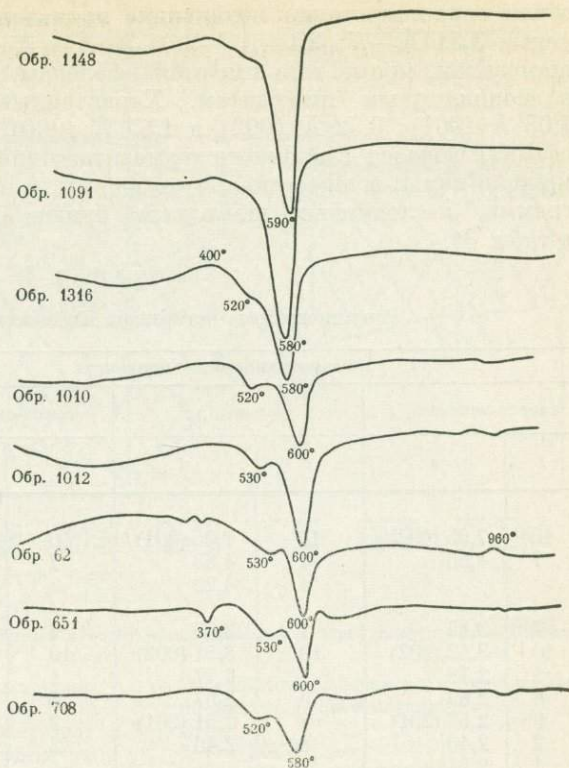
Обломки:

а — рудные,

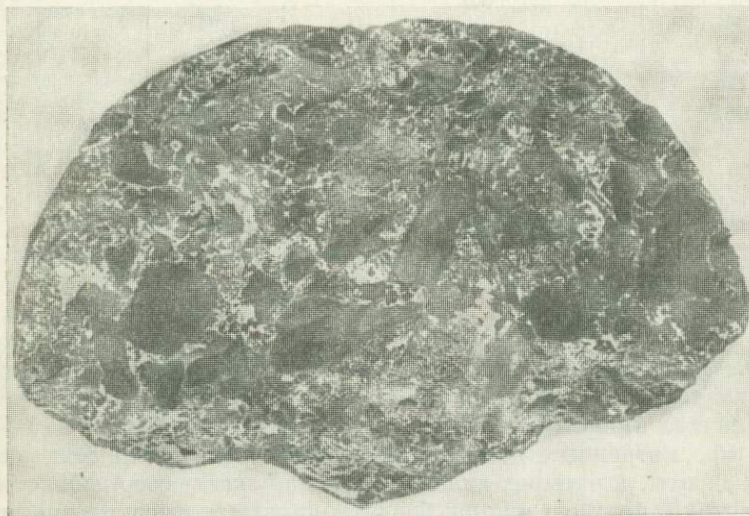
б — сланцевые; цемент глинисто-бемит-шамозитовый

Ф и г. 70. Кривые нагревания осадочных бемитовых бокситов Вислового месторождения

Обр. 1148, 1091, 1316 — озерно-болотные бокситы, тонкодисперсные;
обр. 1010, 1012 — озерно-болотные бокситы с редкими обломками;
обр. 62, 651, 708 — делювиально-пролювиальные бокситы



Ф и г. 71. Конгломерато-брекчиевая железо-алюминиевая руда, Вислового месторождения, скв. 1505



метаколлоидных, так и кристаллических разностей. Цементирующая масса представлена пелитоморфным бемитом в смеси с шамозитом и каолинитом, тонкодисперсными минералами окиси и гидроокиси железа.

Помимо бемита широко развиты шамозит, сидерит и в незначительной степени каолинит. Нами были выделены монофракции шамозитов из пород осадочной толщи. Это шамозиты более поздней генерации инфильтрационно-прожилкового типа из рудной брекчии обр. 2, из сидерит-шамозит-слюдистой породы обр. 1 и из обломочного шамозитизированного аллита обр. 3. Рентгеноструктурное исследование показало, что данные шамозиты представляют смесь двух форм — моноклинной и ортогональной,

о чем свидетельствуют интенсивно проявленные на рентгенограмме рефлексы $2,51 \text{ \AA} - 7$; $2,14 \text{ \AA} - 2$; $1,76 \text{ \AA} - 3$, свойственные ортогональным шамозитам, кроме того имеются рефлексы такие как $2,40 \text{ \AA}$, относимые к моноклинным шамозитам. Характерные для шамозитов рефлексы $7,05 \text{ \AA} (001)$; $3,52 \text{ \AA} (002)$ и $1,55 \text{ \AA} (060)$ сильно проявлены на термограммах. Образец эталонного шамозита, приведенного Бриндли, содержит моноклинную и ортогональную формы в соотношении 1:2. Рентгенограммы исследуемых шамозитов близки к эталонным и приведены в табл. 31.

Т а б л и ц а 31

Рентгенограммы шамозитов Висловского месторождения

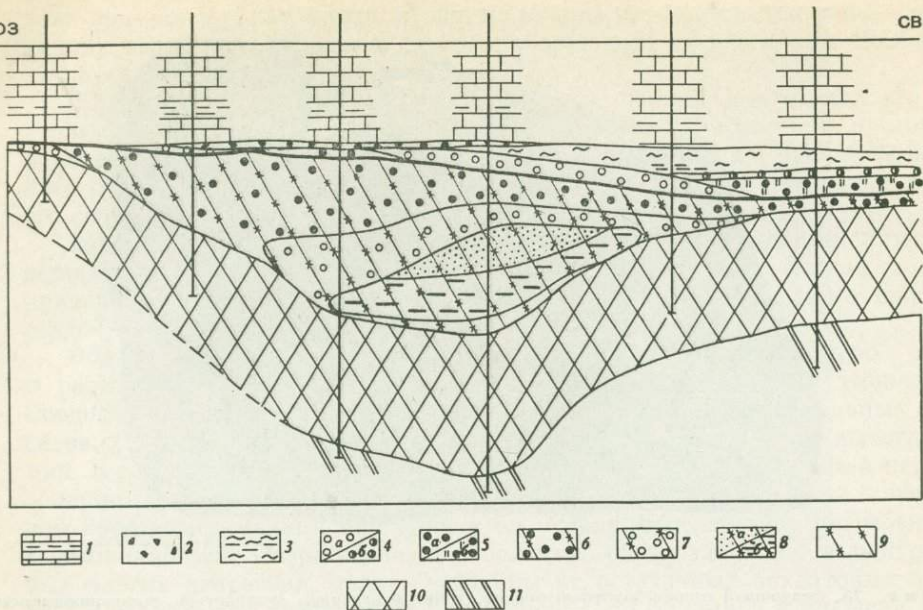
Инфильтрационные шамозиты						Эталоны по Г. Бриндли (1965)	
светло-зеленый, 1		зеленый, 2		темно-зеленый, 3		I	d
I	d	I	d	I	d		
10	7,05 (001)	10	7,05 (001)	10	7,05	10	7,05 (001)
7	4,66	7	4,63	7	4,66	2	4,67 (020)
		1	4,20			1/2	4,28
						1	3,90
7	3,85	7	3,85	7	3,85		
10	3,52 (002)	10	3,51 (002)	10	3,52	10	3,52 (002)
1	2,78	1	2,77	1	2,78	1	2,80
8	2,69	9	2,67	8	2,69	4	2,67 (200)
9	2,52 (201)	7	2,51 (201)	9	2,52	9	2,519 (200)
2	2,40	8	2,40	2	2,40	4	2,40
1	2,34			1	2,34	1/2	2,337
3	2,145 (202)	2	2,16	2	2,145	6	2,14 (202)
		6	2,007			1	2,01
1	1,941			1	1,941		
		1	1,883				
2	1,766	3	1,766	2	1,766	4	1,768
3	1,719	4	1,719	3	1,719		
3	1,664	3	1,664	3	1,664	1/2	1,665
9	1,552	9	1,55 (060)	9	1,552	7	1,555 (060)
						3	1,521
7	1,518	6	1,519	7	1,519		
1	1,492	1	1,474	1	1,492	1	1,473
4	1,421	5	1,423	4	1,421	1	1,425
1	1,355	3	1,351	1	1,355	1/2	1,347

Аналитик С. И. Берхин.

Озерно-болотные бокситы залегают в пониженных частях рельефа, во впадинах. В разрезе глубина впадин достигает от 5 до 45 м. Впадины не всегда имеют симметричное строение. Размах бортов 150—300 метров. Из просмотренных нами скважин, которыми были встречены осадочные бокситы, в четырех скважинах обнаружены озерно-болотные бокситы. Из них в двух скважинах бокситы являются высококондиционными с содержанием Al_2O_3 до 75%, при мощности 6 и 10 м.

В остальных двух скважинах бокситы менее высокосортные, содержащие 45—50% Al_2O_3 , обладающие мощностью 9 и 2 м. Условия залегания осадочных бокситов показаны на разрезе (фиг. 72). На приведенном разрезе осадочные бокситы перекрывают верхние зоны латеритной коры выветривания сланцев и железистых кварцитов. Последние образуют ядро пологой микроскладки в кристаллическом фундаменте.

Кора выветривания сланцев представлена гидрослюдисто-каолинитовой, каолинитовой зонами и зоной остаточных бокситов и аллитов. Железистые кварциты превращены в богатые железные руды, которые ниже переходят в мартитизированные железистые кварциты. Озерно-болотные



Ф и г. 72. Геологический разрез осадочных и остаточных бокситов и коры выветривания Висловского месторождения

- | | |
|---|--|
| 1 — известняк с прослоями углистых глин ($C_1 ok$); | 7 — зона остаточных бокситовых пород (аллит) по филлитовидным сланцам; |
| 2 — конгломерато-брекчиевая железная руда; | 8 — зоны: |
| 3 — каолинит-шамозитовые глины с сидеритом и остатками углей; | а — каолинитовая, |
| 4 — осадочные бокситовые породы (аллиты): | б — гидрослюдисто-гидрохлоритовая; |
| а — делювиально-пролювиальные, | 9 — неизменные филлитовидные сланцы ($PR_1 K_2^5$); |
| б — озерно-болотные; | 10 — зона богатых железных руд по железистым кварцитам; |
| 5 — осадочные бокситы: | 11 — зона мартитизированных железистых кварцитов |
| а — делювиально-пролювиальные, | |
| б — озерно-болотные; | |
| 6 — зона остаточных бокситов по филлитовидным сланцам ($PR_1 K_2^5$); | |

бокситы залегают во впадине, полого погружающейся в северо-восточном направлении. Они переходят в делювиально-пролювиальные аллиты и бокситы, тела которых приурочиваются к пологим склонам рельефа. Описываемые бокситы макроскопически серого, зеленовато-серого, иногда почти белого цвета, сухаристые или глиноподобные (фиг. 73). Отличительной особенностью бокситов, занимающих центральные части впадины, является почти полное отсутствие обломочного материала. Кроме того, сами обломки становятся округлыми и малозаметными. Основная масса цементирующая представлена тонкодисперсным веществом шамозит-каолинит-бемитового состава.

Толща озерно-болотных бокситов перекрывается аргиллитовыми породами каолинит-шамозит-гидрослюдистого состава. Глины характеризуются большим количеством шамозита и пиритизированными углистыми остатками. По минеральному составу озерно-болотные бокситы однообразны и представлены шамозит-бемитовыми разновидностями. Минеральный состав осадочных бокситов изучался В. И. Спиротиним, В. С. Дедовым (1970) и Н. П. Хожайновым, С. Т. Акаемовым (1968). Под микроскопом видно, что они слагаются метаколлоидным или тонкодисперсным бемитом, находящимся в тесном прорастании с шамозитом и каолинитом. Наблюдается также тонкодисперсное «пронитывание» цементирующей массы углистым веществом. Из акцессорных минералов встречаются циркон, рутил. Характерно присутствие таких минералов, как сидерит, шамо-



Ф и г. 73. Осадочный озерно-болотный боксит, тонкодисперсный, сухаристый, высококондиционный. Висловское месторождение, скв. 1147. Naturalная величина

зит, пирит, а также прослой углефицированных растительных остатков и углей.

Среди бокситов этого типа выделяются две разновидности: а) высококондиционные и б) низкокондиционные. К первым относятся белые, серые, сухаристые иногда пористые, тонкозернистые, порою трудно отличимые от элювиальных бокситов. У них кремневый модуль составляет 15—20. В низкокондиционных — кремневый модуль около 2,5. Они более массивные, с более высоким содержанием шамозита и каолинита и отличаются незначительным количеством обломков.

Прибрежно-морские бокситы и бокситовые породы на Висловском месторождении впервые были обнаружены и описаны Н. П. Хожайновым, С. Т. Акаемовым, В. Н. Бунеевым (Хожайнов, Акаемов, 1968).

Макроскопически они серого, зеленовато-серого и буроватого цвета, кавернозные и уплотненные, иногда с мульдобразной косою слоистостью. Эти породы имеют мелкообломочное строение. Обломки угловатокатанной формы шамозит-гипсбитового, каолинит-гидрослюдистого состава. Встречаются обломки, сложенные рудным веществом — продукты перетложения богатых железных руд. Прибрежно-морские бокситы характеризуются присутствием в них фауны брахиопод. По химическому составу эти бокситы низкосортные. Мощность их не превышает 1—2 м. Прибрежно-морские бокситы и бокситовые породы на месторождении имеют ограниченное распространение. Они не встречены на других месторождениях в пределах Белгородского района на Воронежской антеклизе.

Химический состав осадочных бокситов. Содержание глинозема в делювиально-пролювиальных бокситах колеблется от 28 — до 45%. Средний кремневый модуль равен 3. В бокситах озерно-болотного типа, высококондиционных, содержание Al_2O_3 отмечается до 75%. Среднее содержание Al_2O_3 55—60%. В низкокондиционных бокситах этого же типа Al_2O_3 40—45%. Среднее содержание Al_2O_3 в бокситах прибрежно-морского типа не превышает 35—40%.

Кремнезем содержится в количестве от 2 до 25%. Большой его процент (до 25%) приходится на делювиально-пролювиальные бокситы и снижается до 2—3% в озерно-болотных. Среднее содержание SiO_2 в делювиально-пролювиальных бокситах 10—15%. Кремнезем входит в со-

став шамозита и каолинита. В форме кварца он содержится только в обломках выветрелых сланцев. Среднее содержание кремнезема в прибрежно-морских бокситах составляет 15—17%.

Железо находится в закисной и окисной форме. Содержания его колеблются от 2 до 30%. Закисное железо связано с наличием шамозита и сидерита, очень распространенных на месторождении. Наличие окисного обусловлено присутствием гематита и мартита. Значительная часть его содержится в обломках богатых железных руд.

Титан колеблется в пределах 0,5—3%. Наблюдаются повышенные содержания этого элемента в высококондиционных бокситах. Ниже в табл. 32 приводится сравнительная характеристика данных химического анализа осадочных бокситов месторождения.

Образование осадочных бокситов имеет непосредственную связь с размытием латеритных бокситов, являющихся источником глинозема. Осадочные бокситы образуются в результате размыва элювиальных бокситов, залегающих в верхней части профиля латеритной коры выветривания. В случае делювиально-пролювиальных бокситов сортировка и переотложение бокситового материала происходила непосредственно на латеритной коре выветривания или вблизи ее у подножий склонов погребенных возвышенностей. Озерно-болотные бокситы, образовавшиеся в центральных частях депрессий, дальше удалены от остаточных бокситовых залежей и отличаются незначительным количеством обломков и большей примесью глинистого материала.

Формирование этих бокситов происходило в озерно-болотных восстановительных условиях, о чем свидетельствуют такие минералы, как сидерит, шамозит и остатки растений. Как показывает состав бокситов, перенос глинозема из остаточных бокситов, видимо, происходил, как механическим путем, так и в виде коллоидных растворов и взвесей. Детальное изучение аналогичных белых тонкодисперсных бокситов на примере Яковлевского месторождения было проведено Н. П. Хожайновым и С. Т. Акаемовым (1968). Они пришли к выводу, что формирование бокситов происходило в озерно-болотных условиях балочной долины. Источ-

Таблица 32
Химический состав (вес.%) осадочных бокситов
Висловского месторождения

Компоненты	Озерно-болотные бокситы			Делювиально-пролювиальные бокситы и бокситовые породы	
	1	2	3	4	5
SiO ₂	3,84	2,15	9,92	17,50	13,46
TiO ₂	0,70	3,14	2,79	0,65	2,15
Al ₂ O ₃	73,04	73,54	49,63	36,80	40,43
Fe ₂ O ₃	0,56	2,71	3,21	3,05	2,56
FeO	7,0	4,08	19,83	27,45	28,0
MnO	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
MgO	0,24	0,50	1,50	1,04	1,01
CaO	Нет	Нет	Нет	0,63	Нет
Na ₂ O	0,03	0,12	0,034	0,00	0,02
K ₂ O	0,038	0,048	0,018	0,059	0,00
H ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,54	Не обн.
H ₂ O+	13,97	14,17	12,51	12,06	11,89
CO ₂	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
Сумма	99,42	100,46	99,44	99,78	99,52

Образцы:

1, 2 — тонкодисперсные светло-серые; 3 — тонкодисперсные светло-серые с редкими обломками; 4, 5 — обломочные светло-серые бокситы и бокситовые породы.

ником глинозема для их образования были элювиальные бокситовые породы глиноземной коры выветривания сланцев, из которой при ее заболачивании и подтоплении происходил вынос глинозема в коллоидной форме. Наряду с этим авторы считают несомненный привнос и тонкого терригенного материала.

Для поисков залежей осадочных бокситов необходимы пониженные участки в палеорельефе — древние долины и впадины на сланцевых полах, разделяющих железорудные гряды и располагающиеся в районах развития латеритных бокситов и коры выветривания. Наиболее благоприятны для их распространения являются площади, где латеритная кора выветривания перекрывается отложениями алексинского и михайловского горизонтов.

Тимшерское месторождение бокситов застойных водоемов¹

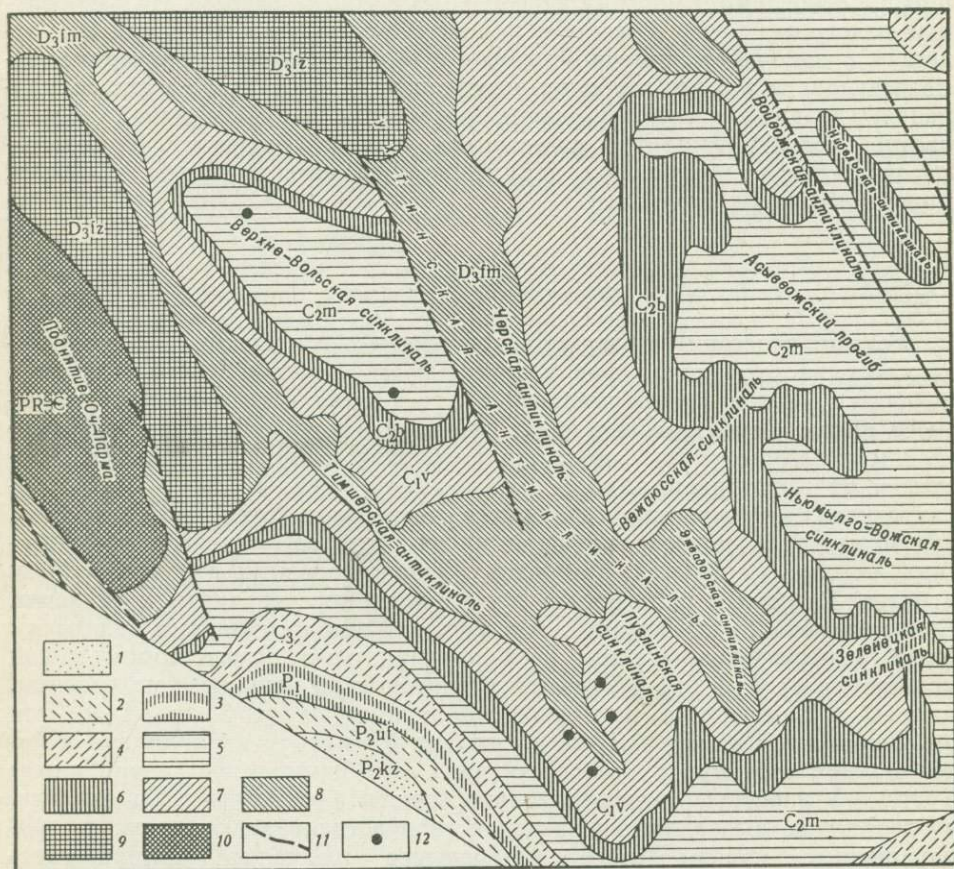
Работами последних лет (Горбачев, Крылов, 1968; Абрамов, 1970; Демина и др., 1970; Сапожников, Демина, 1971; и др.) показано, что Тиман является одной из крупных бокситоносных провинций. К настоящему времени известны бокситы нижнекаменноугольной эпохи на Южном Тимане и бокситы девонской эпохи на Среднем Тимане. Точное и прямое указание на обнаружение бокситов в скважинах верхнего течения р. Вычегды и опорной скважине 1-Зеленец содержится в отчете Зеленецкой партии Ухткомбината. В связи с этой находкой с 1954 г. проводились специальные поисковые работы на бокситы Северо-Западным геологическим управлением под руководством В. И. Горского-Кручинина. Параллельно работала партия сотрудников ВИМС под руководством П. В. Орловой (1960). В результате этих работ были получены следующие основные критерии: стратиграфическая приуроченность бокситов к тульскому времени, залегание их среди платформенных континентальных терригенных отложений на карбонатном девонском фундаменте, принадлежность к фации озер и болот, преимущественно бемитовый состав руд. Даны рекомендации по проведению дальнейших работ на бокситы.

С начала 60-х гг. систематическое изучение бокситов, поиски и разведку успешно проводит коллектив Южнотиманской партии Уральского территориального геологического управления под руководством Ю. К. Крылова. Работы партии привели к открытию Тимшерского и других месторождений. Систематические работы института геологии рудных месторождений (ИГЕМ) АН СССР начаты в 1964 г. и ведутся в следующих направлениях: выявление кор выветривания и их связи с бокситами; 2) изучение литологии, минерального состава, текстурно-структурных и генетических особенностей осадочных бокситов (Демина, 1971). В изучении данных месторождений, начиная с 1966 г., принимали участие представители различных организаций Министерства геологии и Академии наук СССР: И. А. Гимпельсон (ВСЕГЕИ), Б. Ф. Горбачев (Казанский университет), В. В. Беляев (Коми филиал АН СССР), Ю. А. Гуляницкий (ИГЕМ), О. В. Шумов (ВИМС), И. С. Сидорова (УГРЕ), В. В. Воронцов (ВСЕГЕИ), О. С. Кочетков (УИИ) и др. Они внесли значительный вклад в методику исследования бокситового вещества, по строению и бокситоносности всей терригенной толщи, подрудному рельефу, изучению минералов, физико-механическим свойствам бокситов, геохимии, генезису. Материалы всех исследователей использованы при описании Тимшерского месторождения.

¹ Имеется в виду формирование месторождения в застойных водах.

Геологическое строение района

Основные черты геологического строения, стратиграфии и тектоники района Южного Тимана освещены в работах Н. Н. Тихоновича (1946а, б), В. А. Калюжного (1948, 1956, 1959), В. А. Калюжного, К. П. Ивановой (1959), Д. П. Сердюченко (1947, 1959), О. А. Солнцева, Т. И. Кушнаревой (1957), В. А. Разницына (1964) и других исследователей. В геологическом строении района Тимшерского месторождения бокситов участвуют в разной степени метаморфизованные породы докембрийского фундамента, представленные сланцами, песчаниками, кварцитами и доломитизированными мраморизованными известняками, общей мощностью более 15 000 м (Разницын, 1964). С размывом и несогласием породы фундамента покрыты чехлом осадочных отложений девонского, каменноуголь-



Фиг. 74. Структурно-геологическая схема Южного Тимана. Составлена с использованием материалов Ю. К. Крылова

1—3 — пермская система:

- 1 — казанский ярус ($P_2\ kz$), известняки, глины,
- 2 — уфимский ярус ($P_2\ i\ f$), глины, мергели, песчаники,
- 3 — нижний отдел (P_1), известняки, доломиты;
- 4—7 — каменноугольная система:
- 4 — верхний отдел (C_3), известняки,
- 5 — московский ярус ($C_2\ m$),

известняки, редко

- глины,
- 6 — башкирский ярус ($C_2\ b$), известняки,
- 7 — визейский ярус ($C_1\ v$), бокситы, аргиллиты, алевролиты, песчаники, известняки;
- 8—9 — девонская система:
- 8 — фаменский ярус ($D_3\ fm$), известняки, доломитизированные и глинистые
- 9 — франский ярус ($D_3\ fr$),

известняки, глины, алевролиты, песчаники, гипсы, ангидриты;

- 10 — породы кембрийского и протерозойского возраста ($Pr-Cm$), метаморфические сланцы, кварциты, карбонатные отложения;

11 — предполагаемые разломы;

- 12 — бокситы

ного, пермского и четвертичного времени (фиг. 74). Среди пород осадочного чехла в пределах изучаемой территории известны: песчано-глинистые породы среднего девона (эйфельского и живетского ярусов), мощностью более 100 м, карбонатно-глинистые отложения верхнего девона (франского и фаменского ярусов). Для них характерны признаки выветривания. Мощность пород в погруженных частях 800 м, уменьшается к юго-западу. В Ухтинском районе известны эффузивные и субинтрузивные образования верхнедевонского возраста, состоящие из пластообразных тел диабазов и туфов. Породы нижнего карбона представлены тремя отделами. Среди нижнекаменноугольных выделяются породы визейского и турнейского ярусов, отложения последнего развиты только в восточной части района и отсутствуют в западной. Общая мощность их колеблется от 100 до 500 м. Отложения визейского яруса, залегающие несогласно на породах фамена, состоят из континентальных терригенных пород в основании и морских карбонатных в верхах разреза. На карбонатных отложениях визе и намюра, мощность которых до 100 м и более, залегают средне-верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения, располагающиеся в более глубоких, центральных, безрудных частях синклиналей (впадин). Эти образования перекрыты верхнепермской пестроцветной толщей глинистых известняков, глин и песчаников. Разные горизонты девона, карбона и перми покрыты четвертичными осадками, мощностью до 100 м и более.

Бокситы

Условия залегания и возраст бокситоносных отложений. Бокситы Тимшерского месторождения, как и другие месторождения Южного Тимана, находятся внутри платформенного чехла в терригенных породах визейского яруса. Бокситоносная пачка залегает с размывом и стратиграфическим несогласием на фаменских карбонатно-глинистых породах, продуктах их выветривания, чаще на карстовой брекчии (фиг. 75). В редких случаях она ложится на терригенные песчано-глинистые отложения, так называемой подбокситоносной пачки, которая встречается в депрессиях на породах фамена. Мощность подбокситоносных отложений 30 м и более. Разрезы с силикатным ложем мало перспективны на бокситы. Бокситоносная пачка перекрывается углистыми аргиллитами с линзами углей и пестроокрашенными песчано-глинистыми отложениями, общей мощностью от 2 до 60 м. В состав бокситоносной пачки входят бокситы, аллиты и каолиновые глины, общей мощностью от 3 до 14 м. Она прослеживается в виде полосы в крыльях Ухтинской антиклинали и более мелких структурах, осложняющих ее (Тимшерской антиклинали и др.). Угленосные отложения прерывисты, развиты не повсеместно, но достаточно выдержаны в пределах распространения бокситов, пестроокрашенные породы имеют наибольшее площадное распространение.

Породы бокситоносной и угленосной пачек по спорово-пыльцевым комплексам, определенным Е. К. Фандерфлит (1962), относятся к тульскому горизонту визе. Возможность формирования латеритных кор выветривания в период от фамена до низов визе допускается на основании значительного перерыва в осадконакоплении на территории, прилегающей к Тиманским поднятиям. Присутствие бокситов, каолиновых глин и углей свидетельствует о теплом и влажном климате.

Подрудный рельеф, форма бокситовых залежей. На Тимшерском месторождении подрудный рельеф представлен эрозивно-карстовыми формами, характерными для глинистых известняков. Преобладают пологие, неглубокие (7—14 м) депрессии, вытягивающиеся цепочкой параллельно длинной оси Тимшерской антиклинали.

Форма рудных тел, их размеры и конфигурация определяются характером эрозионно-карстовых процессов в подстилающих породах и их составом. В зависимости от этого на месторождении имеются крупные и мелкие залежи, как изометричные, так и сложные по форме. Рудные тела — значительны по площади, но маломощны, они подобны пластикам или линзам. Мощность бокситов увеличивается к центральным частям депрессий, то есть к углублениям в подрудном рельефе, до 5 и более метров и уменьшается к их периферии до 2 м (иногда до полного исчезновения бокситов) по направлению к выступам, разделяющим впадины (см. фиг. 75).

На отдельных участках (скв. 381, 383, 439, 739), в разрезе встречено 2—3 пласта бокситов, в строении каждого из них сохраняется общая закономерность, присущая строению бокситового пласта для всего месторождения: в основании — более грубообломочные аллиты, в средней части — пелитовые бокситы и в верхней оолито-бобово-обломочные аллиты и каолиновые глины с примесью углефицированной растительности. Сказанное выше, по-видимому, можно объяснить тем, что по мере заполнения впадин бокситовым материалом происходили локальные просадки с повторением того же ритма осадочных пород, который заканчивался накоплением углефицированной растительности (заболачиванием). Не исключаются и другие объяснения этого явления. Эрозионно-карстовый рельеф создавал благоприятные условия для накопления и сохранения бокситов от размыва.

Строение разреза бокситоносной пачки и ее литологические особенности. В типичном разрезе бокситоносной пачки по химическому анализу, иногда визуально можно выделить снизу вверх: брекчию, состоящую из обломков аллитов, бокситов, железных руд, каолиновых, гидрослюдистых глин и известняков; каолиновую глину, подрудные аллиты (глинистые бокситы, бокситовые глины), бокситы и надрудные аллиты. Пестроокрашенные породы встречаются только в основании разреза и представлены брекчией, оолито-бобово-обломочными аллитами и бокситами. Вся остальная — большая часть пород разреза окрашена в светло-серые и темно-серые цвета. Пиритизация и примесь углефицированной растительности, обуславливающие окраску большинства пород разреза, составляют также их специфическую особенность. В средней части разреза преобладают пелитовые разновидности бокситов, в кровле и подошве оолито-бобово-обломочные.

В разрезе бокситоносной пачки Тимшерского месторождения, рассмотренном на примере скв. 244, снизу вверх можно наблюдать следующие слои.

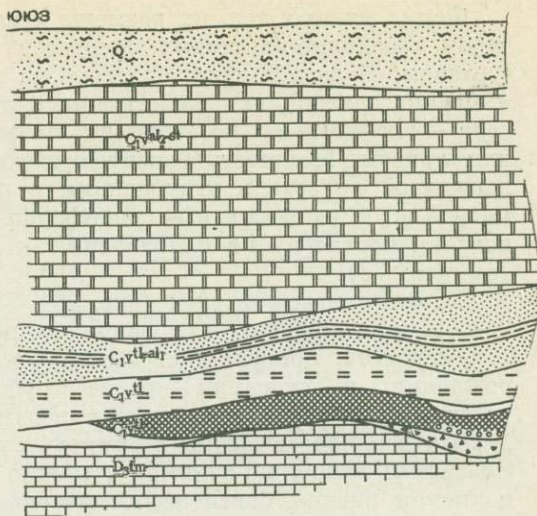
Мощность, м

1. Брекция, состоящая из обломков пестроокрашенных оолито-бобово-обломочных аллитов, каолинистых и гидрослюдистых глин и известняков, преобладающих в нижней части разреза	1,40
2. Бокситы (аллювиально-делювиальные), пестроокрашенные, в основном, оолито-бобово-обломочные и гравелитовые	3,50
3. Бокситы (озерно-болотные), светло-серые, каменистые и аргиллитоподобные, пелитовые и оолито-пелитовые, пиритизированные	3,40
4. Аллиты темно-серые, оолито-пелитовые с примесью углефицированной растительности, пиритизированные	0,70

Между слоями 2 и 3 контакт не всегда резкий, в ряде мест появляются переходные серые бокситы с редкими обломками — реликтами красных. Слой 2 присутствует в разрезе только в наиболее глубоких частях депрессий. В большинстве скважин он отсутствует и разрез представлен преимущественно светло-серыми бокситами, аллитами и каолиновыми глинами.

Фиг. 75. Схематический профиль залежи I, Тимшерское месторождение

- 1 — четвертичные отложения (Q);
- 2 — известняки и глины верхнеалексинского-стешевского горизонтов ($C_{1V}^{st2-st1}$);
- 3 — песчано-глинистые отложения тульского-нижеалексинского горизонтов (C_{1V}^{tl-st1});
- 4—8 — отложения тульского горизонта (C_{1V}^{tl}):
 - 4 — угленосные,
 - 5 — каолиновые и бокситовые глины,
 - 6 — бокситы озерно-болотные,
 - 7 — бокситы делювиально-аллювиальные,
 - 8 — брекчии, конгломератобрекчии;
- 9 — известняки глинистые фаменского яруса ($D_3 fm$)

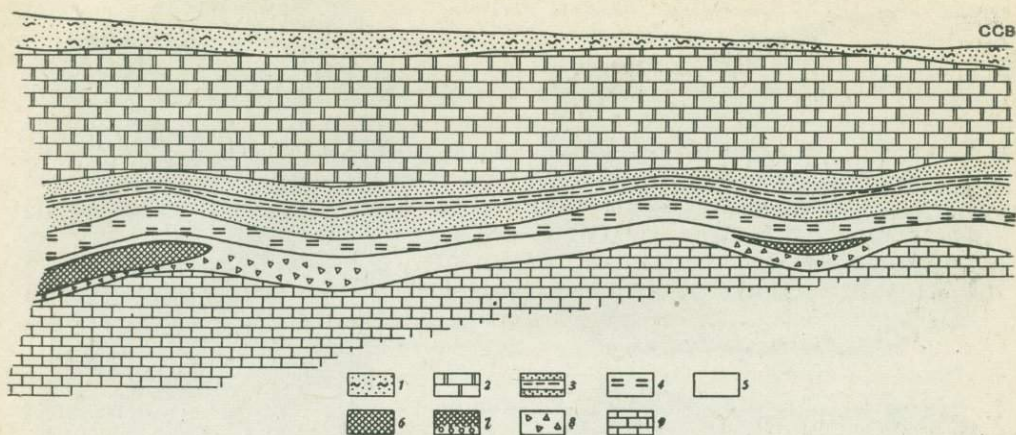


Типы бокситов и их характеристика. На Тимшерском месторождении макроскопически выделяются два типа бокситов: озерно-болотного и делювиально-аллювиального происхождения. Первые из них распространены наиболее широко и типичны для месторождения. С ними связаны основные запасы руд этого объекта. В отличие от них, вторые — делювиально-аллювиальные, имеют весьма ограниченное распространение.

Для бокситов озерно-болотных водоемов характерна серая, светло-серая или темно-серая окраска, слоистая, неправильно-слоистая и массивная текстура, пелитовая, оолито-обломочная, сферолито-пелитовая и фитагмо-пелитовая структуры, преимущественно, каолинит-бемитовый состав с примесью пирита, марказита, сидерита, кальцита углефицированной органики. Они имеют линзовидную и близкую к пластообразной форму залегания и перекрываются озерно-болотными отложениями: углистыми аргиллитами, алевролитами и линзами углей. Залегают они в неглубоких депрессиях изометричной и неправильной формы на глинисто-карбонатных породах.

К делювиально-аллювиальным условно можно отнести нижние части разреза отдельных залежей, залегающих ниже озерно-болотных бокситов. Делювиально-аллювиальные бокситы характеризуются красно-коричневой и пестрой окраской, слабой сортировкой материала (имеющего в своем составе угловатые, полуокатанные и окатанные обломки), оолитобовово-обломочной структурой, каолинит-бемитовым составом со значительной примесью гематита. Вверх по разрезу они сменяются светло-серыми бокситами с редкими обломками красного цвета, а затем серыми — озерно-болотными.

Озерно-болотные бокситы. По литологическим особенностям выделяются аргиллитоподобные, участками каменистые разности светло-серой, серой и темно-серой окраски, массивной, брекчиевидной и ооидной текстуры и глинистые более рыхлые серовато и желтовато-белые бокситы, слоистой, брекчиевидной, иногда ооидной текстуры. Преимущественным развитием в бокситах пользуется пелитовая (фиг. 76, а) и метаколлоидная структуры, встречающиеся в средней части бокситового пласта. Вверх по разрезу они сменяются разностями с оолитобовово-обломочной брекчиевидной структурой (см. фиг. 76, б), а в местах развития в бокситах сферолитов кальцита и сидерита — со сферолито-пелитовой и фитагмо-пелитовой структурами (в случае значительной примеси обрывков углефицированной растительности и гумуса в тонкодисперсной массе бок-



сита). В нижней части разреза имеются оолито-пелитовые бокситы. Оолиты, бобовины и обломки распределены в боксите неравномерно и составляют от 5—15 до 50% породы. Преобладают полуокатанные и окатанные обломки оолитовых бокситов и оолиты с 2—3 оболочками (фиг. 76, б).

Макроскопически выделяются черные, серые и светло-серые бобовины и оолиты. Последние имеют концентрическое строение с различным количеством концентров от 3 до 10 и более и размером до 2—5 мм в сечении. Встречаются обломки оолитов и бобовин. Наряду с явно обломочными образованиями, в том числе терригенными оолитами и бобовинами, имеющими резкие границы с вмещающей массой, наблюдаются конкреционные образования с постепенным переходом к цементу, структурный рисунок которого просматривается между более темными концентрическими оолитами. Некоторые оолиты содержат трещинки радиальные и концентрические, заполненные тонкокристаллическим бемитом, каолинитом, кальцитом. Цемент бокситов — пелитовый, представляет собой скрытокристаллическое образование буровато-желтого цвета в проходящем свете или почти прозрачные метаколлоидные агрегаты каолинит-бемитового или бемитового состава с редкими микроолитами того же состава, с вкрапленностью пирита, марказита и мельниковита, сферолитами и прожилками кальцита и сидерита. Сходное с цементом строение имеют пелитовые бокситы.

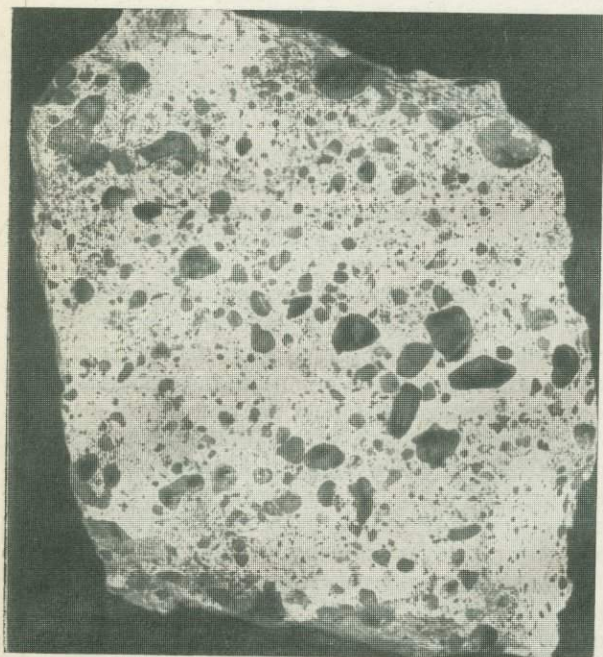
Основные породообразующие минералы — бемит и каолинит — составляют главную долю структурных элементов бокситов и являются, по-видимому, в большей части унаследованными (обломочными) от предыдущего субаэрального этапа формирования бокситов и лишь перераспределенными (переработанными) в диагенезе и эпигенезе. Бемит почти весь скрытокристаллический, редко он образует кристаллы (0,005 мм) веретенообразной формы в трещинках, пустотах и порах. Бемит образует тончайшие смеси со скрытокристаллическим каолинитом, реже ассоциирует с вермикулитоподобными сростками кристаллов каолинита. Вторичный каолинит, замещающий бокситовую породу, окристаллизован лучше, однако встречаются и скрытокристаллические хлопьевидные выделения.

Бемит распределен в залежах достаточно закономерно, тяготея к центральным средним частям, каолинит преобладает в верхних, нижних и периферийных частях депрессий.



a

б



Ф и г. 76. Структуры бокситов
Тимшерского месторождения:
озерно-болотный боксит (*a*) пе-
литовый (черное — вкрашенность
пирита) и оолито-бобово-обломоч-
ный (*б*); *в* — делювиально-аллю-
виальный боксит оолито-бобово-
обломочной структуры, перерабо-
танной в озерно-болотном водосме.
Штуфы

6

Диagenетические минералы — пирит, марказит, мельниковит. Пирит образует рассеянные по всему цементу кристаллы и округлые выделения, размером от десятых долей до 1—3 мм. Изредка встречаются его псевдоморфозы по органическим остаткам. Мельниковит встречается в виде сажистых синевато-черных шариков, а марказит в виде конкреций с торчащими из них копьевидными кристаллами и образований неправильной формы часто в смеси с пиритом. Количество сульфидов железа в бокситах растет вверх по разрезу и определено связано с процессами, протекающими в восстановительной обстановке болот. В распределении сульфидов по залежам нет строгой закономерности. Они концентрируются на отдельных участках, расположенных в различных частях залежей и связаны, по-видимому, с локальным распространением восстановительной сероводородной обстановки. Прослойки незначительной мощности, содержащие до 40% пирита и повышенное количество органического вещества редки.

Среди вторичных эпигенетических минералов, образующих прожилки, секущие ранее образовавшиеся структуры, встречены каолинит, кальцит и сидерит. Последние минералы в общем тяготеют к наиболее глубокозалегающим частям разреза залежей. Кальцит, в количественном отношении преобладающий над сидеритом, встречается и в верхней части бокситового пласта в прожилках, мощностью 2—3 мм, и скоплениях, выполненных крупнокристаллическими разновидностями. Для него обычны также сферолиты и структуры замещения. Сидерит зачастую ассоциирует с кальцитом в сферолитах, иногда образует структуры замещения.

Кальцитизированные бокситы обнаружены почти на всех залежах. На отдельных из них они явно тяготеют к долине р. Вычегды, из чего можно заключить, что процесс кальцитизации самый поздний, скорее всего, современный и связан с дренированием вод, богатых кальцием, через бокситовый пласт. Этот вывод не противоречит нашим наблюдениям. Кальцит распределен неравномерно в разрезе залежи. Иногда кальцитизацией захватывается весь пласт, но чаще тонкие прослойки и отдельные, наиболее трещиноватые зоны. Для выяснения влияния кальцитизации на качество бокситовых руд для двух залежей кальцитизированных бокситов были вычислены коэффициенты порядковой корреляции между Al_2O_3 и CaO ; получилась отрицательная значимая корреляция с коэффициентами — 0,74 и — 0,61. Это означает, что с увеличением одного компонента уменьшается количество другого (с увеличением содержания CaO уменьшается содержание Al_2O_3).

Средний минеральный состав (в вес. %) руд на одной из залежей месторождения следующий (по данным Южнотиманской партии):

Бемит	43	Гематит	} 2,0	Пиркон	} 2,0	Обугленный	} 0,45
Гиббсит	1	Гетит		Турмалин		растительный	
Каолинит	41	Кальцит	Гидрослюды	детрит			
Минералы TiO_2	5	Сидерит	Дистен				
Пирит	4,2						

Исходя из приведенного состава, можно заключить, что для озерно-болотных бокситов Тимана основным минералогическим видом является каолинит-бемитовый с пиритом, кальцитом и незначительной примесью органического вещества.

По химическому составу бокситы высокоглиноземистые, сернистые, маложелезистые, богаты кальцием. Сера, как известно, является вредной примесью и выдвигает целый ряд технологических проблем. В табл. 33 приведены химический состав отдельных структурных элементов и валовый состав пиритизированных и кальцитизированных бокситов, из которого видно, что оолиты и бобовины, по сравнению с цементом, содержат несколько больше глинозема и меньше кремнезема, однако, из-за недостатка статистических данных, окончательный вывод по этому вопросу делать преждевременно. Средний химический состав бокситов по рядовым

Таблица 33

Химический состав (вес. %) озерно-болотных бокситов Тимшерского месторождения

Компо- ненты	Оолиты и бобовины			Цемент	Бокситы светло-серые		
	черные	серые	светло- серые		пиритизированные	кальцитизи- рованные	
SiO ₂	13,92	10,68	9,70	17,36	1,77	17,00	4,50
TiO ₂	2,29	2,34	2,52	2,40	3,27	3,80	3,02
Al ₂ O ₃	62,59	65,61	66,02	58,30	57,29	60,41	48,49
Fe ₂ O ₃	2,44	2,37	2,07	1,50	0,75	1,67	0,55
FeO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3,55 общ.	Не опр.	2,16
MnO	То же	»	»	»	0,04	»	0,03
MgO	» »	0,22	0,50	0,50	Не опр.	0,20	0,39
CaO	0,56	0,69	0,70	3,22	4,53	Не опр.	14,80
Na ₂ O	0,039	0,03	0,30	0,06	0,016	0,04	1,59
K ₂ O	0,068	0,04	0,20	0,052	Не опр.	0,046	0,06
H ₂ O ⁻	3,25	1,87	2,75	1,07	1,88	0,64	0,36
H ₂ O ⁺	14,58	14,75	14,28	13,43	12,42	13,18	9,62
CO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,92	3,51	Не опр.	14,07
S _{шпр.}	0,48	0,48	То же	0,220	3,43	1,82	Не опр.
Fe _{шпр.}	0,45	0,43	» »	0,20	2,98	1,59	То же
SO ₃	Не опр.	Не опр.	0,65	Не опр.	4,03	Не опр.	» »
Сумма	100,07	99,45	99,67	100,23	99,46	100,39	99,64

пробам одной из залежей, на основании данных Южнотиманской партии, следующий (в скобках указаны пределы колебаний):

Окислы	Вес, %	Окислы	Вес, %
Al ₂ O ₃	54,1 (38,6—71,6)	TiO ₂	3,0 (0,9—5,4)
SiO ₂	19,6 (2,4—30,9)	CaO	0,54 (0,0—11,5)
Fe ₂ O ₃	4,8 (0,5—25,9)	S	2,2 (0,0—16,0)
		П. п. п.	16,7 (11,5—28,5)

Гистограммы распределения глинозема и кремневого модуля (по В. В. Беляеву) для той же залежи показывают, что наиболее часто встречаются бокситы с содержанием Al₂O₃ 60—65% и кремневым модулем 3—3,5.

Качество бокситов низкое. Они пригодны для производства глинозема и огнеупоров. Качество бокситовых руд в общем виде улучшается к средней центральной части залежи и ухудшается к периферии постепенно, но на коротком расстоянии. При детальном рассмотрении карты изолиний $\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$ кремневого модуля (в условиях отсутствия свободного кварца), отражающего изменение качества бокситовых руд по площади залежей, выделяются изолированные участки высококачественных руд, приуроченных к наиболее мощным и глубоким частям депрессий, участки бокситов низкого качества, околонтуривающие их, и иногда безрудные окна между ними. При сравнении карты изолиний мощностей с вышеупомянутой картой, отражающей качество бокситов, получается следующая закономерность: площади с наибольшими мощностями бокситового пласта почти совпадают с участками бокситов более высокого качества. Таким образом, высокая концентрация рудного вещества создавалась только на отдельных участках, а не по всей залежи равномерно. Эта же закономерность подтверждается картами изолиний содержания Al₂O₃ и SiO₂ по двум наиболее крупным залежам.

Делювиально-аллювиальные бокситы распространены весьма ограниченно в пределах Тимшерского месторождения. Как уже было показано, в разрезе скв. 244, они залегают в нижних частях бокситового пласта, под озерно-болотными бокситами и аллитами, в небольших эрозионных понижениях подрудного рельефа, и резко выклиниваются к бортам этих понижений. Они тяготеют к участкам развития карстового делювия.



Ф и г. 77. Гравелитовый боксит, Тимшерское месторождение. Штуфы, натуральная величина

Делювиально-аллювиальные бокситы отличаются от озерно-болотных прежде всего цветом и грубообломочной структурой. Для них характерна пестрая окраска, причем окраска цемента всегда светлее, чем окраска обломков. Обломки и бобовины — вишнево-красные, красно-бурые, оолиты — табачно-бурые и зеленовато-бурые с поверхности, но с красным гематитовым ядром обломочной природы. Цемент боксита — розовый, сиренево-розовый с красновато-бурыми пятнами, светло-серый. Оолито-бобово-обломочная структура распространена повсеместно (см. фиг. 76в). Обломки полуокатанные, окатанные и угловатые от долей миллиметра до 2 см, слабо сортированы, распределены не всегда равномерно; они составляют от 10—15 до 80% породы. Среди обломков можно выделить крупные обломки-галечки и гравий оолито-бобово-обломочного боксита (фиг. 77), оолиты (к ним отнесены все конкреционные образования, имеющие более одного центра), внешне однородные железистые бобовины. Цемент — базального типа или выполнения пор; по составу отвечает бокситу. Под микроскопом и макроскопически в гравелитовых бокситах можно видеть табачно-бурые оолиты (1—2 мм) концентрически слоистого строения с тремя-четырьмя и более правильными концентриками, не имеющими ядра, или с очень маленьким ядром, представленным беловатым веществом слюдисто-каолинитового состава, крупные оолиты 3 мм и более, часто имеющие одну-две скорлуповатых оболочек табачно-бурого цвета и красно-коричневое ядро-обломок и гематитовые обломки-галечки оолито-бобово-обломочного боксита со слабо развитой оболочкой или без нее и целую серию промежуточных между указанными образований.

Были проанализированы красно-коричневые обломки и цемент оолито-бобово-обломочных, гравелитовых, а также переходных разновидностей между озерно-болотными и делювиальными бокситами. Эти разновидности имеют светло-серый цвет и такую же пелитовую структуру как у озерно-болотных и редкие реликтовые красно-бурые маркированные обломки, как у делювиальных бокситов. Для анализов отбирались наиболее однородные обломки, ядра-обломки и оболочки в них в количестве 90—150 штук. Интересные данные по изучению отдельных структурных элементов бокситов опубликованы В. В. Беляевым (1970).

Т а б л и ц а 34

Химический состав (в вес.%) делювиально-аллювиальных бокситов Тимшерского месторождения

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	11,97	13,15	12,69	9,61	5,80	7,56	14,63	12,66
TiO ₂	3,60	2,20	3,34	2,75	1,50	1,10	1,51	3,28
Al ₂ O ₃	65,17	58,37	63,65	57,01	25,89	22,95	23,56	59,72
Fe ₂ O ₃	5,36	9,54	1,96	17,76	56,44	59,72	46,12	8,50
FeO	0,33	0,54	Не опр.	Не опр.	1,05	0,70	Нет	—
MnO	Нет	Нет	Нет	Нет	0,045	Следы	»	—
MgO	0,49	0,79	»	0,37	Нет	0,49	0,60	—
CaO	0,42	0,41	1,50	Нет	0,70	0,62	Нет	0,14
Na ₂ O	0,054	0,10	0,037	0,12	0,007	0,20	0,067	—
K ₂ O	0,062	0,11	0,039	0,13	0,078	0,19	0,21	—
H ₂ O ⁻	1,05	1,04	1,01	0,55	0,75	1,04	0,67	—
H ₂ O ⁺	11,55	12,86	14,32	12,29	6,05	5,83	12,56	0,02
S _{пир}	Нет	Нет	0,64	Нет	Нет	Нет	Нет	0,02
CO ₂	»	»	Нет	»	0,30	»	»	—
П. п. п.								14,80
Сумма	100,06	99,11	99,19	100,59	98,67	100,40	99,92	99,12

* Данные Ухтинской геологоразведочной экспедиции.

Образцы:

1 — светло-серый цемент оолито-бобово-обломочного боксита; 2 — почти белый цемент гравелитового боксита; 3 — светло-серый цемент переработанного боксита; 4 — красно-коричневые обломки переработанного боксита; 5 — красно-коричневые обломки оолито-бобово-обломочного боксита; 6 — красно-коричневые ядра-обломки гравелитового боксита; 7 — табачно-бурые обломки; 8 — валовый состав оолито-бобово-обломочного боксита.

Из табл. 34 видно, что по данным химических анализов цемент всех трех разновидностей очень близок по содержанию SiO₂, Al₂O₃ и других компонентов. Небольшие вариации наблюдаются в содержании Fe₂O₃. Содержание Al₂O₃ и TiO₂ в цементе гравелитового боксита немного ниже, чем в цементе других бокситов. Примечательно, что железистые минералы различны: в цементе боксита (обр. 3) не полностью переработанного в озерно-болотном водоеме, присутствует окись железа в виде гематита и закись в форме пирита, в пестром оолито-бобово-обломочном боксите (обр. 5) только окись в виде гематита, а в гравелитовом боксите (обр. 7) — окись в виде преобладающего гематита и гетит.

Очень близки по химическому составу твердые красно-бурые обломки (обр. 5) из оолито-бобово-обломочного боксита и ядра-обломки (обр. 7) из оолитов гравелитовых бокситов. Они более чем на 60% состоят из гематита, остальное приходится на бемит и каолинит, которого примерно вдвое меньше, чем бемита.

Оба образца отличаются по количественному соотношению компонентов от красно-бурых марких, более рыхлых обломков (обр. 3) из серых, переходных, частично переработанных бокситов. В этих обломках значительно меньше Fe₂O₃ и намного больше Al₂O₃, основная масса которого входит в состав бемита, составляющего около 60%, каолинит и гематит находятся в примерно равных количествах.

Состав скорлуповатых оболочек (обр. 7), снятых с красно-бурых обломков, представлен наполовину окислом железа, входящим в гетит, кремнеземом, относящимся к каолиниту, и глиноземом, связанным с каолинитом и бемитом, присутствующими в количестве вдвое меньше, чем каолинит.

Из сравнения состава обломков, оболочек и цемента видно, что цемент богат титаном и глиноземом и отвечает бокситу; обломки беднее по содержанию Al₂O₃ и TiO₂ и отвечают железной руде. Табачно-бурые оолиты

и оболочки того же цвета отличаются от ядер и обломков по минералам железа, меньшему количеству глинозема и титана, большему содержанию кремнезема и железа. Оболочки — каолинит-гетитового состава с примесью свободного глинозема, ядра и обломки — бемит-гематитовые с примесью каолинита.

Как следует из описания, по минеральному составу делювиальные бокситы — каолинит-бемитовые с гематитом и гетитом.

По химическому составу они железисты, малокремнисты. Как самостоятельные образования эти бокситы не представляют промышленного интереса и усредняются при подсчете запасов с озерно-болотными, однако, они имеют большое значение в понимании генезиса, в расшифровке сложной эволюции бокситового вещества.

Генезис бокситов

Осадочный генезис бокситов Тимшерского месторождения у исследователей Южного Тимана не вызывает возражений. В целом разногласия имеются по следующим вопросам: источники сноса бокситов, форма переноса, этапы формирования.

По В. И. Горскому-Кручинину, источником глинозема могли быть кристаллические породы, выходящие на поверхность в районе поднятия Оч-Пармы, и возможно отложения девона; глинозем переносился как в виде суспензий, так и в соединении с гумусовым веществом. Вертикальная зональность залежи: приуроченность бокситов к средней части залежи, с оторочкой аллитов и снэллитов позволяет полагать, что процесс выветривания происходил неравномерно и усиливался в отдельные периоды. Накопление руд происходило в озерно-болотных водоемах.

П. В. Орлова считает, что источником бокситов являлась кора выветривания (глинистых известняков фамена), по-видимому, ферриаллитного типа. В первый период трансгрессии в осадок поступали такие продукты коры выветривания как каолинит, кварц, окислы железа, отчасти глинозем. В условиях сернокислотного болотного выветривания могло происходить разложение каолинита с выделением значительных количеств свободного глинозема, приводившего в дальнейшем к накоплению химического осадка. Пестроцветные высокоглиноземные породы образовались в окислительной обстановке при наличии камышевидной растительности и меняющемся гидродинамическом режиме краевой части водоема. Серые бокситы образовались путем осаждения коллоидов глинозема в спокойной обстановке болотного бассейна. Из коры выветривания поступали растворы, содержащие разные количества глинозема, кремнезема и железа, благодаря чему возникали аллиты, бокситы и снэллиты.

Мнение о переносе алюминия в растворах поддерживается Ю. А. Гуляницким и О. В. Шумовым, их гипотезы близки к вышеописанной.

Ю. К. Крылов полагает, что наиболее вероятный источник глинозема — сульфидное выветривание глинисто-карбонатных пород фамена.

В. В. Беляев считает, что материал выносился в виде взвесей и тончайших суспензий не из готовой коры выветривания глинистых известняков фамена, а из развивающейся. Первичный осадок не всегда отвечал кондиционному бокситу. Процессы вторичной латеритизации, происходящие как в субэаральных, так и в субаквальных условиях водоемов озерно-болотного типа, приводили к образованию бокситов.

Обобщение изученного материала с нашей точки зрения показало, что бокситы Тимшерского месторождения сформировались в несколько этапов: 1) образование латеритных кор выветривания и карстование известковых пород, 2) переотложение латерита (седиментация), 3) диагнез, 4) эпигенетические изменения твердых пород.

Предполагается, что на водоразделах и склонах холмов, на глинистых известняках фамена в период между фаменом и визе существовали латеритные коры выветривания. К настоящему времени нижняя каолининовая ее зона сохранилась лишь в ряде мест, что свидетельствует о значительном размыве кор выветривания. В связи с этим нахождение латеритных кор выветривания *in situ* с промышленными запасами бокситов представляется маловероятным. Не исключена возможность сохранения латеритов в благоприятных геологических условиях, как, например, на КМА (Никитина, 1968).

Обращаясь снова к разрезу бокситоносной пачки, рассмотрим особенности, связанные с первичным накоплением рудных компонентов и процессами, возникшими в диагенезе и эпигенезе. В основании разреза залегает первичный грубый (делювиально-аллювиальный) обломочный материал, сложенный пестрыми глинами смешанного гидрослюдистого, карбонатно-гидрослюдистого и каолинитового состава, аллитами и в ряде мест красными и пестрыми бокситами.

Делювиально-аллювиальные бокситы по генезису являются сложными образованиями и названы так условно. Их детальное изучение позволило наметить разницу в химическом и минеральном составе структурных элементов и их отдельных частей: обломков, бобовин, оболочек, ядер оолитов и цемента, что указывает на изменяющиеся условия формирования этих образований. Бобовины и обломки-ядра, состоящие, преимущественно, из гематита и маловодных окислов глинозема и отвечающие по составу глиноземной железной руде (кремневый модуль 3—5) вероятнее всего формировались в субаэральных условиях при дефиците воды. Можно полагать, что подобные породы были развиты значительно шире и к настоящему времени сохранились только в нижних частях разреза бокситового пласта.

Дальнейшая судьба этих образований, по-видимому, связана с их переносом в водной среде. Гематитовые обломки, попадая в водную среду, приобретали, преимущественно, каолинит-гетитовые концентрические оболочки. Как показывает состав последних, в них не происходило концентрации глинозема (кремневый модуль в них низкий). Цемент бокситов отличается значительным содержанием минералов свободного глинозема и низким содержанием минералов железа, что можно объяснить перераспределением и частичным выносом железа.

Судя по разной окатанности обломков делювиально-аллювиальных бокситов, по присутствию разбитых оолитов и обломков, бокситы перемывались и перемещались потоками неоднократно.

В переходных разностях бокситов от делювиально-аллювиальных к озерно-болотным происходила дальнейшая переработка первых в озерно-болотных водоемах. Их обломки становились светлее, обеднялись железом и обогащались глиноземом, цемент обесцвечивался полностью, появлялись сульфиды железа.

В дальнейшем, по мере заполнения депрессий, нивелирования рельефа и общего понижения территории, обусловившего повышение уровня грунтовых вод, о чем свидетельствует угленосная пачка, перекрывающая бокситоносную, в депрессии поступал уже более тонкий терригенный материал (возможно наряду с растворами), за счет размыва более ранних бокситов и бокситовых глин. На этом этапе в застойном озерно-болотном водоеме накапливались пелитовые и оолито-пелитовые бокситы. Обломки и глинистые взвеси сильно перерабатывались, перерастворялись под влиянием органического вещества и биохимических процессов и утрачивали свою первоначальную обломочную структуру.

Наблюдения над современными болотами (торфяниками) Белоруссии (Лукашев и др., 1971) позволили сделать вывод о том, что они представляют собой органо-минеральную систему. Живые организмы, а также продукты их распада (ресинтеза) активно взаимодействуют с ионами

металлов и оседающими на поверхности болота илистыми взвесями, вовлекая их в биологический круговорот с частичным или полным разрушением кристаллической решетки. В свою очередь, глинистые минералы и металлические ионы являются катализаторами многих биохимических реакций.

В торфяниках Белоруссии обнаружены подвижные формы глинозема, в наддонных же водах глинозема нет, но почти всегда присутствует кремнезем. Вероятнее всего образование верхней части каолинитовых глин, перекрывающих бокситы, видимо, можно связывать также с синтезом каолинита в результате взаимодействия растворенного кремнезема и подвижного и твердого глинозема (ресиликацией боксита).

С диагенетической стадией изменения выше указанных бокситовых осадков мы связываем образование таких типичных для диагенеза минералов, как пирит, марказит, мельниковит, образование некоторых оолитов и конкрекций и перераспределение вещества бокситов. Диагенетические процессы ухудшали качество бокситов, в связи с образованием сульфидов — вредных примесей и восстановлением органического вещества.

Вторичные (эпигенетические) процессы связаны с влиянием вод, фильтрующихся в твердые породы латерально из боковых пород и сверху из вышележащих пород. К ним относятся процессы обеления, кальцитизация, каолинизация, к числу более поздних минералов нами отнесены также гипс и гиббсит. Вторичные процессы кальцитизации, каолинизации, в основном приводили к разубоживанию руды, хотя при этом, в ряде случаев и происходило частичное обогащение глиноземом средних частей разреза бокситового пласта, благодаря обелению и миграции глинозема.

На основании анализа фактического материала благоприятной для нахождения бокситов подобного типа является периферическая полоса континентальных визейских осадков, с одной стороны примыкающая к участкам древней суши, с другой, ограничивающая прибрежно-лагунную зону нижнекаменноугольного моря. При прогнозе бокситов тимперского типа должна учитываться их специфика — каолинит-бемитовый состав с примесью сульфидов, ассоциация с озерно-болотными отложениями и другие литологические, стратиграфические, тектонические и морфологические закономерности.

Серпеевское проявление диаспор-хлоритовых пород прибрежно-морского типа

Диаспор-хлоритовые породы, пользующиеся широким распространением в области верховьев рек Юрезань и Ай на Южном Урале, только условно могут быть отнесены к бокситовым образованиям. Они содержат значительное количество диаспора и бемита, однако примесь кремнекислоты и железа настолько велика, что не дает основания рассматривать их в качестве сырья при производстве глинозема. Несмотря на весьма сомнительную возможность практического использования диаспор-хлоритовых пород, известных также под названием диаспор-шамозитовых «руд», они представляют выдающийся научный интерес, так как являются фацией морских отложений, синхронной фации бокситов Южноуральского бокситового района, с которыми они связываются постепенными переходами.

Диаспор-хлоритовые породы Серпеевского проявления залегают здесь в виде линз и выклинивающихся прослоев в основании отложений орловского горизонта верхнефранского подъяруса верхнего девона. Они отделяются незначительным перерывом в осадкообразовании от подстилающих карбонатных отложений, относящихся к нижнефранскому подъярису. Описываемые образования согласно перекрываются известняками верх-

нефранского возраста, сменяющимися вверх доломитовыми известняками фамена. Последние переходят вверх в мощную толщу известняков каменноугольного возраста. Таким образом, диаспор-хлоритовые породы приурочены к той же формации карбонатных отложений, что и бокситы Южноуральского района, и занимают в ней аналогичное положение.

Диаспор-хлоритовые породы окрашены в темный зеленовато-серый цвет, представлены плотными разностями, обладающими ровным изломом. Характерной особенностью их является ясно выраженная пизолитовая и оолитовая структура. Пизолиты имеют правильную шарообразную форму и хорошо заметное концентрическое строение; число оболочек в них достигает пяти. Размеры их обычно от 1 до 4 мм. Редко встречаются более крупные разности. Экземпляры, имеющие величину менее 1 мм в диаметре, относятся нами к числу оолитов. Внешняя оболочка пизолитов в одних случаях связана постепенными переходами с цементирующей массой. В других случаях граница между пизолитами и цементирующей массой проявляется весьма отчетливо.

Свежие диаспор-хлоритовые породы плотно сцементированы; при выветривании они становятся рыхлыми в первую очередь за счет разрушения цемента, причем пизолиты более четко обособляются от цементирующей массы и иногда выделяются из нее. Мощность диаспор-хлоритовых пород невелика и обычно не превышает одного метра.

Минералогический состав описываемых образований представляется довольно сложным. Из минералов глинозема в них преобладает диаспор, хотя в незначительном количестве присутствует и бемит. Минерал из группы хлорита представлен стриговитом. Из минералов глины указывается каолинит. В незначительном количестве устанавливается примесь терригенных минералов, главным образом кварца. Г. А. Большун и Н. В. Федоров (1973) приводят данные анализа, свидетельствующие о высоком содержании глинозема — 44—52% Al_2O_3 при содержании SiO_2 до 20%. По данным В. Б. Шишакова, более бедные разности содержат диаспора и бемита в оолитах до 31%, в цементе до 18%, каолинита соответственно 7 и 8%, шамозита до 51% в оолитах и около 8% в цементе. А. К. Шарова и М. Я. Руднова произвели детальное изучение упомянутого минерала из группы хлорита, взятого с одного из бокситопоявлений Вязовской группы на Южном Урале. Для исследования был взят хлорит, входящий в состав оолитовых (пизолитовых в понимании автора) алевролитов, которые слагают нижнюю часть кровли бокситового пласта или фациально замещают бокситы, являясь таким образом осадками, близкими к бокситам по времени образования (Шарова, Руднова, 1964). Ниже приводится характеристика хлорита по данным этим авторов (табл. 35). Хлорит входит в состав оолитов, обладающих размером в 1—3 мм, количество которых достигает 10—15% от массы породы. «Под микроскопом оолиты зеленовато-бурые слабо плеохроируют, отдельные центры почти не различаются по окраске $N_m = 1,642 \pm 0,003$. На кривой

Таблица 35

Химический состав и рентгенограмма хлорита с бокситопоявления Вязовской группы

Компоненты	Содержание, вес. %	I	d
SiO_2	29,94	Среднее	6,84
TiO_2	0,51	Сильное	3,425
Al_2O_3	24,04	Среднее	2,638
Fe_2O_3	8,88	Слабое	2,368
FeO	24,92	Счень сильное	1,540
CaO	0,57	Слабое	1,501
MgO	1,16		
П. п. п.	9,50		

нагревания оолитов наблюдаются три эндотермических эффекта при температурах 75, 24, 585°. Первый эффект проявляется за счет выделения гигроскопической влаги, другие вызваны превращениями железистых хлоритов при нагревании; ... кривая нагревания цемента указывает на присутствие в нем каолинита...» (там же).

По химической характеристике описываемый минерал близок к хлоритам-стриговитам из Стриго (Силезия) и минералам этой группы Тимана, Урала, Шамозона (Альпы). Структурная формула его в пересчете на 14 атомов кислорода, согласно А. К. Шаровой и М. Я. Рудновой, представляется в следующем виде: $(\text{Si}_{2,95}\text{Al}_{1,05})^{4,06} \{(\text{Al}_{2,32}\text{Ti}_{0,03}\text{Fe}_{0,66})^{3,01} \cdot \text{Fe}_{2,05}\text{Mg}_{0,16}\text{Ca}_{0,06}\}^{2,27}(\text{OH})_{6,03}\text{O}_{11}$. Эмпирическая формула согласно этим авторам может быть принята как: $1,3 (\text{Fe}^{\cdot\cdot}, \text{Mg})\text{O} \cdot (\text{Al}, \text{Fe}^{\cdot\cdot})_2\text{O}_3 \cdot 1,7\text{SiO}_2 \cdot 1,8\text{H}_2\text{O}$. Все приведенные данные позволяют автором рассматривать минерал, слагающий оолиты как стриговит.

«Присутствие в породе железисто-глиноземного хлорита-стриговита в виде оолитов и, частично цемента, а также терригенного кварца и каолинита дает возможность считать хлорит-каолинитовые алевролиты Вязовского района химико-механическими осадками. Хлоритовые оолиты накапливались путем выпадения из растворов в восстановительной среде, способствовавшей осаждению закисного железа в повышенных количествах. Образование оолитов, по нашему представлению, относилось к стадии окончания бокситообразования, что подтверждается одинаковым составом оолитов породы и хлоритов из черных оолитовых бокситов района» (Шарова, 1948; Шарова, Руднова, 1964). Интересное представление авторов о хемогенной природе пизолитовых пород стриговитового состава может быть принято за исключением того положения, что оолиты образовались в результате непосредственного выпадения основных компонентов из поверхностных вод. Пизолиты в случае, рассматриваемом А. К. Шаровой и М. Я. Рудновой, равно как и в других диаспор-хлоритовых породах серпеевского типа, вероятно формировались в осадке в стадию диагенеза. При этом происходило стяжение хлоритового вещества около отдельных центров, возникших в железисто-глиноземисто-кремнистом осадке, отложившимся хемогенным путем на дне водоема. Перемещение вещества к центрам стяжения сопровождалось образованием концентрической ориентировки вещества и формированием пизолитов. Одновременно осуществлялась некоторая дифференциация вещества, в результате чего каолинитовая составляющая сохранилась в большей степени в цементирующем веществе породы.

В пользу представления о диагенетической природы пизолитов свидетельствует также упоминавшийся выше постепенный переход от внешних концентров многих пизолитов к цементу породы.

Значительный интерес представляет соотношение фаций диаспор-хлоритовых пород и бокситов. Бокситы и упомянутые породы на отдельных объектах встречаются в совместном залегании в одном разрезе. Имеются данные, указывающие на то, что они связываются постепенными переходами в пространстве на некоторых бокситопроявлениях и месторождениях. В пределах самого Южноуральского бокситового района наблюдается четкая смена в пространстве бокситовых пород породами диаспор-хлоритового состава.

Южноуральский бокситовый район ограничен с востока линией крупного разрывного тектонического нарушения, которое отделяет его от области развития более древних пород в районе с. Бердяш. К западу от упомянутого разлома располагается широкая область развития пород девонского возраста, простирающаяся вплоть до Сулеймановской антиклинали. На юге эта область доходит до р. Юрезани и около устья р. Катав пересекает ее долину. В пределах этой области фация бокситоносных образований занимает ее северо-восточную часть и здесь, на участке от района с. Новая Пристань на севере, бокситоносные образования прослеживаются на юг до района станции Вязовой и заходят даже несколько южнее его. На всем этом протяжении фация бокситоносных образований как бы прижимается к упомянутому разлому, ограничивающему Южноуральский бокситовый район с востока. В западном направлении фация

бокситоносных образований довольно быстро выклинивается подобно тому, как она выклинилась и к югу. В обоих направлениях в стратиграфических разрезах в интервале, занимаемом в более восточных разрезах бокситами, располагаются слои диаспор-хлоритовых пород. Они известны здесь в ряде выходов, в частности, в обнажениях по правому берегу р. Юрезани около с. Катав-Ивановский, на левом берегу Юрезани в самом этом селении и далее к югу по р. Катав до района с. Серпеевки. На западе выходы диаспор-хлоритовых пород прослеживаются по берегам р. Юрезань вплоть до устья р. Минки и несколько севернее его.

В целом фация диаспор-хлоритовых пород в виде полосы ограничивает с запада область распространения фации бокситоносных отложений Южноуральского бокситового района.

В данном случае налицо замещение бокситоносных образований, сформированных в геосинклинальной области отложениями другого состава, что представляет редко встречающийся случай, не типичный для геосинклинальных бокситов.

Диаспор-хлоритовые породы представляют собой своеобразные отложения морского генезиса, возникшие, по-видимому, из железо-кремнисто-алюминиевого осадка, отложившегося на дне моря. В диагенезе этот осадок приобрел оолитовое и пизолитовое сложение.

Имеются основания полагать, что он формировался в прибрежной зоне водоема. Это происходило одновременно с отложением красного бокситового материала на закарстованной поверхности карбонатных пород на прилежащих с северо-востока участках суши или островов, причем характер этой поверхности напоминал современные карровые поля, которые однако были расположены близ берега и невысоко над уровнем моря.

Диаспор-хлоритовые породы, вероятно, продолжали отлагаться и в более позднее время, когда карровые поля, вследствие прогибания земной коры, были затоплены морем, и на соседних бокситовых месторождениях происходило формирование серых бокситов. Последние так же, как и диаспор-шамозитовые руды, рассматриваются нами как результат прибрежно-морской седиментации.

Что касается Серпеевского проявления, оно располагается в самой южной части Южноуральского бокситового района и избрано в качестве объекта при описании данного типа накоплений глинозема потому, что на нем развиты диаспор-хлоритовые породы, не связанные в какой-либо степени с бокситами.

Полигенные седиментационные и седиментационно-карстовые бокситовые месторождения

Бокситовые месторождения этих двух типов относятся к числу полигенных и в этом отношении представляют собой родственные объекты, в то же время они разобщены пространственно. Полигенные месторождения седиментационного происхождения связываются с депрессиями, в силикатных породах. Здесь на одном месторождении могут существовать залежи бокситов склонового, овражного и речного типа. Возможны сочетания залежей одного или нескольких из этих типов с телами бокситов озерного происхождения или сформированных в застойных водоемах. В качестве примера выбрано небольшое Кайракское месторождение, которое представляется особенно типичным по той причине, что по соседству с ним неизвестны области развития карбонатных пород, более древних, чем бокситы. Таким образом, исключается какое-либо участие процессов карстообразования в формировании этого полигенного рудообразования.

Полигенные аквальные бокситовые месторождения известны из ряда бокситоносных провинций на Русской платформе. Они связываются и с мезозойским комплексом пород в пределах Уральской и других провинций.

Полигенные седиментационно- или аквально-карстовые месторождения распространены в области развития карбонатных пород складчатого основания, близ контакта их с терригенными осадочными породами или эффузивными образованиями. В этом случае залежи бокситов приурочиваются к депрессиям эрозионного происхождения, заложенным в различных терригенных и вулканогенных толщах, однако большая часть рудных залежей связывается с карстовыми депрессиями. Таким образом, на одном месторождении запасы бокситовых руд относятся к двум или большему числу типов, которые отличаются по условиям образования и локализации, по форме рудных тел и другим особенностям.

Месторождения аквально-карстового типа наиболее широко распространены в пределах Тургайской бокситоносной провинции, где они локализируются в полосе развития известняков валерьяновской свиты нижнего карбона и вмещающих их силикатных пород.

Кайракское месторождение полигенного седиментационного типа (Гиссарский хребет)

Вопросы региональной геологии, стратиграфии, тектоники и магматизма данного района освещены в работах А. П. Марковского (1937), В. И. Попова (1938), Г. С. Чикрызова (1953) и П. П. Чуенко (1953), Ф. Б. Баратова (1956), Ф. Р. Бенш (1965) и других исследователей.

Специальные работы по изучению бокситоносности данного района проводились с конца тридцатых годов в отдельные периоды и с разной

интенсивностью. Основные сведения по этому вопросу изложены в работах В. А. Захаревича (1939), Я. К. Писарчик, В. Ф. Викуловой (1948), Л. П. Коннова (1948, 1957, 1964), С. К. Гиппа (1959, 1964), Е. С. Балагуровой, Е. А. Кочнева, В. И. Троицкого (1964), В. И. Троицкого (1967, 1972), Б. А. Богатырева (1968, 1970).

В результате проведенных работ было выявлено и изучено несколько десятков рудопроявлений бокситов, связанных с верхнетриасовой (норийско-рэтской) пестроцветной толщей¹, которая имеет лентовидный характер залегания и спорадическое распространение.

Нижнемезозойские бокситы юго-западных отрогов Гиссарского хребта относятся к особому геологическому типу — полигенному аквальному. Они развиты на складчатом основании эпигерцинской платформы, перекрыты мощным чехлом мезо-кайнозойских отложений и располагаются в области возрожденной складчатости (Сапожников, 1967).

Указанные особенности, по-видимому, обусловили необычный для платформенных областей диаспоровый состав бокситов.

Как правило, устанавливается пространственная и генетическая связь бокситов с корой выветривания. В то же время, как показано ниже, латеритные бокситы имеют крайне ограниченное распространение и несут следы интенсивного вторичного преобразования. Среди генетических типов бокситов преобладают осадочные разности, что указывает на сильную нивелировку местности. Образование бокситоносной толщи предшествует накоплению угленосной формации, связанной с аллювиальными, озерными и озерно-болотными фациями. Прослойки маломощных углей почти повсеместно встречаются и внутри бокситоносной толщи. Бокситы часто обогащены детритом, имеют в составе шамозит, сидерит и сульфиды, что указывает на накопление их в ряде пунктов в восстановительной геохимической обстановке.

Основные типы бокситов, их взаимоотношения, текстурно-структурные особенности, минеральный и вещественный состав будут рассмотрены на примере Кайракского месторождения, на территории которого встречены наиболее крупные залежи бокситовых пород разного типа.

Геологическое строение

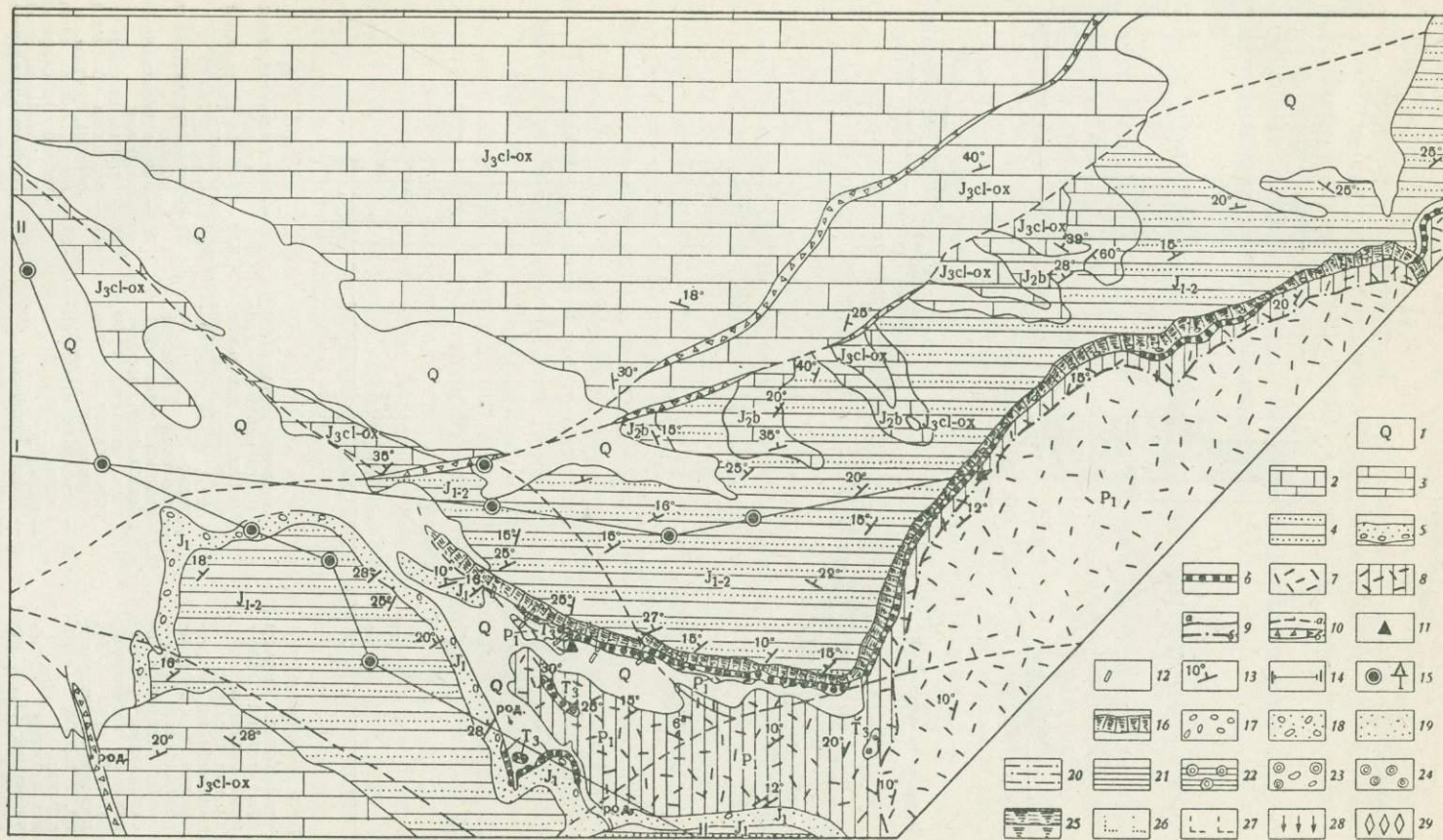
Кайракское месторождение находится в Ширабадском районе Сурхандарьинской области УзССР, в 20 км к северу от пос. Байсун. Месторождение открыто в 1940 г. Л. П. Конновым и Я. К. Писарчик. В 1941 г. оно разведывалось Л. П. Конновым, а в 1948 г. — Н. А. Утикеевым, в 1969 г. — И. В. Кондаковым, в 1970—1971 гг. — А. Г. Лузановским.

Месторождение располагается в юго-западной части периклинального замыкания крупной брахиантиклинальной складки Байсунтау. Мезозойские отложения здесь полого падают к западу, северо-западу с углами наклона в 10—20° (фиг. 78).

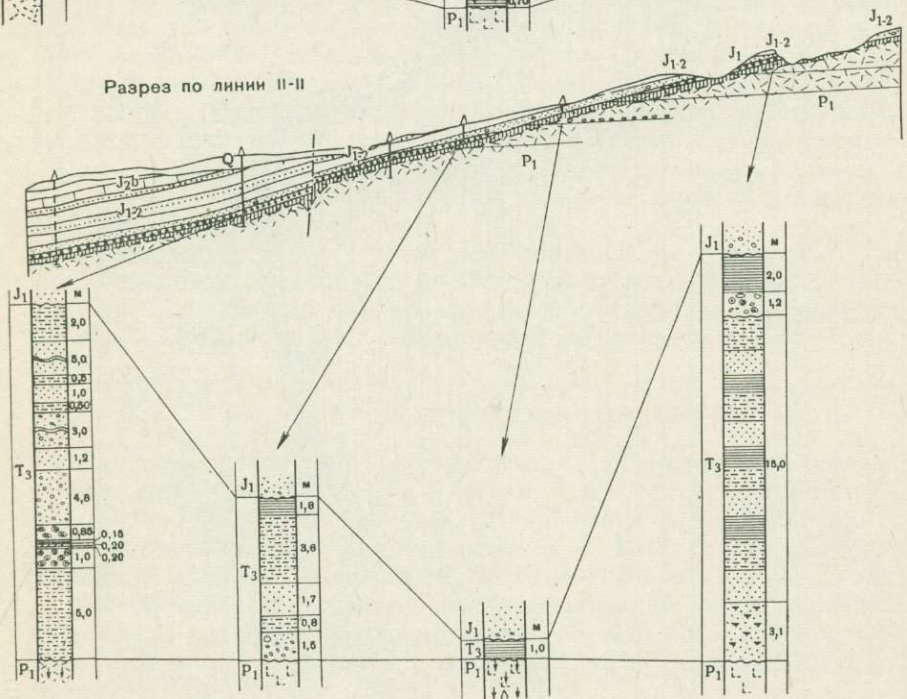
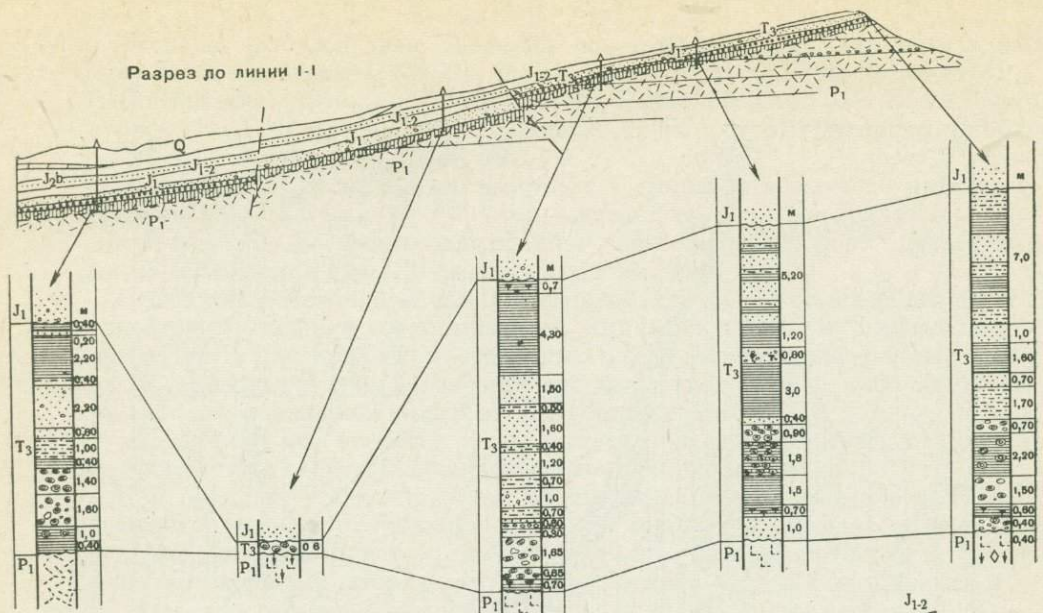
Бокситоносная толща приурочена к основанию нижнемезозойской терригенной формации и соответствует объему санджарской свиты (Т₃) (Решения совещания..., 1959).

Выходы бокситового горизонта на дневную поверхность наблюдаются в верховьях Кайраксая, где непосредственно в обнажении прослежено две залежи — Юго-Западная (длиной около 1,5 км) и Северо-Восточная (протяженностью около 700 м), разделенные глубоким эрозионным врезом нижнеюрской долины, шириной около 350—400 м. Выходы бокситоносной толщи встречены по правому борту Горбулаксая на протяжении 2,0 км. Бокситоносная толща подсечена также редкой сетью буровых скважин в 3,5 км к западу по падению залежи.

¹ По данным Н. П. Гомолицкого (1972), бокситоносная толща имеет раннеюрский возраст.



Ф и г. 78. Схематическая геологическая карта и разрезы Кайракского месторождения. Составлена по материалам Кайракской поисково-разведочной партии (разрез и окончание подписи на стр. 180—181)



Фиг. 78 (окончание)

- 1 — четвертичная система (Q), брекчии, галечники, суглинки;
- 2—5 — юрская система:
 - 2 — келловейский и оксфордский ярусы нерасчлененные (J₁, Cl₁ + ox), известняки битуминозные с прослоями песчаников;
 - 3 — батский ярус (J₂, b), песчаники, алевролиты, глины, известняки;
 - 4 — лейас-доггер нерасчлененные (J₁₊₂), песчаники, алевролиты, глины, угли;
 - 5 — лейас (J₁): песчаники, алевролиты;
- 6 — триасовая система,

- верхний отдел (T₃), конгломераты гравелиты, песчаники, алевролиты, угли, бокситы, бокситовые породы;
- 7 — пермская система, нижний отдел (P₁), базальтовые порфиры, диабазы, туфы, туфобрекчии, туфокогломераты;
- 8 — породы коры выветривания;
- 9 — границы:
 - a — между породами,
 - б — распространения коры выветривания;
- 10 — разрывные нарушения:
 - a — с глиной трения,

- б — зоны тектонических брекчии;
- 11 — выходы латеритных бокситов;
- 12 — канавы;
- 13 — элементы залегания пород;
- 14 — линии геологических разрезов;
- 15 — буровые скважины;
- 16 — скальные обнажения, обрывы, уступы;
- 17—29 — литолого-минералогические обозначения к последним стратиграфическим разрезам:
 - 17 — конгломераты;
 - 18 — гравийные песчаники;
 - 19 — песчаники мелко-среднезернистые;
 - 20 — алевролиты;

Выводы о характере древнего рельефа, закономерностях строения кор выветривания и бокситоносной толщи были сделаны, главным образом, на основании изучения естественных обнажений в верховьях Кайраксая и Горбулаксай (см. фиг. 78).

На территории Кайракского месторождения встречены бокситы двух генетических групп: остаточные — отдельные мелкие накопления в профиле выветривания и осадочные — в нижней, собственно бокситовой пачке норийско-рэтской толщи.

Основные сведения о типах бокситов приводятся ниже при рассмотрении генетических типов отложений.

Кора выветривания и остаточные (латеритные) бокситы

Кора выветривания в районе Кайракского месторождения развита на эффузивах кайракской свиты условно нижнепермского возраста. Она сплошным покровом прослеживается по всему месторождению. В понижении древнего рельефа, она лучше сохранилась от размыва. На флангах, за пределами месторождения, где отсутствуют верхнетриасовые отложения и где интенсивнее проявилась нижеюрская эрозия, сохранились лишь ее корни и чаще всего грубообломочные аллювиальные отложения нижней юры залегают на свежих палеозойских породах.

Кора выветривания имеет зональное строение. Наиболее полный разрез с сохранившейся верхней зоной (с минералами свободного глинозема) отмечен около северного окончания Юго-Западной залежи. Здесь на фоне общей впадины отмечено некоторое повышение рельефа (на 5—7 м).

В разрезе коры выветривания выделено четыре зоны (снизу вверх): 1) слабоизмененных пород (зона дезинтеграции) — 5—10 м; 2) полиминеральных глин (или хлорит-гидрослюдяная) — 20—25 м; 3) каолинитовая (или гематит-каолинитовая) — 5—10 м; 4) полупорных окислов (гематит-диаспоровая) — 1—3 м. Химический состав пород из разных зон коры выветривания приведен в табл. 36.

Зональность изученных разрезов коры выветривания аналогична таковой более молодых (плейстоцен-четвертичных) латеритных кор выветривания. Это позволяет считать, что все известные выходы коры выветривания являются реликтами латеритной коры выветривания полного профиля.

Остаточные латеритные бокситы на территории Кайракского месторождения встречены нами впервые в 1968 г. Ранее они никем не описаны. Известно два выхода латеритных бокситов — на северном фланге Юго-Западной залежи и по Горбулаксай. Латеритные бокситы вследствие размыва и вторичного изменения под действием наложенных процессов встречаются в настоящее время в виде отдельных, изолированных друг от друга блоков, гнезд и пятен, размером до 1,5 м в поперечнике, разделенных вертикальными полосами и прожилками шамозитизированных и кальцитизированных пород, также сохранивших отчетливую порфириковую структуру (фиг. 79, а). Породы нижележащей гематит-каолинитовой зоны также местами изменены наложенными процессами. Предполагаемая первичная мощность зоны латеритных бокситов — 1—3 м.

Макроскопически латеритный (остаточный) боксит представляет собой очень пористую, но достаточно крепкую и не размокающую в воде породу с отчетливыми реликтами порфириковой структуры (фиг. 79, б).

21 — аргиллиты;
22 — аргиллиты бокситовидные с оолитами, бокситовые породы;
23 — бокситы обломочно-оолитовые;
24 — бокситы оолитовые;
25 — углистые породы;

а — аргиллиты с углистым детритом,
б — угли;
26, 27 — породы зоны коры выветривания;
28 — гематит-каолинит-диаспоровые (структурный латеритный боксит);

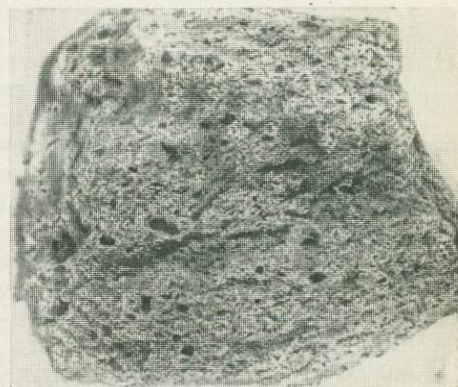
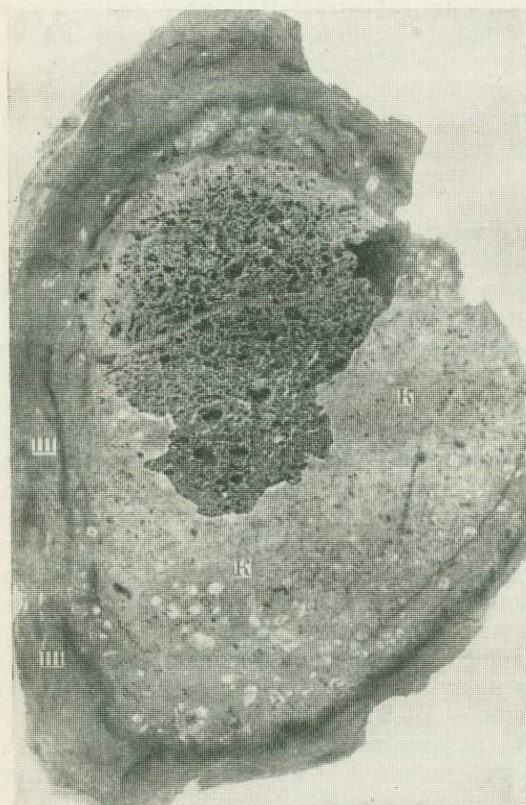
27 — гематит-каолинитовые;
28, 29 — вторичная минерализация в породах коры выветривания;
28 — шамозитизация;
29 — кальцитизация

Таблица 36

Химический состав (в вес.%) базальтовых порфиритов и продуктов их выветривания, Кайракское месторождение

Зона	Порода	Номер образца	SiO ₂	SiO ₂ * спец.	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Конечного гидролиза	Диаспоровая с гематитом и каолинитом (латеритный боксит)	2160	9,74	Нет	2,31	60,80	10,17	Нет	0,42
Гидролиза Выщелачивания и гидратации	Гематит-каолининовая	129	33,33	Нет	1,58	27,36	19,51	2,54	Сл.
		128	53,42	22,24	1,08	20,00	6,83	4,63	Сл.
	Слабоизмененный базальтовый порфирит	126	43,31	14,00	0,50	11,50	7,23	3,95	0,21
		125	40,86	6,51	0,97	15,08	7,47	2,50	0,14
		123	46,54	18,24	1,00	16,52	6,10	2,82	0,07
		122	45,72	8,74	1,04	15,58	10,52	2,50	0,08

* Представлен гипергенным кварцем.



Фиг. 79. Структурные латеритные бокситы, Кайракское месторождение

а — измененный боксит, в центре — гематит-каолинит-диаспоровая порода,

К — кальцитизированный латерит;
 III — шамозитизированный латерит;
 б — шлаковидная гематит-каолинит-шамозитовая порода.

Штуфы, натуральная величина

Осадочные бокситы

Хорошая обнаженность позволяет непосредственно на местности заметить, что осадочная бокситоносная толща выполняет впадину древнего рельефа, на поверхности палеозойского фундамента шириной до 1,5 км и, в свою очередь, расчленяется долинами, заполненными нижнеюрскими

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	P ₂ O ₅	С _{орг}	П. п. п.	Сумма	Объемный вес, г/см ³	Эффективная пористость, %
0,69	0,82	0,05	0,18	0,73	13,31	0,13	0,12	—	0,70	100,22	1,44	52,26
1,56	1,37	0,05	0,39	3,23	10,01	Нет	0,52	—	—	100,45	2,19	22,23
2,54	1,24	0,04	3,50	2,30	5,11	»	Нет	Нет	—	100,69	2,43	—
4,29	10,43	0,78	2,77	0,93	4,82	8,44	Нет	—	—	99,88	2,50	—
2,39	11,72	1,75	3,73	1,57	4,08	8,51	Нет	—	—	100,71	2,45	15,76
3,61	7,95	1,94	2,38	1,99	3,77	4,84	Нет	—	—	99,53	2,65	—
3,84	7,65	2,40	2,13	0,69	3,18	3,78	0,41	—	—	99,54	2,76	0,96

аллювиальными отложениями — конгломератами, песчаниками, алевролитами, углями и т. п.

Домезозойская поверхность выравнивания в плоскости продольного разреза представляет собой волнистую линию с двумя широкими (до 1,5 км) впадинами, выполненными бокситовыми залежами. Относительные превышения древнего рельефа 15—20 м.

Норийско-рэтская бокситоносная толща характеризуется пестротой состава и различным фациальным типом осадков общей мощностью около 30—40 м. В соответствии с этим осадочные бокситы представлены различными генетическими типами, что обуславливает четко выраженную полигению месторождения.

В подошве толщи залегают красноцветные обломочные слабо сортированные породы, вытягивающиеся в виде линз протяженностью до 100 м и мощностью до 1—3 м. Они приурочены к склонам небольших палеоподнятий, обрисовывающихся в пределах общей крупной впадины. По геоморфологическому положению и литологическим особенностям данный тип отложений ближе всего к делювиально-пролювиальным осадкам. С ними связывается делювиально-пролювиальный тип бокситов. Последние имеют красновато-бурую окраску и бобово(оолито)-обломочную структуру. Границы залежей почти всегда неровные и постепенные. Постоянное наличие в бокситах данного типа обломков пород коры выветривания указывает на тесную генетическую связь их с последней.

Делювиально-пролювиальные отложения перекрываются аргиллитами, песчаниками, углями, бокситами и бокситовыми породами. По характеру взаимоотношения пород в разрезе и литологическим признакам указанная толща представляет собой комплекс аллювиальных речных осадков.

Постепенное утоньшение обломочного материала снизу вверх по разрезу — от конгломератов до пелитовых пород и значительная мощность осадков (более 10 м) позволяет считать, что долина реки к моменту бокситонакопления была достаточно хорошо выработанной и сильно меандрирующей.

Русловая фация аллювия наблюдается в южном окончании Юго-Западной залежи, в основании разреза и в верховьях Горбулакская. Она представлена линзой конгломератов и гравийных (пудинговых) песчаников кварцевого состава, имеющих отчетливую однонаправленную косую

слоистость с мелкой мощностью серий слоев (до 10 см). В южном направлении мощность линзы песчаников постепенно уменьшается с 3,5 до 1 м, и через 150 м она выклинивается, замещаясь алевролитами. Разнородный (но преимущественно кварцевый) состав галек и хорошая их окатанность указывают на привнос обломочного материала издалека.

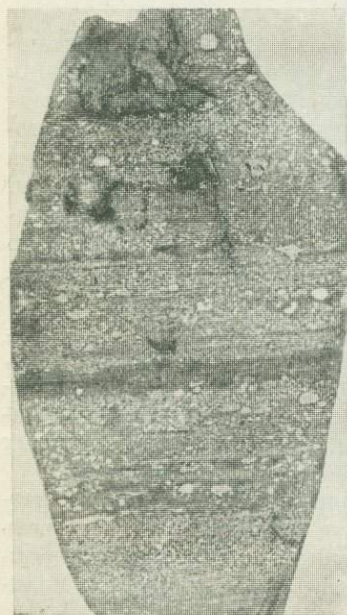
Песчаники перекрываются алевролитами, аргиллитами (местами углистыми), углями, бокситами и бокситовыми породами. Вверх по разрезу последние сменяются алевролитами, затем песчаниками. В северо-западной части месторождения в кровле верхнетриасовой толщи залегают конгломераты.

Алевритовые и пелитовые породы, очевидно, представляют собой пойменные и старичные фации. Внутри этой толщи выделяются тела пойменных и старичных бокситов. Они прослежены в виде пластов и линз, протяженностью до 200 м, иногда более, при мощности от 1—1,5 до 3—3,5 м. Горизонты бокситов, связанных с отложениями данного типа, располагаются в нижней части разреза, они залегают как на породах коры выветривания, так и на осадочных породах — песчаниках, алевролитах, углях, делювиальных бокситах. В целом они тяготеют к понижениям поймы. Бокситы этого типа имеют местами тонкую параллельную слоистость (фиг. 80), указывающую на накопление их в постоянном водоеме типа старичных озер. Тесная ассоциация их с углистыми породами, преобладание шамозита над каолинитом, присутствие сидерита и сульфидов — все это указывает на формирование бокситов в заболоченных водоемах с восстановительной геохимической обстановкой.

Бокситы этого типа имеют, как правило, пелитоморфную или слоистую текстуру и оолитовую структуру. В то же время, в породе часто встречаются обломки мелкооолитовых бокситов, обломочные оолиты и их фрагменты, а также обломки эффузивных пород с ясной порфировой структурой. Большая часть мелких (в особенности, субмикроскопических) обломков почти нацело шамозитизирована, местами встречаются крупные обломки (до 10—15 см в диаметре), в центре которых порода сохраняет гематит-каолинитовый или каолинит-диаспоровый состав. Наличие в бокситах обломков структурного боксита указывает на генетическую связь осадочных бокситов данного типа с корой выветривания.

Кроме горизонтов пелитоморфных и тонкослоистых бокситов в разрезе встречаются линзы грубообломочных бокситовых пород, протяженностью от первых метров до 50—70 м (реже до 100 м) при мощности от 10—15 см до 1,5—2 м. Залежи имеют вогнутую нижнюю границу и часто бывают врезаны в подстилающий пласт пелитоморфных или тонкослоистых бокситов. Они наполнены слабоокатанными обломками нижележащих бокситов, что указывает на незначительное расстояние транспортировки материала и, скорее всего, на одноактный способ их образования, связанный, по-видимому, с паводковым периодом или ливневым потоком. Значительный (до 10—15 см) размер некоторых обломков указывает на более энергичный размыв пород, чем можно ожидать в небольшом озерном водоеме.

Подобных линз обломочных бокситов в разрезе бокситоносной толщи отмечено 5—6. Они залегают внутри алевро-пелитовых



Фиг. 80. Тонкослоистый боксит диаспор-шамозитового состава, Кайракское месторождение. Штуф, натуральная величина

пород красновато-бурой окраски, накопившихся в окислительной обстановке. Во вмещающих породах меньше минералов глинозема, меньше детрита, часто встречаются обломки кварца и кварцевых песчаников.

Структурно-текстурные особенности, минеральный и химический состав бокситов разного типа

Остаточные бокситы представлены сильно пористыми коричневатобурными породами гематит-каолинит-диаспорового состава. В породе сохраняются отчетливые реликты порфировой структуры, вследствие чего ее с полным основанием можно назвать структурным бокситом. Порода состоит, главным образом, из диаспора (60, 60%), каолинита (24%) и гематита (10%), второстепенные минералы — лейкоксен (рутил) — 2,30%, все прочие минералы составляют менее 1%. По химическому составу структурный боксит отвечает маркам Б-2 и даже Б-1 (табл. 37), но практического значения он иметь не может вследствие незначительных размеров рудных тел.

Вторично измененные — кальцитизированные, а тем более, шамозитизированные структурные латериты также практического значения не имеют вследствие низкого качества. В первых преобладает кальцит (65, 50%), он запечатывает поры в породе (пористость уменьшается с 52,26% до 0,9%); диаспор в них составляет 33%. Характерно, что в породе очень мало кремнезема (всего 0,42%). Видимо, ранее описанный структурный боксит был уже частично каолинизирован. Процесс шамозитизации также привел к резкому ухудшению качества боксита: практически в породе почти нет минералов свободного глинозема (около 3%), а 90% породы составляет шамозит. Необходимо отметить резкое увеличение в ней содержания валового железа (почти вдвое по сравнению с исходной породой).

Делювиально-пролювиальные бокситы — коричневатобурные, красноватобурные с оолито-обломочной структурой, гематит-диаспор-каолинитового состава. Кондиционных бокситов этого типа почти нет. В лучших из проб содержание Al_2O_3 достигает 51%; кремневый модуль — 3 (табл. 37). Порода, как правило, интенсивно каолинизирована, причем каолинизация, по-видимому, была неоднократной, так как выделяются три генерации каолинита. Характерно, что одновременно с каолинизацией имеет место осветление породы, сопровождающееся выносом железа. В ряде случаев полосы осветления боксита располагаются между красной — гематит-диаспор-каолинитовой породой и диаспор-шамозитовой. Шамозитизацией затронут верхний контакт залежей бокситов этого типа.

Аллювиальные (старичные) бокситы представляют собой серые, зеленовато-серые породы пелитоморфные или тонкослоистые. Они имеют оолитовую (реже пизолитовую), часто обломочно-оолитовую структуры, и диаспор-шамозитовый состав. Второстепенные минералы: бемит, каолинит, лейкоксен, сульфиды (пирит, марказит, сфалерит, галенит и халькопирит). Образование каемок диаспора (или бемита) вокруг обломков, появление колломорфного шамозита в цементе и образование сульфидов мы связываем со стадией диагенеза.

Диаспор, вероятнее всего, во всех типах бокситов является минералом катагенетическим (катагенез — по Н. М. Страхову, 1962). На это указывает характер срастания зерен диаспора с конформными границами, появление прожилков хорошо раскристаллизованного и чистого диаспора. В кристаллозолях он всегда насыщен тонкой вкрапленностью минералов железа и титана.

По химическому составу бокситы этого типа высококремнистые и сильножелезистые (табл. 37). Вредных примесей мало. Согласно техни-

Таблица 37

Химический (в вес.%) и минеральный (%) состав бокситов различных генетических типов, Гиссарский хребет

Компоненты	Кайракское месторождение									Рудопроявление		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Кунда- джуаз	Кунда- джуаз	Янголлык
										10	11	12
SiO ₂	9,74	0,42	25,92	17,18	14,41	19,09	9,66	8,08	16,12	21,20	11,20	11,72
TiO ₂	2,31	0,93	1,03	2,59	2,51	1,33	1,60	2,25	0,34	1,94	2,38	1,66
Al ₂ O ₃	60,80	24,15	27,98	51,02	39,92	19,70	64,57	66,61	63,39	56,72	42,14	37,15
Fe ₂ O ₃	10,17	0,43	2,93	15,35	6,14	6,00	6,44	1,66	1,51	2,78	3,83	4,70
FeO	Нет	1,94	18,75	Нет	21,35	24,31	Нет	5,69	1,38	0,38	23,40	20,44
MnO	0,42	0,90	Нет	0,36	0,07	0,34	1,85	Следы	Нет	Нет	0,31	0,13
MgO	0,69	0,46	5,19	0,59	1,27	1,06	0,30	0,69	0,60	0,78	1,68	1,72
CaO	0,82	36,12	1,12	0,99	0,95	9,34	Нет	1,25	0,55	0,96	0,27	1,12
Na ₂ O	0,05	Нет	0,02	0,02	0,17	0,09	0,07	0,05	0,12	0,13	0,05	0,06
K ₂ O	0,18	»	Нет	0,06	0,09	0,08	0,70	0,07	0,30	4,06	0,22	0,06
H ₂ O ⁻	0,73	»	1,16	1,79	0,49	0,74	0,83	0,31	0,81	0,50	Нет	0,33
H ₂ O ⁺	13,31	5,01	11,97	9,64	12,01	9,40	13,04	12,84	13,65	10,47	10,00	12,77
CO ₂	Нет	29,74	3,54	Нет	0,05	7,87	Нет	Нет	Не опр.	0,08	4,36	7,75
P ₂ O ₅	0,12	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,11	0,18	0,45	0,75	0,45	0,04	0,28	0,18
П. п. п.	0,88	»	»	»	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
C _{орг}	Нет	0,06	Нет	0,05	0,33	»	0,03	0,35	»	»	»	»
Сумма	100,23	100,16	99,61	99,79	99,87	99,53	99,54	100,57	99,32	100,04	100,12	99,77

Таблица 37 (окончание)

Компоненты	Кайракское месторождение									Рудопроявления		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Кунда- джуаз	Кунда- джуаз	Янгоклык
										10	11	12
Диаспор	60,60	33,00	3,0		36,50		66,30	58,90	58,0	50,70	33,80	30,95
Бемит	—	—	—	42,92	2,00	6,10	—	—	—	скв. 3	2	1
Гематит	10,20	1	—	15,40	—	—	6,40	—	—	2,80	—	—
Каолинит	24,00	1,0	—	38,50	10	—	21,90	7,20	32,90	2,60	—	—
Шамозит	—	—	90,40	—	49,50	74,80	—	20,90	6,90	2,60	48,40	38,61
Гидрослиуда	—	—	—	—	—	—	—	—	—	39,30	—	—
Сидерит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7,30	26,30
Кальцит	—	65,50	2,00	—	—	16,70	—	—	—	—	0,60	2,0
Магнезит	—	—	5,50	—	—	1,00	—	—	—	—	3,00	—
Окислы Ti (анатаз?)	2,30	1,0	1,0	2,60	1,50	1,40	1,60	2,30	0,34	2,0	2,40	1,65
Окислы Mn	0,50	—	—	0,40	—	—	1,90	—	—	—	—	—
Апатит	—	—	—	—	—	—	—	1,50	0,50	—	—	—
Прочие	2,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Объемный вес, г/см ³	1,46	2,84	2,90	2,49	2,61	—	—	—	—	2,80	2,94	3,02
Пористость эффективная, %	52,26	0,90	1,18	8,81	0,96	—	—	—	—	8,79	1,88	1,58

Образцы: 1 — остаточный латеритный боксит; 2 — кальцитизированный латеритный боксит (обр. 2160в); 3 — шамозитизированный латерит (обр. 2647а); 4 — делювиально-пролювиальный боксит; 5 — аллювиальный (старичный) боксит (обр. 1133); 6 — цемент аллювиального боксита; 7, 8 — обломки структурного боксита; 9 — обломок желвака с метаколлоидным диаспором; 10 — озерный боксит; 11 — озерно-болотный боксит (обр. 1243); 12 — озерно-болотный боксит.

ческим требованиям ГОСТ 972-50 они соответствуют бокситам марки Б-5, пригодным для производства глинозема и огнеупоров.

Делювиально-пролювиальные бокситы и бокситовые породы, судя по составу обломков, слабой их окатанности и отсутствию сортировки, образовались в результате размыва и перетолжения местного материала — латеритных кор выветривания эффузивов основного состава на бортах долины и в пределах поймы, в субаэральной обстановке. Поскольку в неизменном боксите из минералов железа присутствует только гематит (как в цементе, так и в оолитах), можно констатировать, что образование его происходило в окислительной среде.

Образование конкреционных выделений — оолитов и пизолитов, по-видимому, происходило частично еще в коре выветривания, вследствие стяжения глинозема, соединений титана и железа, частично на месте перетолжения, где осадок продолжал выветриваться и был подвижен алюминий, образующий вторичные каемки вокруг обломков, гнезда в цементе, местами — прожилки. Титан и железо на этой стадии были, по-видимому, менее подвижны, так как минералы глинозема здесь образуют чистые кристаллы.

Генезис бокситов

Связь структурных (остаточных) бокситов с корами выветривания очевидна. Поскольку в профиле выветривания выделяется зона с глинистыми минералами (каолинитом, гидрослюдой и др.), можно предполагать, что формирование профиля выветривания протекало сравнительно медленно (Никитина и др., 1971). Анализ диаграммы баланса вещества в профиле выветривания показывает, что в верхней зоне, в зоне структурного боксита, имел место дополнительный привнос глинозема, по-видимому, за счет поступления его из верхних (ныне размытых) частей разреза (фиг. 81).

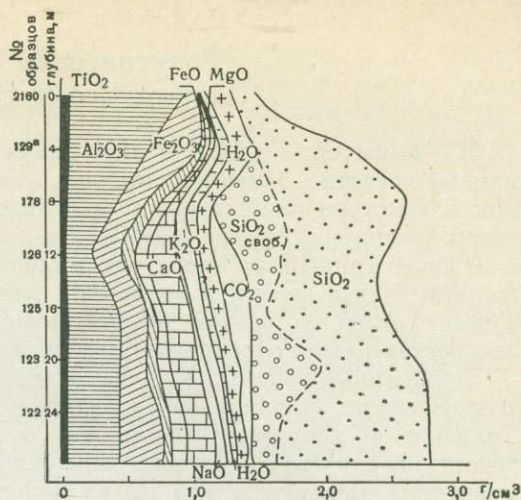
По аналогии с современными латеритными корами можно предполагать, что первоначально эти бокситы также были гиббситовыми. Трансформация гиббсита в диаспор вполне возможна в условиях глубинного катагенеза, который здесь, безусловно, имел место. Наложенные процессы, связанные с просачиванием озерно-болотных вод в породы коры выветривания, привели к ухудшению качества боксита. Кальцитизация только запечатала поры, минералы глинозема, при этом сохранились в том же количестве. При каолинизации и шамозитизации часть минералов свободного глинозема, вследствие взаимодействия с окислами железа и кремнеземом, замещалась каолинитом или шамозитом.

Судя по составу обломков, материалом для образования бокситов аллювиального типа служили делювиально-пролювиальные разности бокситов и породы коры выветривания. Чередование тонких слоев с идентичным составом и наличие элементов ритма указывает, что тонкослойные бокситы данного типа накапливались в постоянных и долго живущих водоемах типа стариц на пойме реки. Они относительно обогащены органическим материалом, имеют серую или зеленовато-серую окраску и диаспор(бемит)-шамозитовый состав, что указывает на накопление их в слабопроточных или застойных водоемах с восстановительной обстановкой. Накопление пород этого типа связано с повышением базиса эрозии и ослаблением эрозионной деятельности.

Большая часть оолитов и пизолитов в бокситах данного типа является обломочной.

В пользу преимущественно механического способа транспортировки бокситового материала говорит положительная корреляция содержаний Al и Ti, которая указывает на одновременный (и параллельный) способ их переноса. В процессе хемогенного переноса они должны были бы разделиться. Убедительного довода в пользу преимущественно хемогенного

Фиг. 81 Геохимическая диаграмма коры выветривания базальтовых порфиритов кайракской свиты



способа поступления бокситового материала при формировании залежей данного типа мы не имеем. Наблюдаемые в цементе гнезда бемита и диаспора скорее всего обязаны своим образованием перераспределению глинозема при диагенезе. С последним связано образование некоторой части оолитов, каемок диаспора вокруг обломков и, наконец, возникновение шамозита (основной минерал цемента) и сульфидов. Шамозит часто имеет колломорфную структуру и, несомненно является аутигенным. Его образование указывает на то, что при диагенезе подвижными были почти все элементы — Al, Si, Fe, а также щелочноземельные элементы. Меньшей подвижностью обладал, по-видимому, титан, который в основном связан с оолитами. В породах, содержащих много органических остатков, титан концентрируется в заметных количествах (до 6%).

С генетической точки зрения представляют интерес встреченные в бокситах данного типа обломки диаспоровых желваков с отчетливым колломорфным строением. Наличие последних указывает на то, что в локальных участках имело место высачивание или циркуляция коллоидных растворов, содержащих много глинозема, которые при коагуляции привели к образованию колломорфных конкреций.

В относительно богатых бокситах (с содержанием Al_2O_3 около 50%) наблюдается образование каемок диаспора вокруг обломков. В бедных бокситах с содержанием Al_2O_3 до 40% отмечается деградация обломочных диаспоровых оолитов — замещение их шамозитом с краев и по трещинкам, как радиальным, так и концентрическим. Местами оолиты полностью шамозитизированы. Иногда деградация оолитов идет по пути каолинизации. Любопытно, что в этом случае каолинит бывает импрегнирован точечными выделениями пирита.

Вышеописанные замещения отмечены в горизонтах, имеющих четкие и ровные стратиграфические границы с вмещающими породами, что позволяет уверенно связывать их с диагенезом, а не с эпигенетическими процессами.

Грубообломочные бокситовые породы, скорее всего, связаны с делювиально-пролювиальными шлейфами, выплеснувшимися с бортов долины на пойму в паводковые периоды, а затем, в процессе последующей деятельности реки в значительной степени размытые. Линзы обломочных бокситовых пород сохранились только в пониженных участках — в наиболее глубоких врезках, где они обогащены органическими остатками и имеют диаспор-шамозитовый состав. Как и предыдущая разновидность, бокситовые породы данного типа претерпели интенсивную диагенетическую переработку. Изменения обломочного материала (диаспоровых обломков) идет здесь по пути деградации — шамозитизации. Кроме того, здесь интенсивно проявлена вторичная кальцитизация. Вещество оолитов местами метасоматически замещено кальцитом. Глинозем из некоторых оолитов вынесен почти полностью, в то время как титан (лейкоксен) остается на месте — в проходящем свете видны его концентры.

Генетические аналогии Кайракского месторождения

На территории СССР полных аналогов Кайракского месторождения нам не известно. Имеются некоторые черты сходства в условиях залегания и текстурно-структурных особенностях с каменноугольными осадочными бокситами Тимана и КМА. Основное отличие их состоит в том, что в Южном Тянь-Шане эпоха бокситообразования сменилась резким понижением базиса эрозии и усилением размыва, в то время как на КМА и Тимане вслед за эпохой бокситонакопления последовала трансгрессия, способствовавшая сохранению месторождений бокситов.

Однотипные бокситопроявления выявлены в последние годы в сходных геологических условиях на территории Афганистана, в пределах Афгано-Таджикской депрессии (Михайлов и др., 1969). Детального изучения текстур и структур, а также минерального состава бокситов авторы не проводили. Бокситы встречены на территории Северо-Афганского угленосного бассейна. Представляет интерес приуроченность их к основанию нижнеюрской угленосной толщи и связь с корами выветривания. Последние лучше сохранились в тех участках, где уменьшается мощность нижнеюрских отложений. В пространстве бокситопроявления тяготеют к периферической части угленосных впадин.

О перспективах поисков бокситов кайракского типа

Незначительные размеры залежей остаточных и делювиально-пролювиальных бокситов и крайне ограниченное их распространение объясняется интенсивным размывом платформенных участков и возвышенностей как в конце верхнетриасовой эпохи, так и в нижнеюрское время. Мощная эрозия в нижней юре не позволяет надеяться на сохранение в данном районе крупных залежей бокситов латеритного типа. Размыву, вероятно, подверглись склоновые и присклоновые участки с делювиально-пролювиальными шлейфами.

Относительно лучшие возможности для сохранения от размыва имели залежи осадочных бокситов, накопившиеся в понижениях древнего рельефа: в речных долинах, в озерно-болотных впадинах, небольших депрессиях другого происхождения. Особо благоприятными следует считать участки с карбонатным субстратом.

В качестве главнейших критериев прогноза бокситовых месторождений можно назвать следующие: приуроченность их к норийско-рэтской толще; перерыв в осадконакоплении; связь с корами выветривания; наличие фаций аллювия, озерных и озерно-болотных водоемов. Тектонический фактор не благоприятствовал захоронению ни элювиальных, ни осадочных бокситов, так как после эпохи бокситообразования, территория юго-западных отрогов Гиссарского хребта испытывала преимущественно положительные тектонические движения.

Полигенное Аркалыкское месторождение бокситов аквально-карстового типа

В изучении месторождения на протяжении длительного отрезка времени (1933—1970 гг.) принимал участие многочисленный коллектив геологов различных организаций Министерства геологии и Академии наук СССР. Результаты их работ освещены в трудах Е. М. Великовской, А. Н. Волкова, Б. А. Тюрина, М. А. Кальменева, И. В. Орлова, С. И. Бенеславского, А. Е. Петрова, Ф. Г. Пасовой, З. К. Пономаренко, Е. Б. Бой-

довой, Г. Р. Кирпаля, Н. А. Бегадилова, Н. А. Лисициной, М. В. Пастуховой, С. Б. Патрикеева. Они использованы при описании месторождения в качестве существенного дополнения к полевым наблюдениям автора, и результатам изучения им минералогии и петрографии аркалыкских бокситов за период 1968—1972 гг.

Геологическое строение района

Аркалыкское месторождение находится в Амангельдинском бокситорудном районе, который расположен в пределах Казахстанского складчатого обрамления Тургайского прогиба. В строении района принимают участие породы различного возраста от верхнедевонских до четвертичных. Среди них выделяются два структурных комплекса — палеозойский и мезокайнозойский. Первый слагает палеозойский фундамент района, а второй — его платформенный чехол.

Палеозойский комплекс представлен осадочными образованиями, среди которых обособляются следующие.

1. Отложения франского яруса верхнего девона (D_{3fr}), представленные песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Мощность их составляет около 400 м.

2. Доломиты, известняки, углистые аргиллиты, алевролиты, песчаники фаменского яруса — нижнего турне ($D_3 fm - C_{1t1}$), мощностью до 300 м.

3. Отложения верхнего турне (C_{1t2}) — крупнозернистые песчаники, алевролиты, мергели и известняки, трансгрессивно залегающие на более древних отложениях фамена — нижнего турне. Мощность их достигает 100 м.

Тектоника палеозойского комплекса характеризуется сравнительно спокойными складками, имеющими северо-западное простирание. Антиклинальные структуры сложены франскими отложениями, а синклинальные — породами фамена — верхнего турне, которые объединяются в глинисто-карбонатную толщу фамена — нижнего турне ($D_3 fm - C_1$). Общая мощность этих отложений 400 м.

Среди пликвативных структур палеозойского комплекса наиболее крупными являются Аркалык-Балатерсакканская антиклинальная зона, занимающая большую часть территории района и осложненная в центральной части Аркалыкской брахисинклиналью, а также Акжар-Ашутская синклиналь, расположенная к западу от центральной антиклинали. К востоку от центральной Аркалык-Балатерсакканской антиклинальной зоны палеозойские отложения моноклинально погружаются к центру Тенизской впадины.

Рыхлые мезокайнозойские отложения в районе месторождений имеют широкое распространение и почти повсеместно несогласно перекрывают образования палеозойского фундамента. Среди рыхлых отложений чехла выделяются следующие.

1. Древняя кора выветривания ($K_2 - P_2^2$).

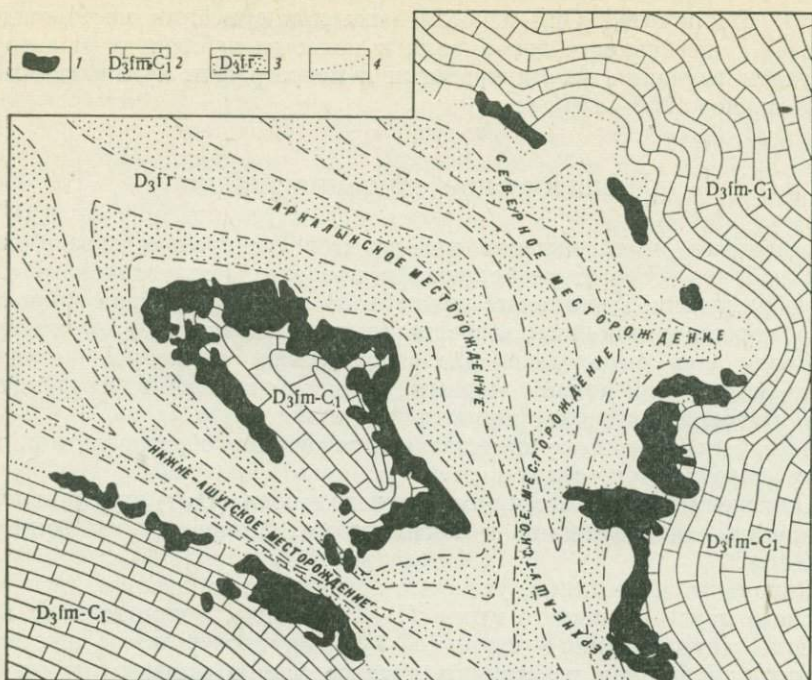
2. Бокситорудная серия ($K_2 - P_2^3$), расчленяемая на три толщи, имеющие стратиграфическое значение свит для данного района:

а) подрудная, представленная темно-серыми, серыми с пиритом, желтыми или пестроокрашенными глинами ($K_{2m} - P_1$); мощность до 100 м.

б) бокситорудная — пестроцветные каолинитовые, каолинит-гиббситовые глины, белые каолинитовые и каолинит-гиббситовые огнеупорные глины и бокситы ($P_1 - P_2^3$); мощность до 120 м.

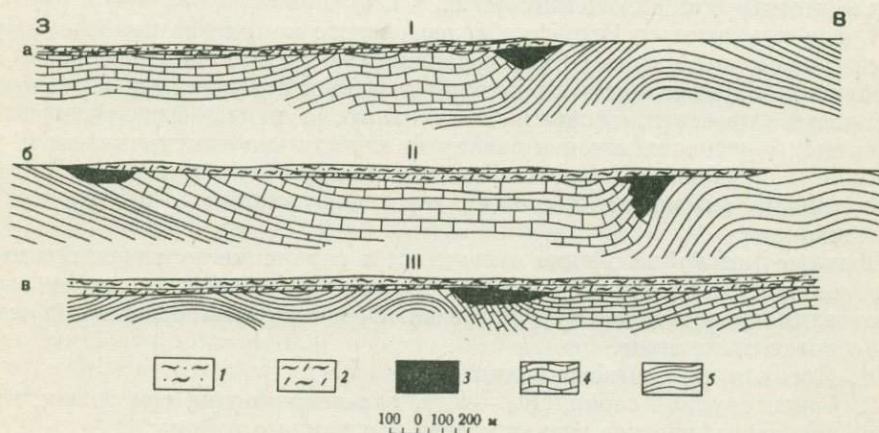
в) надрудная — серые и светлоокрашенные песчаные глины и глинистые кварцевые пески ($P_2^2 - 3$); мощность их 30 м.

3. Акжарская свита — пестроцветные каолинит-монтмориллонитовые и галлузиат-монтмориллонитовые бейделлит-монтмориллонитовые глины (P_3); мощность до 30 м.



Ф и г. 82. Геологическая схема расположения бокситовых месторождений Амгельдинского района (по Б. А. Тюрицу, 1959а)

- 1 — тела бокситоносных отложений; 4 — контакт алюмо-силикатных и карбонатных пород
 2 — глинисто-карбонатная толща (D_3fm-C_1);
 3 — песчаники, алевролиты и аргиллиты (D_3fr);



Ф и г. 83. Геологические разрезы Амгельдинского района (по Н. А. Лисицкой, 1959)

- а — через Акжаро-Ашутскую 2 — пестроцветные глины ак- 4 — глинисто-карбонатная
 синклиналь; жарской свиты (P_3^3); толща (D_3fm-C_1);
 б — через Аркалыкскую брахи- 3 — бокситорудная серия: над- 5 — песчаники, алевролиты и
 синклиналь; рудные пески и песчаные глины (P_2^{2-3}), бокситонос- аргиллиты (D_3fr).
 — через восточное крыло Ар- ные отложения, подрудные Месторождения:
 калык-Балатерсакканской глинистые отложения I — Нижне-Ашутское,
 антиклинали; ($K_2m-P_3^3$); II — Аркалыкское,
 1 — гипсоносные глины араль- III — Верхнеашутское
 ской свиты (N_1^{1-2});

4. Аральская свита — зеленовато-серые гипсоносные глины (N_1^{1-2}); мощность — 20 м.

5. Жиландинская свита — красно-бурые глины или суглинки сильно известковистые с кристаллами гипса (N_1^{2-3}); мощность 20 м.

6. Кустанайская свита — светло-бурые песчаные мергелистые глины (N_2); мощность до 10 м.

7. Четвертичные отложения.

В настоящее время известно четыре промышленных месторождения осадочных бокситов (фиг. 82, 83). Они закономерно приурочены к крыльям палеозойских структур и расположены в зоне контакта песчано-сланцевой толщи (D_3fr) и глинисто-карбонатных отложений (D_3fm-C_1), что послужило главным критерием для отнесения этих месторождений Б. А. Тюриным (1959а, 1963) к надконтактовому типу.

Аркалыкское месторождение находится в центральной части района; залежи бокситов располагаются на крыльях Аркалыкской брахисинклинали.

Бокситы стратиграфически приурочены к отложениям палеоцена — среднего эоцена (Волков, 1959; Пономаренко, 1966), объединяемым в бокситоносную формацию, представляющую собой парагенез кор выветривания и осадочных бокситов, аллитов и огнеупорных глин. Это континентальные фации элювиального, делювиального, озерно-алювиального и озерно-болотного генезиса. Формирование этой парагенетической ассоциации пород происходило в относительно спокойной тектонической обстановке на фоне медленного воздымания и расчленения территории, в условиях жаркого переменного-влажного климата, приближающегося, согласно результатам палинологических исследований С. Б. Патрикеева, к климату современной тропической саванны.

Древняя кора выветривания и карст

В районе месторождения широко распространена кора выветривания площадного типа. Она развита на франских отложениях и на породах глинисто-карбонатной толщи (D_3fm-C_1).

Профиль выветривания на франских породах характеризуется сильно развитой каолиновой зоной, мощность которой доходит до первых десятков метров. Горизонты элювия, сложенные минералами свободного глинозема, не известны. Общая направленность процесса выветривания характеризуется обогащением элювия глиноземом и выносом кремнезема (Лисицина, 1956, 1959). Глинозем не являлся абсолютно инертным и испытывал перемещение в профиле выветривания и, по всей вероятности, частичный вынос.

Выветривание глинисто-карбонатной толщи (D_3fm-C_1) имеет свои особенности. Этими особенностями являются окремнение карбонатных пород в подошве профиля выветривания и развитие в них карстовых полостей.

В пределах Аркалыкского месторождения выделяются два типа карста (по Н. А. Гвоздецкому, 1965): 1) открытый, формировавшийся с дневной поверхности и выполненный только осадками, накопление которых генетически связано с его развитием; 2) закрытый, формировавшийся в глубине профиля выветривания, под покровом толщи практически некарстующихся пород, накопление которых происходило до развития карста. Второй тип — доминирующий на описываемом объекте. Подземное карстование приводило к медленному прогибанию «надкарстовой» толщи и формированию на ее поверхности замкнутых депрессий, мелких, блюдцеобразных, или глубоких — типа котловин и воронок. В случае глубокого прогибания дислокации в «надкарстовой» толще, а также в отложениях, выполняющих формирующиеся при этом впадины, нередко выходят за пределы области пластических деформаций, и поэтому возникают разрыв-

ные трещины, которые при дальнейшем развитии карста и проседании «надкарстового» комплекса приобретают облик дизъюнктивных линейных структур, типа сбросов. Амплитуды смещения по ним, зафиксированные наблюдениями в карьерах, достигают 10 м.

Строение бокситоносной толщи

Рудовмещающие депрессии. Отложения бокситоносной толщи, включающие около 40 залежей бокситов и свыше 10 огнеупорных глин, приурочены к бортам Аркалыкской котловины, которая является крупной геоморфологической структурой тектонического происхождения. Бокситоносные осадки покрывают склоны и залегают в депрессиях более высокого порядка, среди которых выделяются: 1) карстовые, представляющие собой мелкие блюдцеобразные западины и глубокие воронки и котловины, размером в первые сотни метров в диаметре; 2) эрозионно-карстовые (поля), имеющие в плане форму долин, длиною в несколько километров, тальвег которых осложнен многочисленными воронками. В выработке понижений второго типа, помимо карста, существенная роль принадлежит эрозии. Морфология их обнаруживает тесную связь с палеозойской тектоникой: долины закономерно вытянуты вдоль контакта алюмосиликатных пород франского яруса и карбонатных фаменского яруса. На западном пологом крыле Аркалыкской синклинали склоны долин более пологие, в то время как на крутом восточном крыле долины врезаны глубже и борта их гораздо круче (фиг. 84).

Фациально-генетические типы бокситов, условия залегания и форма рудных тел. Бокситы частью залегают в карсте, связаны с делювиальными, озерно-болотными и аллювиальными фациально-генетическими типами осадочных образований и относятся к полигенному аквально-карстовому типу.

Делювиальные бокситы покрывают склоны и залегают у подножья склонов в углублениях в рельефе, карстового и эрозионно-карстового происхождения. Литологические признаки их — красный, коричнево-красный и желто-красный цвет, отсутствие сортировки слагающего их материала, плащеобразный характер залегания. С этим генетическим типом связана основная масса запасов руды. Делювиальные бокситы формируют пластобразные залежи и линзы мощностью от 3—5 до 10—15 м. По форме в плане среди рудных тел различаются ленточные и изометричные.

Ленточные тела в плане проектируются на алюмосиликатные породы франского яруса и располагаются подковообразно на склонах Аркалыкской котловины. Бокситы покрывают склоны долинных депрессий. Тела их вытягиваются по направлению долины. Они залегают на коре выветривания франских отложений с наклоном в сторону глинисто-карбонатной толщи. По падению бокситы переходят в пестроцветные аллиты и огнеупорные глины, при этом нередко происходит расщепление рудного тела на несколько прослоев. Вверх по склону бокситы срезаются эрозией. Подошва тел повторяет подрудный рельеф. Поверхность осложнена более поздними эрозионными врезами. Вследствие этого форма рудных тел в разрезе имеет пережимы и раздувы. В пределах контура тел бокситов нет блоков пустых пород, и они поэтому по строению относятся к простому типу.

Литологический состав рудных тел обнаруживает связь с положением их в подрудном рельефе. Нижние участки склонов покрыты тонкообломочными бобовыми бокситами (каменистыми и глинистыми), формирующими пластовые тела. Глинистые бокситы слагают самые нижние горизонты. Они подстилаются и переходят вниз по склону в пестроцветные аллиты и глины, а вверх по склону сменяются каменными бокситами, которые в зоне перехода нередко налегают на глинистые. На верхних

участках склонов залегают грубообломочные породы, являющиеся кондиционной бокситовой рудой, имеющие нередко глыбовое строение и напоминающие курумники. Глыбы каменистых бокситов включены в обломочную массу, которая представлена галькой каменистых бокситов в каолинит-гипбситовой глиноподобной массе. По-видимому, долинские депрессии во время формирования бокситов углублялись. Склоны, на которых отлагались бокситы, при этом подмывались, становились более крутыми и оползали. Вследствие этого залежи каменистых бокситов испытывали дробление, и глыбы их перемещались вниз по склону и захоронялись среди более тонкого материала, приносимого водными потоками.

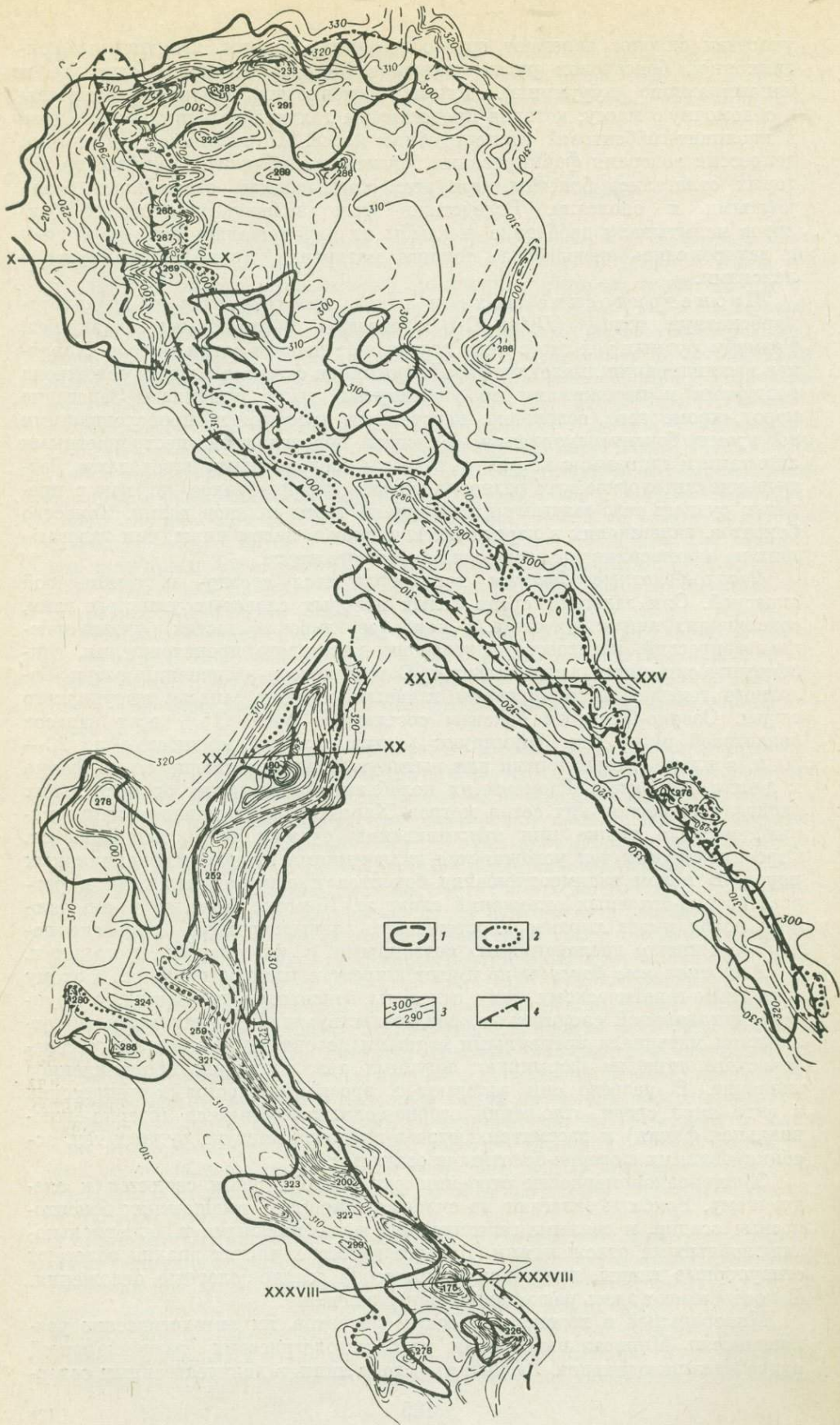
Изометрические тела в плане проектируются на глинисто-карбонатную толщу ($D_{3fm}-C_1$) и связаны с карстовыми впадинами. Размеры рудных тел этого типа составляют первые сотни метров. Характер выклинивания линзовидный. Линзовидная форма в разрезе осложнена раздувами и пережимами по упомянутым выше причинам. Залегание пород, кроме того, осложнено карстовыми просадками, происшедшими во время бокситонакопления. Бокситы подстилаются пестроцветными аллитами и глинами, с которыми связаны постепенными переходами. Размещение литологических разновидностей в разрезе такое же, как в пределах рудных тел, залегающих в нижней части склонов долин. Качество бокситов, залегающих в карстовых впадинах в целом ниже, чем залегающих на алюмосиликатных породах франского яруса.

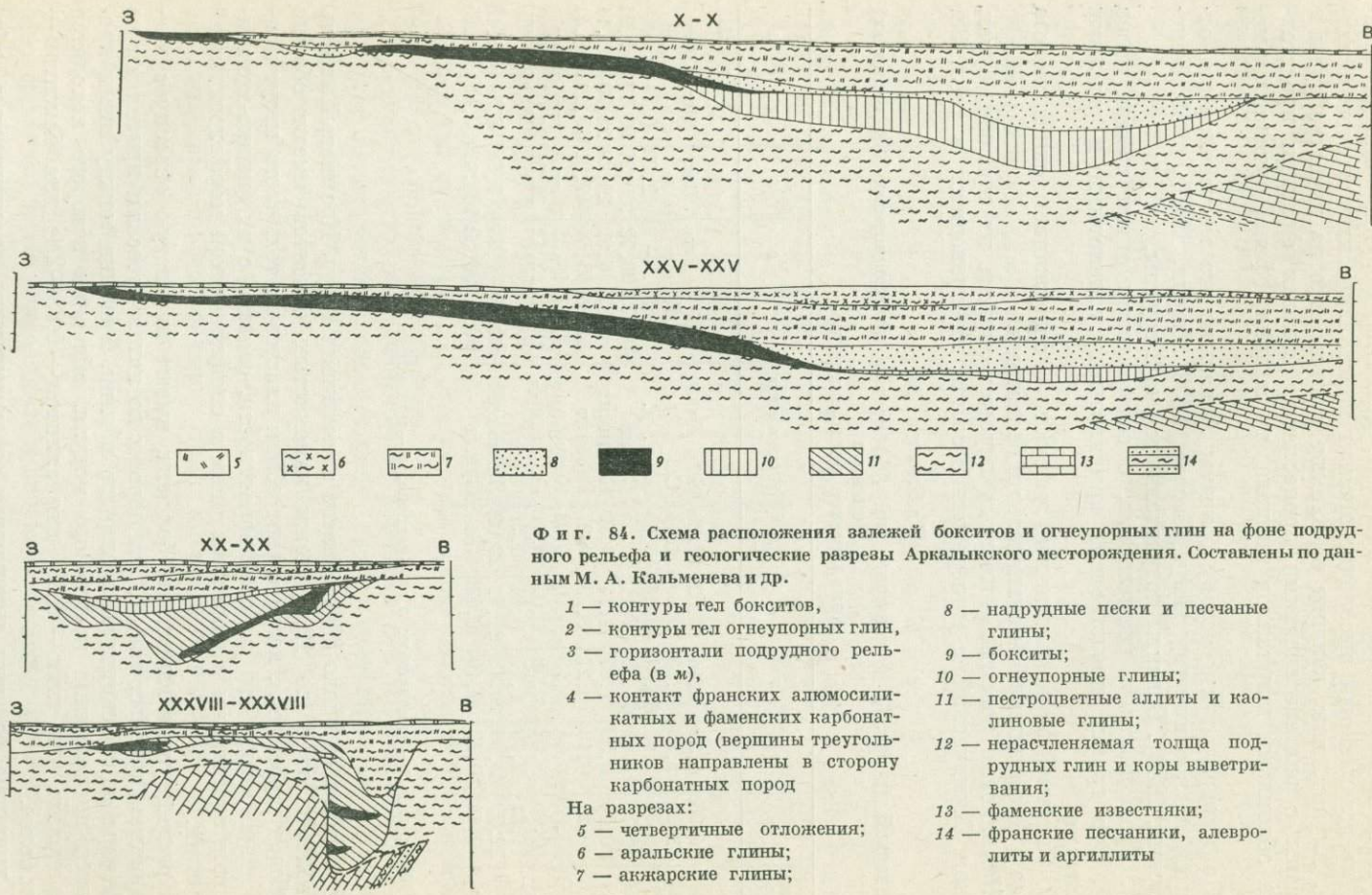
Озерно-болотные бокситы характеризуются светло- и темно-серой окраской. Они залегают среди белых и серых слоистых углистых глин, содержащих линзы лигнитов, в наиболее глубоких частях рудовмещающих депрессий, карстового и эрозионно-карстового происхождения, гипсометрически ниже делювиальных. С комплексом отложений озерно-болотного генезиса ассоциированы главным образом запасы огнеупорного сырья. Озерно-болотные бокситы составляют около 15% всех запасов бокситовой руды. Они формируют вогнутые линзы мощностью до 20—30 м, в плане изометричные или вытянутые, приближающиеся по форме к ленточным телам. Размеры их колеблются в пределах от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Характер выклинивания линзовидный, нередко также при выклинивании рудные тела расщепляются. Строение рудных тел усложняется включениями блоков некондиционных пород. В целом взаимоотношение бокситов и огнеупорных глин в разрезе озерно-болотных отложений сложное. Контакт бокситов и вмещающих пород имеет характер постепенного взаимоперехода. Залегание пород осложнено дислокациями, связанными с карстовыми просадками.

Аллювиальные бокситы не имеют широкого распространения. К этому фациально-генетическому типу отнесены бокситовые галечники, с крупной диагональной слоистостью, свидетельствующей, по-видимому, об отложении материала временными водными потоками. Бокситы этого генетического типа не формируют крупных тел, имеющих промышленное значение. В разрезе они залегают в эрозионно-карстовых депрессиях в виде линз среди отложений озерно-болотного генезиса (озерно-аллювиальная фация) и рассматриваются в пределах контура рудных тел, ассоциированных с озерно-болотными осадками.

Общие закономерности строения рудоносной толщи сводятся к следующему. Бокситы залегают на склонах депрессий, вмещающих бокситоносные осадки, и связаны генетически с делювиальными и делювиально-аллювиальными отложениями. В более глубоких частях впадин залегают огнеупорные глины, представляющие собой озерно-болотные отложения. Бокситы имеют здесь резко подчиненное значение.

Минеральный и химический состав бокситов, их литологические разновидности. Минеральный состав всех литологических разновидностей рудной толщи одинаков. Различия состоят лишь в количественных содер-





жанных главных породообразующих минералов. При этом содержание каолинита играет решающую роль в разделении бокситоносных отложений на бокситы (каменистые, глинистые) аллиты и глины.

Основными минералами являются: гиббсит, каолинит, гематит, гетит. Второстепенные минералы — маггемит, магнетит, корунд, бёмит, лейкоксен, представленный высокодисперсным кристаллическим агрегатом анатаза. Алузит, гипс, кальцит не влияют существенно на качество руды и связаны с эпигенетическими процессами. Тяжелая фракция представлена обломками кристаллов циркона, турмалина, сфена, рутила, ильменита.

По минеральному составу бокситы Аркалыкского месторождения относятся к гиббситовому типу (Пасова, 1959; Тюрин, 1959а, 1963; Беневский, 1959). Бокситы подразделяются на 2 группы.

1. Красноцветные (железистые, с содержанием окиси железа более 5%). Эта группа представлена каменистыми, глинистыми и рыхлыми бокситами.

2. Светлые (маложелезистые) разности с содержанием окиси железа менее 5%, представлены сухаристыми бокситами.

Каменистые бокситы — плотные породы; окраска их красная, бурая, желтая. Химический и минеральный состав их приводится в табл. 38.

Таблица 38

Химический (в вес.%) и минеральный (%) состав красноцветных (железистых) бокситов Аркалыкское месторождение

Компоненты						Компоненты					
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
SiO ₂	4,76	4,38	9,44	11,02	17,26	SO ₃	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
TiO ₂	2,55	1,33	7,58	6,59	1,18	CO ₂	0,19	»	»	»	»
Al ₂ O ₃	48,48	55,15	38,04	40,23	46,98	П. п. п.	0,63	—	2,39	0,74	»
Fe ₂ O ₃	18,78	12,42	18,85	17,11	10,55	Сумма	100,73	99,72	100,21	99,77	99,91
MgO	0,79	0,59	1,07	1,14	0,10	Каолинит	6,37	6,91	20,29	23,70	37,11
CaO	0,27	0,13	0,27	0,23	0,27	Гиббсит	64,36	65,54	47,91	47,20	49,41
Na ₂ O	0,05	0,04	0,10	0,10	0,03	Корунд	5,13	10,35	—	—	—
K ₂ O	0,05	0,04	0,08	0,07	0,01	Гематит + гетит	18,78	12,42	24,34	21,97	11,25
H ₂ O	1,31	2,09	1,77	0,84	0,51	Лейкоксен	2,55	1,33	7,58	6,59	1,18
H ₂ O+	22,73	33,38	20,43	21,51	23,02	Сумма	97,20	96,52	100,12	99,46	98,95
P ₂ O ₅	0,14	0,17	0,19	0,19	Не обн.						

Образцы: 1, 2 — каменистые; 3, 4 — рыхлые; 5 — глинистые.

Они составляют около 30% запасов алюминиевых руд. Кремневый модуль колеблется от 4 до 12. Залежи каменистых бокситов имеют обычно глыбовое строение и, когда имеют облик пластовых тел, часто несут признаки дробления, что, по всей вероятности, связано с их физико-механическими свойствами и формированием в специфической морфологической ситуации.

Красноцветные глинистые бокситы, имеют пятнистую окраску с преобладанием красных тонов. Эти породы по литологическим признакам не отличимы от красноцветных аллитов и глин. Граница между ними проводится по величине кремневого модуля, значения которого находятся в пределах: для глин — 0,85; для аллитов — 0,85—2,1; для бокситов — 2,1 и более.

Глинистые бокситы отличаются от каменистых пластичностью, обусловленной большим содержанием каолинита. В глинистых бокситах этого минерала содержится больше 25%, в каменистых соответственно меньше 25%. С глинистыми бокситами ассоциированы руды низкого ка-

чества, марок Б4, Б5 и Б6, годные для производства глинозема методом спекания и употребления в качестве флюсов в мартеновском производстве (Бенеславский, 1959; Тюрин, 1959а).

Рыхлые бокситы представляют собой слабосцементированный агрегат обломков каменных бокситов, пизолитов и бобовин, заключенных в каолинит-гиббситовую глиноподобную массу. Руды, связанные с этой литологической разновидностью, характеризуются пестротой кремневого модуля, изменяющегося в пределах от 2,1 до 12 многообразием марок: БВ, БО, Б1, Б2, Б3, Б4, Б5, Б6. В целом рыхлые бокситы являются рудой более низкого качества, чем каменные, но более высокого, чем глинистые.

Сухаристые бокситы от описанных выше разновидностей отличаются светлой окраской, обусловленной незначительным содержанием окисного железа (табл. 39). Они представляют собой руды марок Б4, Б5, Б7 и Б8.

Таблица 39

Химический (в вес.%) и минеральный (%) состав маложелезистых бокситов (сухаристых), Аркалыкское месторождение

Компоненты				Компоненты			
	1	2	3		1	2	3
SiO ₂	0,68	1,87	17,30	H ₂ O ⁻	0,73	0,84	1,02
TiO ₂	2,04	1,93	3,34	F	0,1	0,29	—
Al ₂ O ₃	63,02	61,73	51,34	Сумма	100,04	100,39	99,69
Fe ₂ O ₃	0,30	0,41	0,44	Каолинит	1,45	4,04	36,56
CaO	0,26	0,27	0,41	Гиббсит	95,69	91,98	56,29
MgO	0,37	0,39	0,47	Корунд	—	—	—
Na ₂ O	0,12	0,04	0,05	Гематит	0,30	0,41	0,44
K ₂ O	0,01	0,02	0,15	Лейкоксен	2,04	1,98	3,34
H ₂ O ⁺	32,45	32,72	24,57	Сумма	99,48	98,34	96,62

Бокситы Аркалыкского месторождения характеризуются многообразием марок руд, но прихотливое их распределение в пределах рудных тел не позволяет использовать их в широком диапазоне промышленных отраслей. В процессе добычи при шихтовании происходит их усреднение и получают руды марок Б4, Б5, которые используются в производстве глинозема и в черной металлургии.

Текстурно-структурные особенности бокситов. Все разновидности бокситов характеризуются повсеместным распространением обломочных структур (целитовых, алевроитовых, псаммитовых и в меньшей мере псефитовых). Помимо обломков в бокситах также широко распространены конкреционные образования (бобовины, пизолиты и гиббситовые конкреции). В породе они перемешаны с обломками и имеют облик терригенных включений. Это наводит на мысль о том, что они при формировании испытывали переотложение. Ниже приводится описание этих образований.

Бобовины представляют собой сфероидальные слоистые образования тонкодисперсных минералов окиси железа и глинозема, которые находятся в тесном сростании.

По минеральному составу и отчасти по текстурным признакам в бокситах выделяются две разновидности бобовин — корундсодержащие и гиббсит-гематитовые «рыхлые».

Корундсодержащие бобовины распространены в каменных бокситах высокого качества, которые слагают рудные тела, залегающие на склонах и у подножья склонов в подрудном рельефе, среди осадков делювиального

и делювиально-аллювиального генезиса. Цвет их вишнево-черный, с зеленоватым оттенком, блеск металлический. Размеры колеблются от 2—5 до 15—20 мм. В породе они равномерно перемешаны с более тонким обломочным материалом.

Текстура колломорфно-слоистая. Наиболее обычен концентрический характер наслоения, и в этом случае бобовины правильнее именовать пизолитами. Встречаются также более сложные фигуры наслоения. Характер наслоения определяет форму бобовин. В качестве терригенной примеси в бобовины включены обломки зерен кварца и боксита. Так называемые сложные бобовины содержат несколько простых форм, включенных в общую зону наслоения.

Минеральный состав этих образований — гематит, маггемит, магнетит, гиббсит, корунд. Размеры кристаллов, вычисленные по дебаеграммам и электронно-микроскопическим снимкам, колеблются в пределах от 0,3 мкм до 200 Å. Бобовины, как правило, разбиты системой трещин усыхания, указывающих на то, что они подвергались дегидратации. Перечисленные структурные признаки свидетельствуют об их формировании из сильно пересыщенных растворов и дают основание предполагать, что материал, слагающий бобовины, отлагался первоначально из раствора в виде метастабильных аморфных или полуморфных форм, из которых в дальнейшем при высушивании кристаллизовался парагенез минералов, несвойственный гипергенным образованиям.

Ко второй разновидности относятся так называемые рыхлые бобовины. Они представляют собой порошокоподобный агрегат с более плотной наружной зоной. Имеют распространение в каменных бокситах, где они выглядят, как образования первого описанного выше типа, претерпевшие деградацию. В глинистых бокситах эти разновидности бобовин являются единственными из числа образований подобного рода. Минералы окиси железа и глинозема, являющиеся основными породообразующими, представлены гематитом и гиббситом. Прочие формы, известные в бобовинах первой разновидности, отсутствуют. Очевидно эти образования после своего захоронения испытали деградацию. Поскольку вмещающая бобовины масса была подвержена процессам обеления, которые придали породе пеструю пятнистую окраску, то, по всей вероятности, формирование этой разновидности бокситов происходило в условиях повышенной миграционной способности железа, возможно обусловленной сезонными явлениями, чередованием увлажнений и осушений. В период увлажнений железо преимущественно выщелачивалось, а в период осушений фиксировалось в породе. Бобовины реагировали также на изменение обстановки, так как микропористое строение их вполне могло обеспечить диффузионный обмен с вмещающей средой. Вследствие этого в первую очередь испытывали преобразование минералы, термодинамически наиболее неустойчивые в данной обстановке — маггемит, магнетит и корунд.

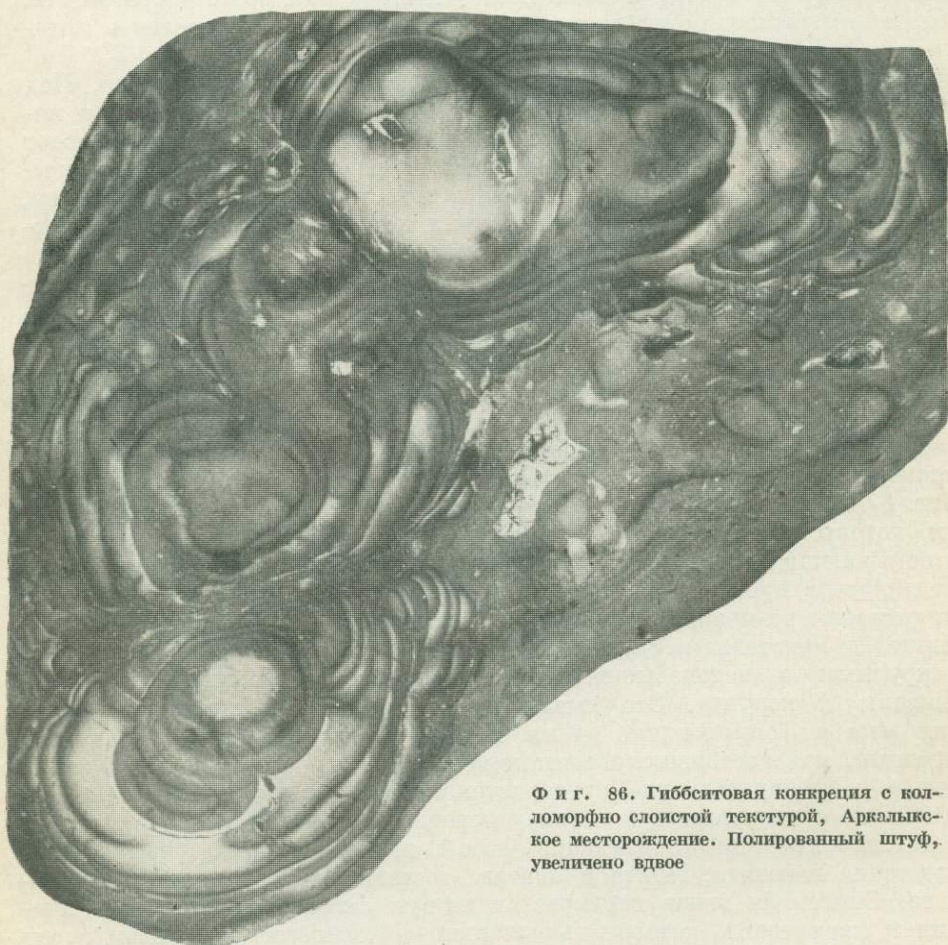
В бокситах распространена также другая разновидность концентрически-слоистых образований — пизолиты и оолиты, сложенные каолинитом, гиббситом, гематитом и гетитом. Содержания этих минералов могут изменяться в широких пределах. Они слагают концентрические слои, различные макроскопически, благодаря колебаниям содержания окиси железа в них. Наслоение осуществлялось, как правило на ядра, в качестве которых служат обычно обломки бокситовых пород.

Гиббситовые конкреции также широко распространены в бокситовых отложениях. Эти образования сложены практически одним минералом — гиббситом. Среди них по характеру залегания различаются механически перетолженные и аутигенные (не подвергавшиеся механическому перемещению после формирования и в процессе своего образования).

Механически перетолженные конкреции имеют облик терригенных включений (фиг. 85). Размеры их изменяются в пределах от 2—3 мм до 7 см. Строение их колломорфное, обусловленное фигурами наслоения,



Ф и г. 85. Переоглаженные гиббитовые конкреции в боксите, Аркалыкское месторождение



Ф и г. 86. Гиббитовая конкреция с колломорфно слоистой текстурой, Аркалыкское месторождение. Полированный штуф, увеличено вдвое

которые формируют сложный малахитоподобный узор (фиг. 86), либо имеют концентрический характер. Форма этой разновидности конкреций обусловлена наслоением и приближается к сферической. По-видимому они испытывали переотложение в процессе своего формирования.

Аутигенные конкреции имеют вид караваев и линз. Размеры их достигают 1,5 м. В отличие от выше упомянутых, они залегают без признаков переотложения.

Особенности формирования бокситов

Процесс формирования бокситов подразделяется нами на две стадии: седиментация (отложение осадков) и постседиментационное преобразование осадка.

Седиментация (седиментогенез). При седиментогенезе происходило накопление за счет разрушения ранее сформированных бокситов (более древних осадочных, или латеритных) глиноземного материала, переотлагаемого водными потоками главным образом механически. Об этом свидетельствует обилие обломков разной крупности гиббситовых пород в бокситах. Существенно хомогенные образования (оолиты, пизолиты, бобовины, конкреции), которые тоже имеют широкое распространение, также почти повсеместно несут следы механического переотложения. Это обусловлено видимо тем, что бокситовый материал отлагался на склонах или у подножья склонов, выше базиса эрозии. В силу этого осаждение растворенного материала происходило в движущейся воде, и поэтому он после седиментации всегда испытывал более или менее длительное механическое перемещение.

Постседиментационные преобразования бокситоносных осадков. Под этим термином понимается формирование минеральных агрегатов в породе после стадии седиментогенеза, но перед эпигенезом. Как показывает петрографическое изучение литологических разновидностей бокситоносных осадков, процессы, происходящие в эту стадию в целом однотипны, но фациальная обстановка формирования породы накладывает свой отпечаток на минеральный состав этих образований.

Постседиментационное преобразование делювиальных бокситов. Наиболее четко процесс преобразования структурного облика породы и отчасти ее минерального состава в эту стадию проявлен в каменистых бобовых бокситах. Для этой разновидности пород постседиментационные процессы характеризуются перераспределением глинозема и формированием крупнокристаллического гиббсита главным образом за счет материала, накопленного в седиментогенезе. Он образует крустификационные и микродрузовые, щетковидные формы в пустотах растворения (фиг. 87). Это так называемый процесс собирательной перекристаллизации, который происходил в условиях выщелачивания глинозема, когда в промывающих породе растворах концентрации ионных форм алюминия, находившихся в пределах насыщения по отношению к гиббситу. При этом эти растворы на некоторых участках оказывались насыщенными по отношению к кристаллам средних размеров, пересыщены по отношению к крупным и недонасыщены по отношению к мелким, и по отношению к корунду. Это вызывает растворение неустойчивых форм глинозема и формирование за их счет крупных кристаллов. При этом инертные, малорастворимые соединения, такие как Fe_2O_3 и TiO_2 вовлекаются в собирательную перекристаллизацию менее интенсивно, по сравнению с глиноземом, и поэтому нередко формируются агрегаты типа кристаллозелей, представляющие собой тонкодисперсные пылевидные включения гематита, гетита и анатаза в кристаллическом агрегате гиббсита. Описанная выше перекристаллизация сопровождается выщелачиванием кремнезема, которое выражается в замещении гиббситом зерен

Ф и г. 87. Микроструктура постседиментационной перекристаллизации бокситового осадка, Аркалыкское месторождение. Шлиф, увел. 30, николи скрещены

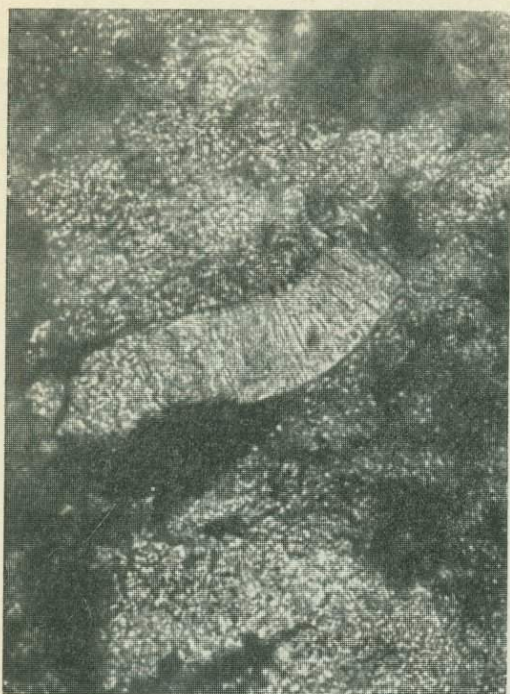


кварца и каолинита (фиг. 88, 89). Этот процесс отождествляется с выветриванием (Лисицина, Пастухова, 1963; Бушинский, 1971).

При этом отмечается тенденция к усреднению химического и минерального состава и к однородности текстурного облика породы. Обломочные структуры становятся не столь контрастными. Нередко проявляются следы переработки породы почвенными процессами в виде развития так называемых трубчатых текстур. Железо и глинозем, по-видимому, также частично выщелачиваются при этом процессе.

Постседиментационное преобразование осадков в водоемах озерно-болотного типа имеет свои отличительные черты. Особенностью этих водоемов было то, что дно у большинства из них было приподнято над общим уровнем базиса эрозии и это обеспечивало латеральный дренаж накапливаемых осадков. Здесь преобладала восстановительная обстановка за счет разложения органики и сюда же поступали значительные массы кремнезема в растворах, дренирующих зону выветривания. Вследствие этого здесь преобладал вынос железа и титана, происходило отбеливание осадка, а также его химическая переработка, которая проявилась в перераспределении глинозема либо по типу собирательной перекристаллизации, либо в формировании аутигенных гиббситовых конкреций. Помимо перераспределения глинозема, в зависимости от степени насыщенности промывающих осадок вод кремнеземом, происходила каолинизация накапливающегося гиббситового материала, который поставлялся главным образом механическим способом.

В целом химические преобразования в осадке происходили на фоне общей его каолинизации, которая развивалась неравномерно в объеме осадка. Богатые кремнеземом растворы при фильтрации через значительные скопления глиноземного материала, растворяли гиббсит, по отноше-



Ф и г. 88. Замещение вермикулито-
подобного кристалла каолинита
микросталлическим гипсом,
Аркальское месторождение.
Шлиф, увел. 290, без анализатора
(а), николи скрещены (б)



Ф и г. 89. Структуры замещения
кварца кристаллическим гипсом,
Аркальское месторождение. Шлиф
увел. 30, николи скрещены

нию к которому они не были насыщены. По мере поступления алюминия в раствор достигалось состояние насыщения его по отношению к каолиниту, и дальнейшее растворение гиббсита приводило к выпадению из раствора каолинита. Последующее взаимодействие этого раствора с гиббситовым осадком приводило к обогащению растворов алюминием и обеднению кремнекислотой. Каолинизация осадка продолжалась до тех пор, пока не достигалось состояние насыщения раствора по отношению к гиббситу, и тогда происходила перекристаллизация породы и формирование гиббситовых конкреций. Таким образом формировались тела сахаристых бокситов и огнеупорных глин, которые образуют сложное взаимоотношение друг с другом в разрезе отложений озерно-болотного генезиса.

Из всего изложенного видно, что процессы постседиментационного преобразования бокситоносных осадков имеют много сходства с диагенетическими процессами.

Наложенные процессы

Наиболее широко развиты из явлений этого ряда — обеление (вынос соединений окисного железа) и каолинизация бокситов. Эти два различных по своей природе процесса взаимосвязаны пространственно и генетически, и обусловлены подъемом уровня грунтовых вод (по-видимому, в результате выполнения осадками депрессий), заболачивания поверхности бокситов и формированием вышележащих слоистых маложелезистых глинистых пород, озерно-болотного генезиса. В процессе формирования этих образований в нижележащие породы происходила инфильтрация кислых вод с восстановительным потенциалом и богатых растворенным кремнеземом. При взаимодействии этих растворов с бокситом происходило восстановление и удаление железистых соединений, а так же синтез каолинита, перераспределение и частичное выщелачивание глинозема из горизонта подверженного воздействию фильтрующихся вод (табл. 40). По всей вероятности, эти процессы незначительно разорваны во времени. Зона выноса железа, фиксируемая обелением породы, как правило, по размерам превышает участок каолинизации.

Эпигенетическое обеление и каолинизация распространены довольно широко. Проявление этих процессов отмечается в той или иной мере во всех разновидностях бокситоносных отложений. Степень эпигенетической проработки пород различна и связана с морфологическим положением бокситовых тел. Известны случаи, когда мощность обеленных и каолинизированных бокситов составляет от 5 до 7 м. Это указывает на значительные масштабы подобных процессов, в отдельных случаях приводивших, вероятно, к полному уничтожению бокситовых тел. В результате происходило разубоживание руды вследствие образования каолинита за счет части глиноземных минералов бокситов и формировались высокоглиноземные маложелезистые бокситы, поскольку зоны обеления, как правило, превосходили по размерам зоны каолинизации.

Генезис бокситов

На генезис Аркалыкских бокситов в настоящее время существует несколько точек зрения. Большинство авторов придерживается двух положений, которые кажутся нам несомненными: 1) аркалыкские бокситы являются осадочными образованиями; 2) источником бокситового материала была древняя кора выветривания, развивавшаяся на верхнедевонских и нижнекаменноугольных породах. Бокситы формировались за счет ее разрушения и переотложения.

Таблица 40

Химический $\left(\frac{\text{вес. \%}}{\text{г/см}^3}\right)$ состав образцов, характеризующих обеление и каолинизацию бокситов Аркалыкского месторождения

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	1,43	2,18	0,68	9,46	44,07
TiO ₂	2,68	2,90	2,04	2,75	2,87
Al ₂ O ₃	38,66	61,12	63,02	57,10	37,58
Fe ₂ O ₃	34,79	0,69	0,30	0,82	1,04
MgO	Нет	0,29	0,37	0,20	0,30
CaO	0,42	0,42	0,26	0,56	0,56
Na ₂ O	0,06	0,26	0,12	0,14	0,14
K ₂ O	0,03	0,006	0,01	0,04	0,51
H ₂ O ⁻	0,95	0,50	0,73	0,30	0,53
H ₂ O ⁺	21,69	31,73	32,45	28,14	12,80
CO ₂	Нет	Нет	Нет	0,20	Нет
P ₂ O ₅	0,04	»	»	Нет	0,13
Сумма	100,75	100,09	99,98	99,71	100,53
Каолинит	$\frac{3,08}{0,087}$	$\frac{4,75}{0,0755}$	$\frac{1,66}{0,035}$	$\frac{20,66}{0,349}$	$\frac{95,81}{1,485}$
Гиббсит	$\frac{57,77}{1,639}$	$\frac{91,66}{1,457}$	$\frac{95,99}{2,025}$	$\frac{74,83}{1,265}$	—
Гематит + гетит	$\frac{36,17}{1,019}$	$\frac{0,69}{0,011}$	$\frac{0,30}{0,006}$	$\frac{0,82}{0,014}$	$\frac{1,04}{0,016}$
Лейкоксен	$\frac{2,68}{0,075}$	$\frac{2,90}{0,046}$	$\frac{2,04}{0,043}$	$\frac{2,75}{0,046}$	$\frac{2,87}{0,045}$
Сумма	100,0	100,0	100,0	99,06	99,72
Объемный вес, г/см ³	2,82	1,59	2,11	1,69	1,55
Пористость, %	6,41	35,01	13,31	31,97	41,04

Образцы:

1 — каменистый бобовый боксит; 2 — обеленный каменистый боксит; 3 — обеленный боксит, обогащенный привнесенным глиноземом; 4, 5 — каолинизированные бокситы, частично (4) и полностью (5).

Бокситоформирование происходило на фоне медленного воздымания территории, в эпоху с жарким переменным-влажным климатом. Территория месторождения представляла собой замкнутую или полужамкнутую котловину, соответствующую приблизительно площади Аркалыкской брахисинклинали и находящуюся в пределах слабо расчлененного плато, сложенного франскими терригенными породами. Геоморфологические, климатические условия и тектонический режим этого периода благоприятствовали формированию коры выветривания и карста.

Накопление бокситоносных осадков происходило на ранних этапах периода бокситообразования за счет сноса выветрелых продуктов в котловину и накопления его у бортов. Позднее, развитие карста расчленило рельеф в пределах котловины, в первую очередь в прибортовой поддробленной части брахисинклинали у контакта карбонатных и алюмосиликатных пород. «Надконтактные» карстовые долины наиболее глубокие и наиболее древние. Они служили базисом эрозии для Аркалыкской котловины. Дальнейшее воздымание территории привело к благоприятным условиям для формирования коры выветривания на глинисто-карбонатной толще и образованию на ее поверхности вблизи долин карстовых воронок. Эти впадины менее глубокие и более молодые, чем «долины». Они выпол-

нялись бокситоносными осадками, которые рассматриваются как продукты переотложения элювия, формировавшегося на глинисто-карбонатных породах фамена — нижнего карбона, на площадях, окружающих карстовые воронки и служащих областями их питания.

Бокситы, залегающие в карстовых воронках, в целом, по-видимому, более молодые, чем покрывающие верхние части склонов котловины, которые в процессе углубления «надконтактных» долин испытывали неоднократное переотложение вниз по склону. Основная часть запасов бокситов связана с субаэральными фациями-делювием и аллюво-делювием. В водоемах озерно-болотного типа преимущественно формировались огнеупорные глины и происходила каолинизация поступающего гиббситового осадка. Формирование бокситовых тел происходило под действием трех факторов: 1) механического переотложения ранее сформированного высокоглиноземного материала, 2) поступления глинозема к месту накопления в растворах и осаждению здесь, 3) выветривания, наложенного на механически переотложенный глинистый осадок. Вклад каждого из этих процессов в бокситонакопление различен и колеблется в пределах одного рудного тела и одного образца. В целом формирование бокситов происходило на фоне миграции рудного материала в ландшафте с возвышенностей в понижения, как химической, так и механической, и постепенной деградации его как алюминиевой руды по мере приближения к базису эрозии.

Как видно из вышеизложенного, Аркалыкское месторождение имеет ряд специфических признаков, выделяющих его среди других бокситовых месторождений СССР. Оно является осадочным полигенным аквально-карстового типа. Это определение предусматривает перенос бокситового материала водными потоками при делювиальных и аллювиальных процессах и отложение его в субаэральной обстановке на склонах и в суходольных впадинах, либо в водоемах озерно-болотного типа. Накопление бокситового материала происходило у бортов Аркалыкской котловины, которая рассматривается как аккумулятивная структура, где бокситы отлагались и сохранялись от последующей эрозии на протяжении длительного отрезка времени после своего образования, так как здесь они преимущественно захоронялись, а не размывались.

Роль карста в процессе формирования месторождения также весьма существенна. Помимо того, что в карстовых впадинах накапливались бокситы, наличие карстующейся толщи в днище котловины обусловило в период бокситоформирования низкое положение уровня грунтовых вод в области осадконакопления и непрерывное опускание базиса эрозии. Это создавало благоприятные условия для выветривания глинисто-карбонатной толщи ($D_3 \text{ fm} - C_1$), а также осадка, выполнявшего карст, и расширяло площади, перспективные в отношении бокситообразования. Если бы Аркалыкская котловина была сложена не карстующимися породами, ее площадь была бы занята водоемами озерно-болотного типа вследствие высокого положения уровня грунтовых вод. Здесь накапливались бы, глинистые осадки, за счет интенсивного питания областей седиментации высококремнистыми растворами зоны выветривания. Бокситы могли бы формироваться и сохраняться от последующей эрозии только на высоких участках склонов бортов котловины и масштабы месторождения были бы сокращены в несколько раз, поскольку объем бокситов, связанных с карстовыми депрессиями, составляет значительную часть рудных запасов.

Карстовые воды, по-видимому, не благоприятствовали бокситизации накапливающегося осадка, так как бокситоносные отложения в карстовых впадинах во всех случаях в области прислонения к вмещающим породам (в том числе и к карбонатным) обогащены кремнеземом по сравнению с осадками, находящимися на удалении от контакта с карбонатными породами. В случае благоприятной роли карстовых вод относительно бок-

ситуации накапливающего материала, вероятно, следовало бы ожидать обратную картину.

К аркалыкскому типу следует отнести одновозрастные месторождения Амангельдинского бокситоносного района — Северное, Верхне- и Нижне-Ашутское. Они расположены на склонах поднятия палеозойского фундамента, сложенного франскими терригенно-осадочными породами, и характеризуются сходными с описанными условиями формирования и характером залегания бокситов.

Площади, перспективные на предмет обнаружения месторождений этого типа, в пределах Амангельдинского рудоносного района определяются зоной контакта карстующихся глинисто-карбонатных пород фамена — нижнего карбона и алюмосиликатных франского яруса.

Карстовые бокситовые месторождения приморского типа

Многочисленные месторождения карстовой генетической подгруппы существенно отличаются друг от друга некоторыми особенностями формирования, что обуславливает также различные условия залегания рудных тел и своеобразие их формы, возникновение характерных структур бокситов.

В связи с этим типы месторождений карстовой подгруппы описаны в разных главах. В настоящей шестой главе приводится характеристика чрезвычайно интересных месторождений, формирующихся как моноциклическое образование на приморских карровых полях. Глава седьмая посвящена описанию моно- и полициклических бокситовых месторождений, приуроченных к карстовым депрессиям.

Бокситы месторождений рассматриваемого типа залегают на относительно слабо волнистой закарстованной поверхности карбонатных пород. Здесь обычно отсутствуют глубокие неоднократные просадки карбонатного ложа. Месторождения располагаются в пределах подвижных геосинклинальных областей, где бывают приурочены как к мюгосинклиналям, так и к эвгеосинклиналям. На территории СССР они известны в пределах Уральской, Среднеазиатской и Салаиро-Кузнецкой провинций, где повсеместно связаны со складчатыми образованиями палеозойского структурного этажа. К описываемому типу принадлежит также и Боксонское месторождение, располагающееся по-видимому на юго-восточной части хребта Восточный Саян. За рубежом к этому генетическому типу относятся широко известные бокситовые месторождения так называемого средиземноморского типа, пользующиеся распространением в широком стратиграфическом интервале: в Пиренеях, на юге Франции, в Динарских Альпах, в Югославии, а также в Греции и Турции. Месторождения сходного типа указываются и из пределов срединных массивов геосинклинальных областей. В частности, это относятся к широко известным бокситовым месторождениям Венгрии в области Панонского массива. В данную главу включено также описание известного Обуховского месторождения на Салаире. По условиям образования оно сходно с месторождениями описываемого типа, но отличается от них изменениями, вызванными более поздними процессами метаморфизма, обусловившими вторичные изменения бокситов, в частности, развитием в них корунда и других метаморфогенных минералов. В связи с этим представляется правомерным рассмотреть в данной главе материал по Обуховскому месторождению.

Североуральские бокситовые месторождения

Месторождения описываемого типа располагаются на Восточном склоне Северного Урала, где они приурочены к полосе развития пород карбонатной формации и образуют своеобразный бокситовый пояс, и протягивается на значительном расстоянии в меридиональном направ-

лении. Севернее, в Ивдельском, и южнее, в Карпинском районе, в сходных геологических условиях устанавливаются многочисленные бокситопоявления, развитые на большой площади, из которых часть может быть переведена при доразведке в категорию промышленных месторождений, отличающихся незначительными запасами бокситовых руд.

Геологическая позиция основных месторождений и бокситопоявлений, характер рудных тел и другие особенности оруденения в основных чертах сходны, что позволяет ограничиться одним общим описанием их и лишь в отдельных случаях сослаться на те или иные особенности, присущие различным месторождениям.

Открытие Н. А. Каржавиным первого месторождения в районе относится к 1931 г., хотя объект был известен и ранее, не описывался как месторождение бедных железных руд. В дальнейшем здесь были обнаружены другие месторождения и бокситопоявления.

Геология района

В геологическом отношении бокситовые месторождения приурочены к крупной тектонической структуре синклиналичного характера, протягивающейся вдоль восточного склона Урала от г. Нижний Тагил на юге вплоть до Полярного Урала. Эта структура, носящая название Тагильского синклинория, отделяется глубинным разломом от расположенного западнее Центрально-Уральского антиклинория, или антиклинория Урал-Тау. С востока Тагильский синклинорий граничит с Исетско-Салдинским антиклинорием, причем между ними также располагается глубинный разлом.

Стратиграфия. Центрально-Уральский и Исетско-Салдинский антиклинории слагаются комплексами метаморфических пород, главным образом гнейсов, кристаллических сланцев и кварцитов докембрийского возраста, которые прорываются интрузиями магматических пород, преимущественно кислого состава. В отличие от этого, в пределах Тагильского синклинория развиты более молодые палеозойские образования силурийского и девонского возраста. Стратиграфия палеозойских отложений района наиболее подробно изучена С. М. Андроновым (1961, 1965 и др.) и, кроме того, А. П. Ходалевицем (1951 и др.), М. Г. Брейвелем, а также другими исследователями. При описании стратиграфии района нами принимается схема, разработанная С. М. Андроновым (фиг. 90).

Наиболее древние палеозойские отложения, развитые в пределах Североуральского района, относятся к нижнему силуру — венлокскому и лландоверийскому ярусу — и выделяются в особую покровскую свиту. Последняя слагается эффузивными и пирокластическими породами с отдельными горизонтами известняков (эффузивы имеют андезит-базальтовый и андезитовый состав). Мощность свиты изменчива и составляет 1000—1500 м.

Выше располагаются отложения лудловского яруса, представленные внизу преимущественно известняками воскресенской свиты мощностью 200—300 м. На них с перерывом в осадкообразовании ложатся породы колонгинской свиты, которые в нижней части представлены песчаниками с конгломератами в основании. Выше лежат преимущественно известняки, сланцы, реже песчаники, туффиты и отдельные горизонты эффузивов. Мощность свиты 200—600 м.

Верхний комплекс пород, относящийся полностью к лудловскому ярусу, выделяется С. М. Андроновым в сосвинскую свиту — туфопесчаники, туфосланцы, эффузивы, главным образом порфириты. Мощность последних резко меняется, достигая как максимум 1500 м; они местами нацело выклиниваются, вероятно, вследствие более позднего размыва.

Краткая характеристика горизонтов:

- 1 — песчаники полимиктовые граувакковые, иногда известковистые, тонкопереслаивающиеся с глинистыми и кремнистыми сланцами с растительными остатками;
- 2 — маломощные покровы эффузивов, конгломераты, глыбовые и лавовые брекчии с глыбами известняков живецкого и франского возраста;
- 3 — известняки светло-серые и серые, массивные рифогенные;
- 4 — сланцы глинистые с прослоями темно-серых и зеленовато-серых известняков;
- 5 — известняки серые и светло-серые, массивные рифогенные;
- 6—7 — известняки темно-серые битуминозные, слоистые,
- 8 — бокситовый горизонт;
- 9 — известняки светло-серые, массивные рифогенные, переходящие фациально в темно-серые слоистые известняки;
- 10 — известняки темно-серые, плитчатые кремнистые, с прослоями глинистых и кремнистых сланцев и песчаников;
- 11 — бокситовый горизонт;
- 12 — известняки светло-серые, массивные рифогенные;
- 13 — известняки темно-серые слоистые, амфиголовые
- 14 — бокситовый горизонт;
- 15 — известняки светло-серые с розовым оттенком, массивные рифогенные;
- 16 — известняки светло-серые, массивные рифогенные, по простиранию сменяющиеся туфоконгломератами, туфопесчаниками и различными эффузивами;
- 17 — туфоконгломераты, туфопесчаники, туфосланцы с покровами диабазовых порфиритов и подчиненными прослоями темно-серых битуминозных и светло-серых с розовым оттенком известняков

Силурийская Верхний	Девонский		Сидеритский		Живецкий		Франский		Света	Горизонт	Индекс	Колонна	Мощность, м	Номер горизонта
	Верхний	Нижний	Верхний	Нижний	Верхний	Нижний	Верхний	Нижний						
Лудловский	Верхний	Петропавловский	Жедринский	Нижний	Вагранская	Зилаирская	Фаменский	И	И	Бекешевский	D ₂ ³		200-300	1
										Карантауский	D ₂ ³		150-200	2
Верхний	Нижний	Вагранская	Живецкий	Верхний	Франский	Вагранская	Франский	И	И	Шегультанский	D ₃ ^{1b}		200-300	3
										Недровский	D ₃ ^{1a}		0-200	4
Верхний	Нижний	Вагранская	Живецкий	Верхний	Вагранская	Зилаирская	Живецкий	Верхний	И	Высотинский	D ₂ ^{2d}		200-400	5
										Усть-Калинский	D ₂ ^{2c}		150	6
Верхний	Нижний	Вагранская	Живецкий	Нижний	Вагранская	Зилаирская	Живецкий	Нижний	И	Черемуховский	D ₂ ^{2b}			150
										Богословский	D ₂ ^{2a}		8	
Верхний	Нижний	Вагранская	Живецкий	Верхний	Вагранская	Зилаирская	Живецкий	Верхний	И	Стрелебнинский	D ₂ ^{1c}		50-300	9
										Тотинский	D ₂ ^{1b}			
Верхний	Нижний	Вагранская	Живецкий	Нижний	Вагранская	Зилаирская	Живецкий	Верхний	И	Козьереченский	D ₂ ^{1a}		50-300	11
										Лобвинский	D ₂ ^{1c}			
Верхний	Нижний	Вагранская	Живецкий	Нижний	Вагранская	Зилаирская	Живецкий	Верхний	И	Надрудный	D ₂ ^{1b}		50	13
										Субровский	D ₂ ^{1a}			
Верхний	Нижний	Вагранская	Живецкий	Нижний	Вагранская	Зилаирская	Живецкий	Верхний	И	Sl ₄		0-1500	15	
										Sl ₃				16
Силурийская	Верхний	Петропавловский	Жедринский	Нижний	Вагранская	Зилаирская	Фаменский	И	И					

Ф и г. 90. Сводный стратиграфический разрез окрестностей г. Северо-Уральска (по С. М. Андронову)

К верхам лудловского яруса и частично к нижнему девону (жединскому ярусу) относятся породы петропавловской свиты, подстилающие основной — субровский — горизонт бокситов. Петропавловская свита складывается в основном рифогенными известняками, обычно серыми и светло-серыми плотными тонкокристаллическими или афанитовыми, обладающими неровным изломом, массивными, местами с намечающейся слоистостью. В верхней части близ границы с кроющими бокситами известняки приобретают розоватую окраску и местами содержат отдель-

ные включения бокситов; причем вещество этих включений, вероятно, проникло из слоя бокситов, располагающегося выше. В этой части разреза наблюдается весьма интенсивная трещиноватость известняков. В низах петропавловской свиты местами используются развитием терригенные образования — глинистые сланцы, туфопесчаники, эффузивы, линзы конгломератов. Эти терригенные породы, ранее выделявшиеся под названием сарайной свиты, фациально переходят, по мнению С. М. Андропова (1961), в известковые отложения нижней части петропавловской свиты. Общая мощность пород этой последней непостоянна и меняется в пределах от 200 до 500 м, местами же она полностью размыта.

В строении девонских отложений геологи СУБРа устанавливают определенную цикличность, выражающуюся в закономерной смене пород, неоднократно повторяющейся в разрезе. Циклы начинаются горизонтами бокситов, бокситовых пород или терригенных образований, которые имеют относительно небольшую мощность и быстро сменяются затем различными известняками, отличающимися значительной мощностью. Верхние горизонты известняков каждого цикла размыты и на них несогласно налегают бокситы или терригенные образования следующего цикла. Отложению пород первого цикла предшествовал перерыв в осадкообразовании, в течение которого подвергались размыву верхние горизонты известняков петропавловской свиты. Длительность перерыва в настоящее время не представляется возможным установить. Можно полагать, что он соответствует относительно большому периоду времени в течение всего кобленцкого века, так как после перерыва накапливались значительные толщии осадочных пород, относимых к нижней части эйфельского яруса.

В течение упомянутого перерыва на суше в районе, соответствующему современному СУБР, протекали процессы формирования коры выветривания на силикатных породах и карстообразования на карбонатных.

Первое упоминание о древней коре выветривания СУБР приводится в статье П. К. Винокурова и Е. С. Гуткина (1960). Согласно этим авторам, кора выветривания в районе Черемуховского месторождения развита на силурийских порфиритах и агломератовых туфах порфиритового состава. Она более древняя, чем бокситы, причем ее соотношения с последними не устанавливаются достаточно четко.

Г. И. Бушинский (1974 личное сообщение) наблюдал кору выветривания на породах сосвинской и петропавловской свит на Кальинском месторождении СУБРа. По его мнению, это кора неполного профиля, формирование которой закончилось образованием лишь монтмориллонитового горизонта. Более глубокое разложение материнских пород с образованием горизонта свободных гидрокислов алюминия не имело места. В состав первого (нижнего) цикла входит шесть стратиграфических горизонтов пород: субровский, надсубровский, лобвинский, козьереченский, тотинский и стрелебницкий, объединяемых С. М. Андроновым в вагранскую свиту, относящуюся к эйфельскому ярусу.

В основании пород этого цикла на размытой поверхности известняков петропавловской свиты несогласно залегает нижний или субровский бокситовый горизонт. По возрасту он относится к эйфельскому ярусу. В составе горизонта могут быть выделены: подбокситовая брекчия, нижний горизонт красных бокситов и верхний горизонт, сложенный серыми бокситами.

Подробное описание пород субровского горизонта приводится ниже; здесь же упомянем лишь о том, что его бокситы ложатся на различные горизонты и слои известняков петропавловской свиты и располагаются на них с небольшим угловым несогласием.

Следующий элемент цикла составляют отложения надрудного или надсубровского горизонта, представленные амфипоровыми известняками,

темно-серыми, плотными, битуминозными. В основании их непосредственно на серых бокситах иногда располагается маломощный прослой битуминозных известково-глинистых сланцев. Мощность пород горизонта 50 м.

Выше залегают породы лобвинского горизонта — массивные известняки, светло-серые рифогенные, обладающие значительной мощностью — до 300 м. Отложения субровского, надсубровского и лобвинского горизонтов относятся к эйфельскому ярусу.

На породах лобвинского горизонта в южной части района несогласно залегают бокситы козьереженского горизонта. В других местах к этой части разреза приурочиваются конгломераты, песчаники и глинистые сланцы, относимые С. М. Андроновым к тому же козьереженскому горизонту. Чаще всего, однако, рифогенные известняки лобвинского горизонта постепенно переходят в породы тотенского горизонта, представленные известняками темно-серыми плитчатыми кремнистыми, включающими прослой глинистых сланцев, песчаников и кремнистых сланцев. Мощность тотенского горизонта изменяется в широких пределах, достигая 300 м как максимум.

Выше залегают породы стрелебненского горизонта, представленные известняками светло-серыми рифогенными массивными. Эти образования переходят фациально в известняки темно-серые слоистые. Мощность пород горизонта непостоянная и изменяется от 50 до 300 м. Отложения козьереженского, тотенского и стрелебненского горизонтов также относятся к эйфельскому ярусу.

На этом заканчивается первый цикл отложений девонского возраста. На размытую поверхность известняков стрелебненского горизонта ложатся породы живетского яруса (снизу вверх):

1. Богословский горизонт бокситов и бокситовых пород, располагающийся несогласно на подстилающих образованиях; мощность до 5 м.

2. Черемуховский горизонт, представленный известняками, темно-серыми слоистыми битуминозными; мощностью до 150 м.

3. Усть-кальинский горизонт — маломощный прослой боксита, быстро выклинивающийся по простиранию и переходящий в известняки.

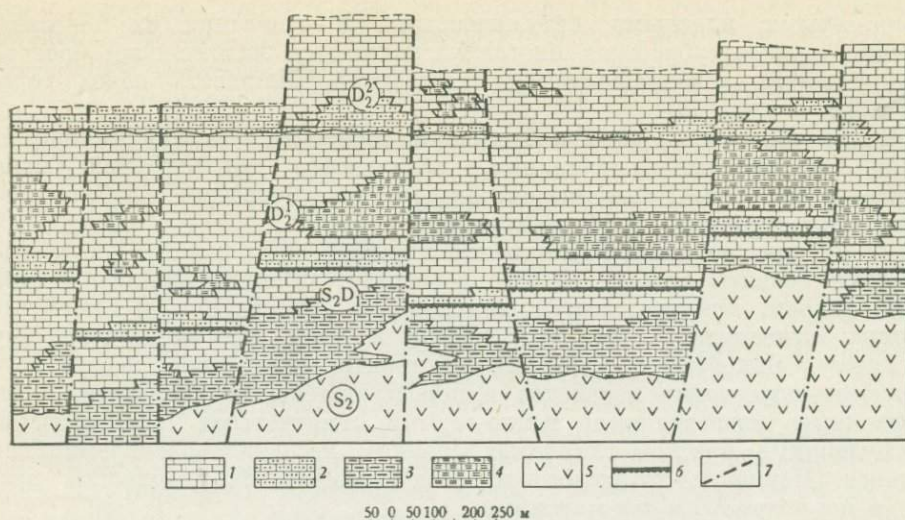
4. Высотинский горизонт — известняки серые и светло-серые, рифогенные массивные; мощность 100—200 м (по С. М. Андронову, до 400 м).

Комплекс пород живетского яруса представляет собой законченный цикл осадочных отложений. Выше располагаются породы франского яруса. В составе их выделяются глинистые сланцы, песчаники и известняки светло-серые и серые, массивные рифогенные. Мощность — 200—500 м.

Комплекс пород франского яруса также можно рассматривать как цикл осадочных отложений. На них налегают породы зилаирской свиты фаменского яруса — вулканогенно-осадочные породы с маломощными покровами эффузивов и граувакковые песчаники, переслаивающиеся с песчанистыми и глинистыми сланцами. На этом заканчивается разрез девонских отложений района.

Тектоническая структура. Бокситовые месторождения Североуральского района располагаются в пределах Петропавловской структурно-тектонической зоны, приуроченной к средней части Тагильского синклинария. К западу от нее располагается Кумбинская и к востоку — Турьинская зона. Все они простираются в меридиональном направлении и отделены друг от друга глубинными разломами.

Тектоническая структура Петропавловской зоны относительно несложна, поскольку в ее пределах девонские и верхнесилурийские слои залегают в общем моноклинально, падая на восток. Углы падения пород, как правило, довольно пологие и измеряются величиной порядка 35—40° (Родченко, 1964). Это относительно спокойное залегание пород осложняется многочисленными мелкими разрывными нарушениями, многие



Ф и г. 91. Сводная структурно-литологическая диаграмма Североуральского района для начала отложения бокситов богословского горизонта (по Е. С. Гуткину и Ю. М. Родченко, 1968)

- | | |
|--|---|
| 1 — светло-серые рифогенные известняки; | 4 — темно-серые тонко- и грубозернистые кремнистые известняки с прослоями известково-глинистых сланцев; |
| 2 — темно-серые битуминозные амфиоровые известняки с прослоями известково-глинистых сланцев; | 5 — диабазовые порфириты и их туфы; |
| 3 — темно-серые битуминозные известняки с прослоями известково-глинистых сланцев, туфитов и туфов; | 6 — положение субровского рудного горизонта; |
| | 7 — линии дорудных тектонических нарушений и границы между тектоническими блоками |

из которых вероятно являются дорудными, во всяком случае они сформировались до отложения пород богословского горизонта.

Наглядное представление об этих тектонических нарушениях дает структурно-литологическая диаграмма Североуральского бокситового района, составленная Е. С. Гуткиным и Ю. М. Родченко (1968) для начала отложения бокситов богословского горизонта. Это, как правило, сбросы и взбросы, обладающие небольшой по величине амплитудой смещения (фиг. 91).

В результате разрывных нарушений вся территория Североуральского района оказалась разбитой на многочисленные мелкие блоки. Можно полагать, что расчлененный рельеф, обусловленный блоковой структурой палеозойских пород, был в значительной мере сглажен процессами денудации, протекавшими во время, соответствующее перерыву в осадкообразовании, предшествовавшему отложению как субровского, так и богословского бокситовых горизонтов.

Наряду с относительно древними дорудными дизъюнктивными нарушениями имели место и другие, возникшие в более позднее время, секущие и смещающие бокситовые пласты. Эти нарушения также обладали небольшой амплитудой, но они значительно осложнили тектоническую структуру Североуральского бокситового района и рудных полей месторождений.

Оруденение

Североуральский бокситовый район (СУБР) занимает особое место среди отечественных и зарубежных месторождений бокситовых руд. Это прежде всего группа месторождений, связанных с наиболее древними по сравнению с другими промышленными объектами геологическими образованиями. Несмотря на древний девонский возраст, месторождения СУБРа выделяются запасами бокситовых руд высокого качества.

Единое рудное поле Североуральского бокситового района протягивается почти непрерывной полосой на значительном расстоянии в меридиональном направлении. В этой полосе находится Центральное месторождение (Красная Шапочка), а также располагающиеся последовательно к северу: Кальинское, Ново-Кальинское, Черемуховское месторождения.

С запада рудное поле ограничивается областью распространения известняков петропавловской свиты, простирающихся в меридиональном направлении. Восточная граница его не установлена, так как здесь в сторону падения бокситовый пласт все более погружается и подсечен разведочными скважинами на значительной глубине. При этом мощность пласта и качество бокситовых руд сохраняется.

Обширная площадь распространения бокситовых руд включает участки и полосы, в пределах которых бокситовый пласт не встречен. Такие участки располагаются чаще всего между отдельными месторождениями и шахтными полями, но встречаются также и на территории последних.

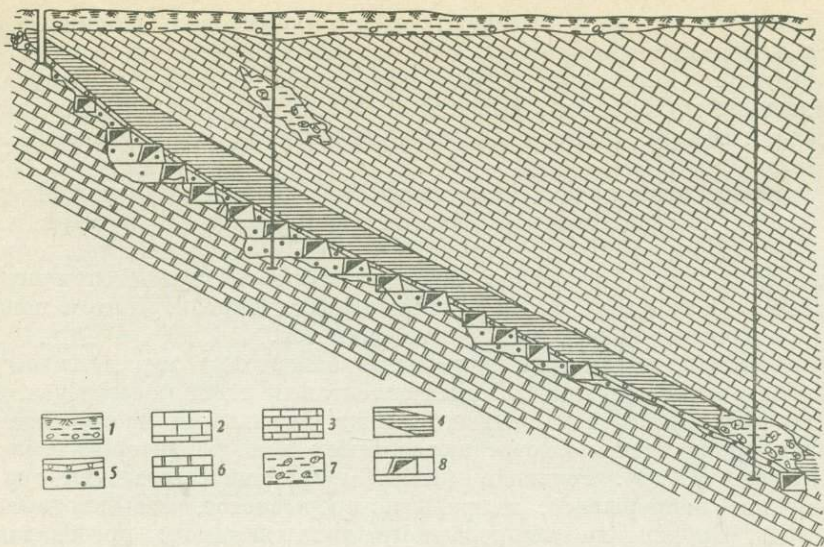
Согласно Ю. М. Родченко (1964), в районе существуют три типа оруденения: непрерывное, непрерывно-прерывистое, невыдержанно-прерывистое. Оруденение непрерывного типа занимает преобладающую часть участка или шахтного поля. На всей этой территории широко развиты красные марки бокситы. Качество руд является здесь оптимальным и содержание глинозема наиболее высоким. Качество руд в мало-мощных залежах не отличается от такового же в мощных телах.

В случае непрерывно-прерывистого оруденения второго типа безрудные участки и участки с непромышленным оруденением встречаются гораздо чаще и занимают 20—30% от общей площади шахтного поля. Качество руд высокое, но уступает бокситам, развитым на участках распространения оруденения первого типа. Мощности рудных тел здесь относительно меньше. Так, мощности от 0 до 2 м достигают здесь 40% от мощностей всех рудных залежей участка.

Невыдержанное прерывистое оруденение третьего типа характеризуется тем, что рудные залежи располагаются между безрудными зонами, протягивающимися в виде полос и образующими местами значительные по площади безрудные участки. Эти последние представляют собой выровненные выступы известняков лежачего бока, высота которых местами настолько велика, что доходит почти до контакта с кроющими породами надбокситового горизонта. На приподнятых выровненных участках наблюдаются отдельные «ямы» — углубления в породах подошвы, заполненные бокситом. Мощность руды в таких ямах достигает двух и более метров. Бокситы в залежах третьего типа отличаются увеличением примеси вредных компонентов — окиси кальция, кремнезема, и уменьшением содержания глинозема. Ю. М. Родченко также указывает, что в мелких рудных телах, выполняющих «ямы» и небольшие западины, качество руд значительно ниже, чем в других рудных телах участка.

Характер подошвы и кровли рудного пласта. Бокситы промышленного рудного горизонта залегают на закарстованной неровной поверхности известняков петропавловской свиты (фиг. 92). Неровности — выступы и углубления на поверхности известняков, как правило, невелики, лишь изредка встречаются карстовые воронки и другие западины глубиной в несколько десятков — до 60 м. Такие глубокие депрессии связываются, по-видимому, с разрывными нарушениями, к которым приурочены эти карстовые формы.

Ю. М. Родченко (1964) произвел анализ размеров и форм микро-рельефа почвы рудного пласта, уточненный по результатам эксплуатационных работ. Его данные показывают, что наиболее распространены выступы и впадины размером 5—15 м (в плане) и 3—4 м глубиной и соответственно высотой. Эти формы охватывают около 40% площади рельефа; 20—30% его площади занимают мелкие формы размерами до



Ф и г. 92. Геологический разрез вкосте простираиия участка бокситовой залежи, Североуральский район (по Ю. М. Родченко, 1964)

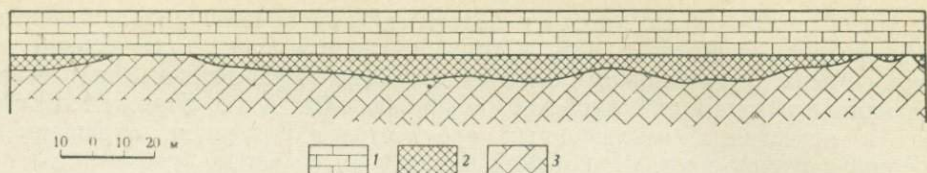
- | | | |
|--------------------------------------|---------------------------|-----------------------------|
| 1 — рыхлые наносы; | 3 — глинистые известняки, | 7 — закарстованные участки; |
| 2—4 — кровля суббровского горизонта: | 4 — глинистые сланцы; | |
| 2 — известняки, | 5 — бокситы; | 8 — горные выработки |
| | 6 — известняки почвы; | |

5 м в плане и около 2 м глубиной. Менее распространены формы размерами 15—25 м, имеющие в среднем глубину 4—5 м; их около 20%. Крупные формы размером 25—50 м и глубиной 5—6 м имеют подчиненное распространение и охватывают около 13% площади рельефа. Наименее развиты большие впадины размером до 50 м и глубиной 6—7 м и более, они занимают всего несколько процентов поверхности лежащего бока. Таким образом, поверхность ложа бокситовой залежи на 80% образована неровностями размером менее 25 м в плане и амплитудой до 8—10 м.

Приведенный материал позволяет считать, что рудный пласт ложится на неровную слабо волнистую поверхность подстилающих его известняков петропавловской свиты. Характер погребенного рельефа последних, равно как налегание бокситов на известняки через горизонт бокситовой брекчии, и изменения самих известняков близ контакта, — все это свидетельствует о том, что бокситы накапливались на закарстованной поверхности подстилающих образований.

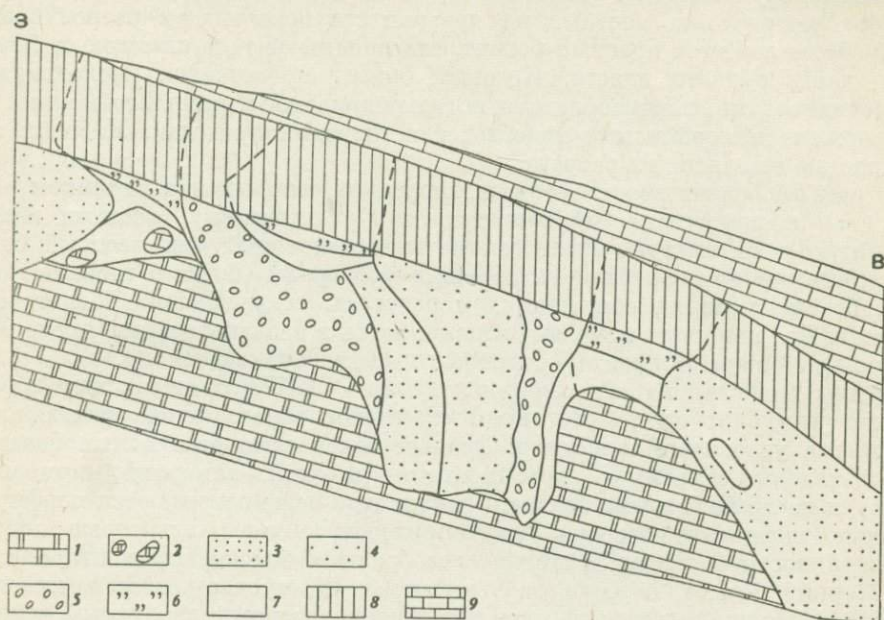
Следует подчеркнуть при этом, что слабое расчленение древнего карстового рельефа свидетельствует о неглубоком залегании уровня грунтовых вод в эпоху формирования суббровского горизонта и, кроме того, о незначительном превышении поверхности бокситонакопления над уровнем моря.

Кровля рудного пласта резко отличается от его подошвы, поскольку здесь бокситы постепенно переходят в известково-глинистые сланцы, которые вверх сменяются амфиоровыми известняками надсуббровского горизонта. В других местах эти последние налегают непосредственно на бокситы, но и в этом случае не удается обнаружить следов перерыва между верхней частью бокситового слоя и перекрывающими его известняками. Подобные соотношения, наряду с находками фауны в верхних частях бокситового пласта и наблюдающимися местами прослоями известняка в серых (или пестрых) бокситах, позволяют считать, вслед за С. М. Андроновым и другими геологами, что эти бокситы являются базальным слоем комплекса вышележащих известняков. Можно полагать, что морская трансгрессия, обусловившая формирование этих пород надсуббровского горизонта, началась с отложения серых бокситов верхней части рудного пласта.



Ф и г. 93. Изменение мощности пласта бокситов на одном из отработанных участков заброшенной шахты, Североуральский район

1 — амфиболовые известняки, 2 — бокситы, 3 — известняки петропавловской свиты подошвы



Ф и г. 94. Взаимоотношения литологических разновидностей боксита на Черемуховском месторождении (по А. К. Гладковскому и другим, 1964)

- | | |
|---|--|
| 1 — известняк светло-серый неслоистый брекчневидный (почва залежи), | 5 — боксит красный немаркий, |
| 2 — боксит-брекчия, | 6 — боксит серый яшмовидный, |
| 3 — боксит красный маркий, | 7 — боксит красный яшмовидный, |
| 4 — боксит серый обесцвеченный красный маркий, | 8 — боксит серый слоистый |
| | 9 — известняк темно-серый слоистый (кровля рудного тела) |

Форма рудных тел на месторождениях описываемого типа, как правило, пластообразная с ровной верхней и неровной нижней поверхностью, причем особенности рельефа подстилающих известняков, а также наличие безрудных участков, приводят к тому, что пластообразные залежи бокситов СУБРа часто выклиниваются. Однако, если проследживать кровлю пород петропавловской свиты, то через некоторый промежуток вновь будет встречена пластообразная залежь боксита.

Только в случае приуроченности к «ямам» и другим небольшим депрессиям на поверхности пород подошвы рудные залежи имеют характер более или менее быстро выклинивающихся линз.

Строение рудного пласта и разновидности бокситов. Пласт бокситов Североуральского месторождения представляет собой сложное природное образование изменчивой мощности (фиг. 93, 94), в котором выделяется несколько слоев и разновидностей бокситовых руд.

В основании пласта, непосредственно на закартованной поверхности известняков петропавловской свиты, залегает горизонт бокситовой брекчии. Последняя слагается угловатыми обломками известняка, размером

от долей до 10—15 см, иногда и более, которые цементируются бокситовым веществом. По внешнему облику бокситовая брекчия резко отличается от всех других пород пласта своим четко выраженным обломочным строением и пятнистой окраской, обусловленной белой окраской обломков и известняка, заключенных в бокситовом материале, окрашенном в темно-красный цвет.

Бокситовая брекчия залегает в виде выклинивающего пласта, порода которого кверху переходит в типичные разновидности боксита. Местами брекчия отсутствует и в этом случае бокситы непосредственно ложатся на известковую постель. Мощность брекчии доходит до 0,8 м. На бокситовую брекчию или местами на поверхность известняков петропавловской свиты ложится красный боксит, слагающий обычно нижнюю и большую часть рудного пласта. Красный боксит представлен несколькими разновидностями, характеристика которых приведена ниже. Его мощность подвержена изменениям и колеблется в широких пределах. Местами он полностью выпадает из разреза.

Красный боксит вверх сменяется пестрым, который под влиянием выветривания приобретает зеленоватую и бурую окраску, местами непостоянную и пятнистую. Этот, так называемый серый или пестрый боксит чрезвычайно выдержан на площади месторождения и встречается во всех без исключения обнажениях и разрезах, вскрывающих бокситовые залежи. Его мощность невелика и изменяется в незначительных пределах. В среднем общая мощность бокситового пласта незначительна.

Типы бокситов на всех месторождениях СУБРА представляют собой в основном близкие по составу и свойствам образования, обладающие сходными условиями залегания. Рудный пласт слагают красный боксит, представленный тремя разновидностями (маркий, немаркий, яшмовидный), и пестрый (серый) боксит. Значительно реже встречаются порфириновые, тигристые, обесцвеченные пиритсодержащие и некоторые другие разновидности бокситов, а также своеобразный бокситовый конгломерат.

Маркий боксит, окрашен в темно-красный, тускло-красный, красно-бурый и кирпично-красный цвет. Он имеет неровный землистый излом, представлен полурыхлой или более плотной, но все же слабо сцементированной рыхлостью. Основной особенностью этого боксита (используемой для его наименования), является «маркость», т. е. способность пачкать руки или какие-либо предметы, соприкасающиеся с ним. Типичная маркая руда внешне не слоиста, обладает массивным неоднородным сложением и состоит из землистого полурыхлого цемента, сложенного тонкодисперсными моногидратными гидроокислами алюминия с примесью гематита, незначительным количеством каолинита и некоторых других минералов. Цемент включает более или менее значительное количество так называемых пелет, представляющих собой округлые или эллипсоидальные тельца размером от долей до 2—3 мм, редко более. Они сложены бемитом и диаспором, находящимися в разных соотношениях с примесью глинистых каолининовых частиц и красящего гематитового вещества. Пелеты отличаются несколько большей твердостью, чем цементирующая масса, местами они деформированы, причем одни как бы частично вдавлены в другие. Они обычно более железисты и содержат меньше алюминия, чем цемент.

Наряду с пелетами, но значительно реже встречаются включения крупных, до 5 см, окатанных обломков бокситового материала, представляющих собой, по-видимому, отдельные гальки, в то время как пелеты являются округлыми зёрнами бокситового материала песчаной размерности.

По данным Г. И. Бушинского (1971), в красном марком боксите, искусственно обесцвеченном, иногда обнаруживается слоистость, обусловленная чередованием слоев, сложенных бокситовым материалом разной крупности зёрна.

Из минералов свободного глинозема в состав марких бокситов входит в основном диаспор, количество которого в богатых рудах, содержащих незначительную примесь кремния и железа, может достигать 65 и даже 75%. Диаспор зачастую представлен крупнокристаллической разностью.

Значительно менее распространен бемит, встречающийся в виде мелких выделений, рассеянных в основной массе руды. В последнее время установлена примесь корунда, встреченного в основном в шарообразных конкрециях, заключенных местами в марких рудах. Упомянутые конкреции обладают идеально правильной округлой формой и сложены красным, цементированным бокситовым веществом. Размеры их изменяются в широких пределах от нескольких до 10—15 и более сантиметров в диаметре.

По данным В. Н. Григорьева и других (1968), в состав конкреций входят: диаспор, каолинит, гематит, кальцит, сидерит и некоторые другие минералы.

Особенно примечательно наличие в составе конкреций корунда, который находится преимущественно в центральной части их. Е. С. Гуткин (1970) указывает, что внешние части шаровых конкреций отличаются от внутренних частей меньшим содержанием галлия, скандия, ниобия и тантала.

Весьма существенны отличия конкреции от вмещающих пород. Так, в последних помимо диаспора встречается еще и бемит, но нет корунда. Карбонаты, устанавливаемые в конкрециях, не встречаются во вмещающих породах. Минералы глин — каолинит и галлуазит — не встречены в шаровидных конкреционных образованиях.

По мнению В. Н. Григорьева и других (1968), конкреции имеют диагенетическое происхождение. Эта точка зрения представляется спорной, так как шаровые конкреции могли образоваться вокруг центров стяжения и на более поздних стадиях изменения бокситов, т. е. в катагенезе или эпигенезе. Сказанное тем более вероятно, что в пласте бокситов имеют место постседиментационные и постдиагенетические перемещения минерального вещества.

Красный немаркий боксит обладает обычно темно-красным цветом, переходящим местами в синевато-серую и почти черную окраску. Ему свойственно массивное сложение и обычно перовный излом. Он, как правило, значительно более крепко цементирован, чем маркий боксит. Поэтому красящая составляющая, представленная окисными минералами железа (гематитом), тесно связана с остальными компонентами руды, не рассеяна в ней в виде пылеватого, землистого вещества и не пачкается. Степень цементации немарких бокситов различна: встречаются все переходы от умеренно крепко цементированных до плотных и каменных бокситов. Цемент содержит пелеты и включения, которые по величине, форме и другим особенностям неотличимы от аналогичных образований, входящих в состав марких бокситов. Здесь, как и в марких бокситах, пелеты содержат больше железа и меньше глинистой составляющей чем цемент.

По минеральному составу описываемый боксит близок к красному марковому, однако он, как правило, содержит несколько меньше минералов глинозема и в первую очередь диаспора, который здесь бывает представлен крупными и средними по величине зернами. Бемит образует мелкие точечные выделения. Особенности распределения этих минералов сходны с таковыми же в марких бокситах, однако количественные соотношения диаспор — бемит изменяется здесь в сторону преобладания последнего.

Яшмовидный боксит представляет собой плотную сливную каменистую руду, окрашенную в коричневатую-красную и тускло-красную окраску. Он обладает однородным сложением, ровным или полураковистым

изломом и внешним сходством с яшмами. Однако Г. И. Бушинский (1971) установил, что в обеленных разностях этого боксита в ряде случаев хорошо проявляются пелеты и слоистость, обусловленная закономерным распределением гравийных или песчаных частиц и более мелкого бокситового материала.

Яшмовидный боксит несколько менее богат свободным глиноземом, чем немаркий и особенно маркий. По составу этот боксит гематит-бемитовый с примесью диаспора и каолинита. Диаспор зачастую мелкокристаллический, бемит образует мелкие скрытокристаллические выделения. Значительным распространением пользуются также агрегаты тонкокристаллического бемита и каолинита. В них наблюдаются и мельчайшие кристаллики диаспора.

Пестрый (зеленовато-серый) боксит существенно отличается от вышеописанных. Он обычно обладает непостоянной окраской, изменяющейся от серой и коричневатой-серой до зеленой и, как исключение, черной. Боксит обычно слабо сцементирован, но встречаются и плотные разности. Излом его ровный, слоение массивное, иногда — слоистое. Помимо минералов глинозема — диаспора и бемита, пестроцветный боксит содержит значительную примесь хлоритов, которые в других разностях руд не встречаются, а также каолинита и кальцита.

Описываемые бокситы иногда содержат остатки морской фауны, редкие небольшие прослои известняков и глинистых сланцев.

Важно подчеркнуть наличие фауны, встречающейся как в прослоях известняков, так иногда и непосредственно в самих пестрых бокситах.

Из других разновидностей следует упомянуть конгломератовидные руды, в которых бокситовый цемент содержит окатанную гальку бокситового состава. Качество их низкое. Характерно, что цемент содержит больше кремнекислоты, чем галька. Конгломератовидные бокситы встречаются редко и представляют собой результат переотложения ранее сформированных бокситовых руд. Если обломочный материал имеет меньшую размерность, то образуются гравелистые и песчаные разновидности бокситов, встречающихся крайне редко.

Интересную разновидность представляют собой полосатые, так называемые тигристые бокситы. Они образованы в результате обесцвечивания и ресификации (красных) бокситовых руд, причем в последних формируется каолинит, галлуазит или смесь глинистых минералов. Эти минеральные новообразования располагаются в виде белых полос или пятен на фоне серой или красной основной массы бокситовой руды.

В распределении четырех основных типов бокситовых руд наблюдается определенная закономерность. В мощных залежах в основании, как правило, располагаются высококачественные маркие красные бокситы, они же выполняют мелкие углубления и депрессии в известняках подошвы. Выше залегают преимущественно немаркие и яшмовидные бокситы, которые могут располагаться пластами, причем в одних случаях на марких бокситах лежит немаркий, перекрывающийся яшмовидным, а в других случаях наоборот — яшмовидный перекрывается немарким бокситом.

Интересны соотношения между красным марким и немарким бокситами. Так, автору приходилось наблюдать, что в пласте маркого боксита этот последний вблизи трещины переходит в немаркую более плотную разновидность.

Этот факт с несомненностью свидетельствует о том, что красный немаркий боксит представляет собой более позднее — эпигенетическое образование, возникшее в результате изменения маркого боксита.

Часто можно наблюдать, что контакт между разновидностями бокситовых руд располагается наклонно вплоть до вертикального. Характерно, что нижние части депрессий, выполненных бокситами, заполняются маркими рудами только в центральной, наиболее глубокой зоне. На скло-

нах бортов депрессий на контакте с известняками они уступают место яшмовидным бокситам. Выше уже упоминалось, что маркий боксит близ трещин (даже небольших) переходит в немаркую разность. В этих случаях контакт между ними наклонный или вертикальный, граница нерезкая.

Соотношения между различными типами бокситов демонстрируются на фиг. 94. Пестрый боксит обычно залегает в самой верхней части рудного тела, где он образует весьма выдержанный пласт, мощность которого подвержена незначительным изменениям. В маломощных рудных телах происходит выпадение отдельных разновидностей бокситов, причем этот процесс идет как бы снизу вверх. Так, если мощность залежи не очень велика, то выпадает маркий боксит и на известняки подошвы ложится красная немаркая или яшмовидная руда. В других случаях, при меньшей мощности, выпадает как маркий, так и немаркий боксит и на поверхность петропавловских известняков непосредственно налегает слой серого боксита.

Минеральный состав бокситов Североуральских месторождений относительно прост. Помимо уже упоминавшихся минералов свободного глинозема (диаспора, бемита, корунда), а также гематита и каолинита, в состав красных бокситов входят, встречающиеся в виде незначительной примеси, терригенные: рутил, сфен, анатаз и ильменит. Встречающиеся в них местами пирит и сидерит, а также кальцит и хлорит представляют собой минералы катагенетические и эпигенетические, возникшие после отложения бокситов. Об этом свидетельствует форма выделений этих минералов, зачастую выполняющих прожилки, секущие бокситовый пласт. Пирит, помимо этого, дает вкрапленность и местами замещает боксит, причем образуется специфический боксит — колчедан, разубоживающий руду и снижающий ее качество.

Пестрый боксит несколько отличается по минеральному составу, он включает, помимо минералов свободного глинозема и каолинита, также сингенетический кальцит и хлорит. Органическое вещество частично рассеяно в породе, а частично встречается в виде асфальтита, выполняющего трещины. В качестве редкого включения встречаются галенит, сфалерит, халькозин и ковеллин, находки которых имеют часто минералогическое значение.

Химический состав бокситов Североуральских месторождений отличается относительным постоянством. Характерно высокое содержание Al_2O_3 и значительная примесь железа (табл. 41). По минеральному составу маркие бокситы всегда диаспоровые, а яшмовидные — бемитовые или диаспор-бемитовые. Особенность уральских бокситов — высокое содержание в них Fe_2O_3 .

Пестроцветные бокситы бемит-диаспорового и бемитового состава по качеству неоднородны, часто обладают бобовой и бобово-обломочной структурой и непостоянным содержанием пирита. Красные маркие бокситы наиболее богаты глиноземом (55—62%). Несколько меньше его в немарких и яшмовидных бокситах (52%). Наименьшим содержанием отличается пестрый боксит 49—50%, а иногда 48 и несколько ниже.

Содержание окиси кремния меняется от двух до восьми процентов, причем в разновидностях красных и яшмовидных бокситов оно не превышает обычно 5—5,5%, а в марких бокситах снижается до 3—2, а иногда и менее %. Наибольшее содержание кремния установлено в пестром боксите.

Все бокситы железисты; окисное железо содержится в красных и яшмовидных бокситах на уровне 20—23% Fe_2O_3 . В пестрых бокситах оно понижается до 8—13%, но здесь возрастает количество закисного железа до 7—8 и иногда и более процентов FeO , в то время как в красных марких бокситах его не более 1%, а в других разновидностях оно не превышает 2%.

Т а б л и ц а 41

Химический (в вес.%) и минеральный (%) состав
основных и промежуточных разновидностей красных бокситов
Североуральского бассейна
(из работы Г. А. Большун и Н. В. Федорова, 1973)

Компоненты	Рыхлый маркий боксит	Плотный маркий боксит	Каменистый немаркий боксит	Яшмовидный боксит	Конгломератовые руды	
					галька	цемент
SiO ₂	0,80	1,84	4,25	6,48	3,68	11,64
Al ₂ O ₃	58,72	62,03	53,79	53,75	65,11	44,65
Fe ₂ O ₃	22,43	21,19	26,15	22,12	15,62	29,05
TiO ₂	2,17	2,38	2,41	2,03	1,47	2,50
CaO	2,01	0,33	0,75	0,20	0,05	0,05
П. п. п.	12,75	11,84	12,02	13,95	13,04	10,68
S	0,18	0,03	0,07	0,03	0,02	0,00
CO ₂	2,05	0,19	1,81	0,19	0,07	0,11
Сумма	98,88	99,61	99,37	98,53	98,97	98,57
Диаспор	100	95	40	5	73	40
Бёмит	—	5	60	95	5	10

Содержание титана весьма постоянно во всех разновидностях бокситов и находится на уровне 2—2,5% TiO₂. Окись кальция в красных и яшмовидных бокситах обычно не превышает 1,5—2%, а в пестрых достигает 3 и даже 5. Основные различия руд характеризуются низким содержанием щелочей и серы. В боксите — колчедане, обогащенном пиритом, заметно возрастает процент серы.

В последнее время появились работы, характеризующие содержание малых и редких элементов в бокситах СУБРа (Гуткин, 1970; и др.). Из малых элементов в бокситах установлены ванадий, хром, никель, кобальт, медь, цинк, свинец. Из этих элементов медь, цинк, никель, хром и особенно ванадий, содержатся в повышенном количестве в пестром боксите. В части, касающейся содержания редких элементов, большую работу проделал Е. С. Гуткин (1970), по данным которого галлий, скандий, ниобий и тантал не имеют четкой геохимической связи с титаном в бокситах. Галлий концентрируется в минералах алюминия вне зависимости от того, представлен ли этот элемент в форме бёмита, диаспора или в форме алюмосиликатов. Содержание скандия в сиаллитах, аллитах или в бокситах увеличивается по мере повышения суммы содержания алюминия и железа. Концентрации ниобия в бокситах и бокситовидных породах обычно находятся в прямой зависимости от содержания моногидратов Al₂O₃.

Генезис бокситов

По вопросу об образовании бокситовых месторождений описываемого типа нет единого мнения. Главным затруднением, стоящим на пути решения этого вопроса, является полная неясность с возможным источником бокситового материала, что побуждает исследователей высказывать различные предположения, часто недостаточно обоснованные фактическими данными.

Н. А. Каржавин придерживался мнения, что бокситы открытых им месторождений на Северном Урале образовались за счет накопления нерастворимого остатка известняков петропавловской свиты¹. Сходную

¹ В более позднее время (1942) он принял представления о хемогенном отложении бокситов в морском водоеме.

точку зрения позднее высказывал также геолог Д. В. Рыжиков. Однако она не встретила поддержки большинства исследователей, так как петропавловские известняки содержат очень незначительное количество нерастворимой части.

Представление о хемогенном образовании бокситов СУБР в морском водоеме развивали А. Д. Архангельский (1937), Д. В. Наливкин и др. В пользу этой гипотезы, по мнению А. Д. Архангельского и других, свидетельствует ряд факторов и, в частности, тесная ассоциация бокситов СУБР с известняками и сланцами, содержащими морскую фауну, залегание бокситов в виде выдержанных слоев. Важное значение имеет, кроме того, обнаружение остатков фауны в бокситах. В бокситах Южноуральского бассейна, чрезвычайно сходных с североуральскими рудами, установлено наличие хлоритов, которые многими геологами рассматриваются как минералы, формирующиеся в условиях морского водоема. По мнению сторонников этой гипотезы глинозем поступал в морской водоем в растворенном состоянии в составе речного стока. Источником глинозема являлась кора выветривания, развитая на магматических породах. Значительную роль также могли играть процессы разложения различных кислых пород серной кислотой, возникшей при окислении пирита.

Растворенный глинозем, поступая в морской бассейн, отлагался на дне и давал накопления, превращавшиеся затем в бокситы. Д. В. Наливкин полагал, что формирование бокситов происходило в лагунах и прибрежной части морских водоемов, где происходило накопление железисто-кремнисто-алюминиевых осадков, названных им феррисилитами.

Основным фактом, свидетельствующим против хемогенного происхождения, является обломочная структура, четко проявляющаяся в бокситах североуральского типа и указывающая на то, что материал, слагающий их, произошел в значительной своей части за счет терригенной составляющей.

В связи с этим высказаны другие представления, развивавшиеся, в частности, в 1934 г. Е. П. Молдованцевым и С. Ф. Маливкиным. По мнению этих исследователей, источником глинозема и железа также являлась кора выветривания, из которой они выносились во взвешенном состоянии. Наряду с этим не исключается возможность поступления части глинозема в виде коллоидного раствора. Формирование бокситов происходило в морском водоеме недалеко от берега.

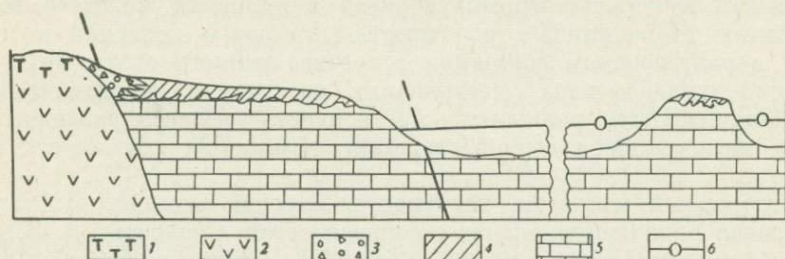
Неясности с экзогенным источником бокситового материала побудили исследователей выдвинуть представление о магматогенном происхождении бокситов Североуральского района. Первые высказывания по этому вопросу принадлежат А. В. Пейве (1947), предложившему гидротермально-осадочную гипотезу образования бокситов.

В последние годы А. К. Гладковский, ранее придерживавшийся представлений о хемогенном осадочном происхождении бокситов, начал развивать представления об эндогенном происхождении бокситов описываемого типа на Восточном склоне Северного Урала. По мнению А. К. Гладковского, О. Н. Огородникова и В. М. Храмцова, при образовании бокситов Североуральского бассейна важное место принадлежало вулканической деятельности. Эти воззрения в настоящее время оспариваются и не приняты большинством геологов. В последнее время все большее внимание привлекают представления геологов, связывающих образование бокситов с корой выветривания, хотя существование коры синхронной бокситам, строго говоря, не доказано.

Уже упоминалось, что Е. П. Молдавцев давно высказал предположение о том, что бокситы СУБРа представляют собой переотложенные в прибрежной части морского водоема продукты коры выветривания. Наиболее подробно вопросы генезиса бокситов в связи с корой выветривания рассмотрены Г. И. Бушинским (1958, 1971), который предполагает,

что красные бокситы отлагались в карстовых воронках и полях на поверхности закарстованных известняков петропавловской свиты за счет минерального материала, поступившего в результате размыва коры выветривания. Этот материал латеритизировался на месте отложения и постепенно превращался в бокситы.

По мнению Г. И. Бушинского, одновременно с образованием нижней части бокситового пласта продолжался процесс формирования карста, на что указывают следы этого процесса в виде подбокситовой брекчии, сбросов-просадок слоистого боксита и вымывания обломочного бокситового материала в карстовые полости (Бушинский, 1971). В дальнейшем при формировании бокситов происходило опускание суши, сопровождавшееся вначале заболачиванием пониженных частей, а затем и морской ингрессией. «На заболоченных местах и в мелких водоемах росли псилофиты.



Ф и г. 95. Палеогеографическая обстановка (схема) во время накопления боксита

1 — туфы, 2 — эффузивные породы, 3 — делювий, 4 — бокситы, 5 — известняки, 6 — уровень моря

Обугленные остатки их встречаются в основании подгоризонта серых бокситов. В лагунах и заливах шло осаждение бокситового материала. Источником его могла быть кора выветривания и осадочные бокситы» (Там же). При этом красный бокситовый материал, поступивший в водоемы, превращался в серый, в связи с разрушением гематита и образования других железосодержащих минералов. Так образовывался серый (или пестрый) боксит, слагающий верхнюю часть рудного пласта. Дальнейшее развитие морской трансгрессии привело к образованию амфипоровых известняков и других пород надбокситового горизонта.

Высказанные генетические представления Г. И. Бушинского представляются достаточно обоснованными, однако в части, касающейся источника исходного материала и процессов бокситизации минерального материала на месте отложения, еще нет убедительных данных, полностью подтверждающих его точку зрения.

Что касается древней поверхности петропавловских известняков, на которую ложился бокситовый пласт, то она, по-видимому, больше всего походила на поверхность современных карровых полей. На ней были развиты площадные неглубокие проявления карста, причем вся область распространения карбонатных пород была покрыта мелкими бороздами и рытвинами и небольшими гребешками, разделяющими их и сложеными карбонатными породами. Представление об этой поверхности, по-видимому, несколько сглаженной процессами выравнивания, имевшими место при отложении бокситового материала, дает разрез (фиг. 95). На нем отчетливо видна неглубокая расчлененность и изрезанный характер ее микрорельефа. На продолжении петропавловской структурно-тектонической зоны полосы развития карбонатных пород к северу и к югу от СУБРа располагаются соответственно Ивдельский и Карпинский бокситовые районы.

В Ивдельском районе многочисленные мелкие бокситопроявления приурочены к полосе петропавловской зоны, непосредственно примыкающей с запада к турьинской зоне, сложенной в основном вулканогенными обра-

зованиями. По возрасту бокситы относятся к эйфельскому и живетскому ярусам среднего девона. Л. Н. Князева (1973) выделяет здесь средне-верхне-девонский структурный ярус, который подразделяется ею на три структурных подъяруса: нижний, средний и верхний. Отложения этих подъярусов представляют собой ритмы осадконакопления первого порядка.

В пределах петропавловской зоны Л. Н. Князева выделяет в нижнем подъярусе три, а в среднем подъярусе два ритма осадконакопления второго порядка. Каждый из них начинается слоем (горизонтом) бокситов, залегающих на размытой поверхности подстилающих известняков и кроется также известковистыми образованиями. Бокситы всех пяти горизонтов образуют выклинивающиеся пластообразные тела незначительной мощности, замещающиеся аллитами и другими породами. Качество бокситов среднее. Помимо упомянутых горизонтов Л. Н. Князева указывает на наличие прослоев бокситов, связанных с ритмами третьего порядка.

В Карпинском районе также известен ряд небольших бокситовых месторождений, приуроченных к трем рудным горизонтам в толще пород среднего девона. Бокситы залегают в виде выклинивающихся пластов и линз на толще рифогенных известняков. Мощности их незначительны, качество — среднее.

По литологическим особенностям бокситы Ивдельского и Карпинского районов несколько отличаются от типичных бокситов СУБРа, в частности, среди них, как правило, неизвестны высококачественные красные марки бокситы. Тем не менее, сходные условия залегания, приуроченность к перерывам в осадконакоплении, расположение в составе толщ пород карбонатной формации девонского возраста и другие особенности дают известное основание для отнесения описываемых месторождений к приморскому (североуральскому) типу.

Другие месторождения североуральского типа

Месторождения и бокситопроявления описываемого типа известны также из нескольких регионов СССР. К числу их прежде всего относятся эксплуатируемые месторождения, а также ряд бокситопроявлений Южноуральского бокситового района (ЮУБР) и, кроме того, месторождения в южной части палеозойского обрамления Ферганы, в Салаирском хребте и юго-восточной части Восточного Саяна в бассейне р. Боксон. Ниже приводится краткая характеристика Южноуральских бокситовых месторождений¹.

Бокситы Южного Урала приурочены к отложениям франского яруса, развитым в области междуречья Ая и Юрезани. Здесь располагается несколько групп бокситовых месторождений и бокситопроявлений: Ново-Пристанская, Кукшикская, Вязовская и также отдельные бокситопроявления и их группы. Наиболее значительные месторождения располагаются в Ново-Пристанской группе: Медвежий Лог (отработанное), Барсучий лог, Первомайское, Блиновокаменное и некоторые другие.

Бокситы всех месторождений ЮУБРа строго приурочены к одному стратиграфическому уровню к так называемым орловским слоям франского яруса. Они подстилаются карбонатными породами самсоновских слоев, на которых залегают с небольшим перерывом в осадкообразовании. Бокситовый пласт местами переходит и на более древние также карбонатные образования вплоть до саргаевских слоев. Бокситы вверх по разрезу постепенно сменяются известняками айских слоев.

¹ Боксонское месторождение описывается в следующем разделе.

В целом маломощный пласт бокситов включен в мощную толщу формации карбонатных отложений девонского и каменноугольного возраста.

В отличие от Североуральских месторождений, на Южном Урале не известны признаки древней девонской коры выветривания. В районе, тяготеющем к месторождениям, не установлены также и вулканогенные образования, одновозрастные с бокситами или близкие им по времени образования.

Тектоническая структура района месторождений определяется наличием пологих складчатых структур, которые местами осложнены надвигами. Один из надвигов ограничивает его с востока, причем за линией этого разрывного нарушения бокситы не устанавливаются (характеристику геологического строения района см. также при описании прибрежно-морских диаспор-хлоритовых пород серпеевского типа, глава IV).

Бокситы ЮУБР залегают в виде одного выдержанного пласта небольшой мощности на закарстованной слабоволнистой поверхности подстилающих карбонатных пород. В основании пласта местами залегают маломощная бокситовая брекчия. Нижняя часть пласта сложена красным каменистым бокситом, очень похожим на каменистый боксит Североуральских месторождений, обладающим массивным сложением. Разновидности, сходные с красным марким бокситом, не наблюдаются. Встречаются плотные, сливные как бы яшмовидные бокситы, идентичные соответствующим рудам СУБР. В красном боксите иногда встречаются линзы известняков и бокситовых сланцев с растительными остатками.

Красный боксит перекрывается маломощным слоем каменистого серого боксита, обладающего неоднородным сложением. В серых бокситах иногда встречаются линзы и тонкие прослои известняка, остатки растений, раковины морских моллюсков. Эти бокситы вверх постепенно переходят в известняки с нормальной морской фауной.

По минеральному составу бокситы диаспоровые с примесью бемита, из минералов железа устанавливается гематит, глинистые минералы представлены каолинитом, небольшая примесь которого устанавливается в руде.

Бокситы Южноуральских месторождений обладают несколько более низким качеством, чем североуральские. Содержание глинозема в них редко превышает 50%, окисного железа порядка 20%, кремнекислоты 7—13%, окиси титана 2,2—2,4%.

Существенной особенностью бокситов описываемых месторождений является связь их с своеобразными диаспор-шамозитовыми рудами, представляющими собой типичное морское образование, возникшее, по-видимому, из железо-кремнисто-алюминиевого осадка, отложившегося на дне моря в результате хемогенного процесса. В диагенезе этот осадок приобрел оолитовое и пизолитовое сложение.

Имеются основания полагать, что он формировался в прибрежной зоне водоема. Это происходило одновременно с отложением красного бокситового материала на закарстованной поверхности карбонатных пород на прилежащих участках суши (или коралловых островов). Характер этой поверхности, так же как и в случае североуральских месторождений, напоминает современные карровые поля, которые в случае формирования бокситов девонского возраста располагались невысоко над уровнем моря.

Бокситы прибрежно-морского (североуральского) типа, пользующиеся распространением на Салаире, описаны в статье А. Н. Сухариной (1973). В составе нижнесреднедевонских отложений этого региона выделяется пять маломощных бокситовых горизонтов, сходных по условиям залегания с рудами Североуральских и Южноуральских месторождений. Краткие сведения о геологии района, условиях залегания и некоторых особенностях бокситов Салаира даны в описании Обуховского месторождения (глава V).

Бокситовые месторождения того же типа, но отличающиеся от девонских бокситов Урала и Салаира по возрасту известны из северных предгорий Туркестанского хребта в южном обрамлении Ферганской депрессии. Здесь располагается целый ряд небольших месторождений, в которых два бокситовых пласта залегают в толще известняков среднего карбона. Отложению бокситов предшествовал перерыв в осадкообразовании, на что указывает наличие закарстованной поверхности рифогенных пород в подошве рудного пласта. Бокситы представлены плотными, каменистыми разностями, которые местами подстилаются подрудной брекчией. Рудные тела имеют малую мощность и незначительную протяженность. Они быстро выклиниваются или же обрываются разрывными нарушениями.

Месторождения бокситов Средней Азии чрезвычайно сходны по условиям залегания руды, связи с формацией карбонатных отложений, положению в структурно-тектонических условиях и другим особенностям с бокситами Североуральского района, и также могут быть отнесены к приморскому типу.

Вопросы прогноза и перспектив поисков месторождений этого типа ранее были специально рассмотрены в отдельной статье (Сапожников, 1971).

Боксонское месторождение бокситов

Боксонское бокситовое месторождение, еще недостаточно изученное и поэтому в значительной степени условно относимое к приморскому типу, расположено в юго-восточной высокогорной области Восточного Саяна в бассейне р. Боксон (левого притока р. Ока) и представлено пластом бокситов, протягивающимся в субмеридиональном направлении на расстоянии более 20 км (фиг. 96). По административному делению Боксонское месторождение находится на территории Окинского района Бурятской АССР.

Геологическое строение

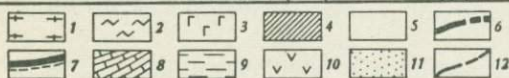
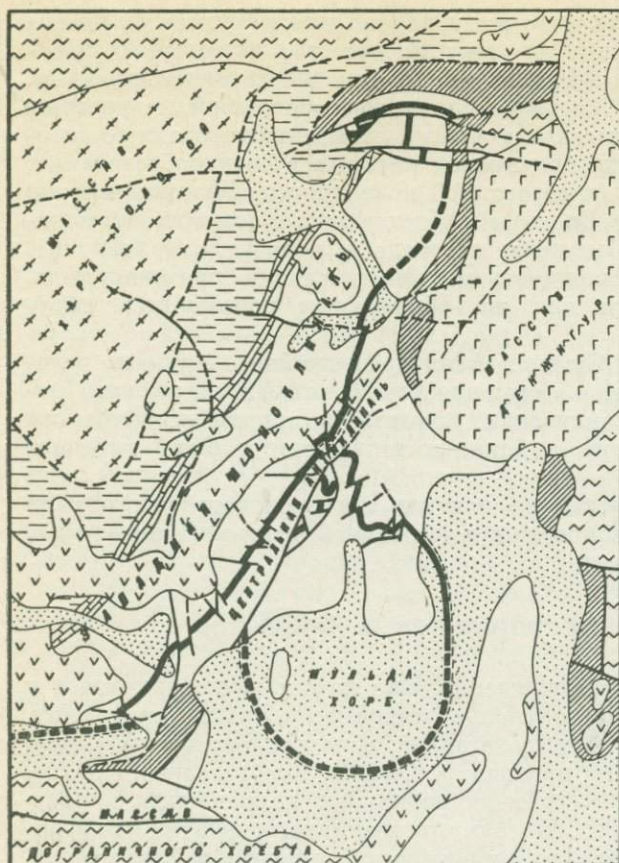
Стратиграфический разрез. На основании обобщения материалов по Боксонскому месторождению стратиграфический разрез в кратком изложении имеет следующий вид.

Архей. *Харатологойская свита.* К архейским образованиям условно относят наиболее глубоко метаморфизованные толщи, выступающие на поверхность в виде тектонических блоков, так называемых «архейских глыб».

Породы харатологойской свиты слагают массив Хара-Тологой, расположенный в северо-западной части месторождения. Свита представлена плагнонейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами. Мощность свиты в районе месторождения исчисляется многими сотнями метров. Архейский возраст метаморфических толщ устанавливается по сопоставлению со сходными образованиями Прибайкалья.

Нижний протерозой. *Окинская свита.* Отложения этой свиты распространены в северной части месторождения. По литологическим особенностям свита Е. П. Бессолицыным, Ф. К. Волколаковым и другими расчленена на две подсвиты: нижнюю — песчаниковую и верхнюю — сланцевую.

Нижняя подсвита характеризуется преобладанием грубообломочных пород — песчаников, гравелитов и конгломератов. Верхняя подсвита сложена мощной толщей зеленых метаморфических сланцев, среди которых отмечаются прослойки песчаников, тонкие пластовые тела диабазов и линзы известняков. Мощность нижней подсвиты 900 м, верхней — 3000 м.



Ф и г. 96. Структурно-тектоническая схема Боксонского месторождения (по Е. П. Бессолицыну с дополнениями автора)

- 1 — архейские кристаллические породы,
- 2 — протерозойские метаморфические породы,
- 3 — основные и ультраосновные породы,
- 4 — сархойская свита (PR_2),
- 5 — боксонская свита ($PR_2 - C_{m1}$),
- 6—7 — выходы бокситового пласта под покровами базальтов и моренами,
- 8 — хужиртайская свита (C_{m1}),
- 9 — мангатгольская свита (C_{m1}),
- 10 — базальты (N),
- 11 — ледниковые и речные отложения (Q),
- 12 — разломы (установленные и предполагаемые)

Верхний протерозой. *Монгошинская свита*. Образования монгошинской свиты развиты к востоку и югу от месторождения. Свита представлена чередованием различных сланцев, известняков, песчаников и конгломератов. Преобладают карбонатные породы. В составе свиты отмечаются пластовые тела гранит-порфировых пород. В сланцево-карбонатных породах известен горизонт известняков с водорослями, указывающими, по данным Е. П. Бессолицына, на позднепротерозойский возраст осадков. Мощность монгошинской свиты около 1500 м.

Дибинская свита пользуется широким распространением в бассейне р. Дибь, к западу от месторождения. Свита слагается песчаниками и сланцами, содержащими маломощные прослои известняков. Мощность свиты около 5000 м.

На монгошинской свите дибинская залегает согласно, имея нечеткий контакт, выраженный тонким переслаиванием сланцев и известняков.

Сархойская свита. Породы сархойской свиты с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании залегают на образованиях дибинской свиты. В составе сархойской свиты наблюдаются в различных количественных соотношениях кварцевые порфиры, кератофиры, плагио-порфиры, порфириты, туфы, конгломераты, песчаники, сланцы. Все они, переслаиваясь между собой, образуют относительно маломощные пластовые и линзовидные тела. Мощность свиты в районе месторождения определяется в 1200—1300 м; западнее, в бассейне р. Сархой, она значительно возрастает. Верхнепротерозойский возраст сархойской свиты определяется

ее залеганием под содержащей кембрийскую фауну боксонской свитой.

Верхний протерозой — кембрий. *Боксонская свита*. К переходному возрасту от протерозоя к палеозою относится боксонская бокситоносная свита. Породы свиты распространены в пределах центральной части месторождения. Боксонская свита несогласно залегает на сархойской туфогенно-осадочной свите.

Состав пород свиты исключительно карбонатный.

По литологическим признакам, а также по наличию местных размывов боксонская свита Е. П. Бессолицыным, Ф. К. Волколаковым и другими была расчленена на четыре подсвиты: нижнюю доломитовую, сланцево-бокситовую, верхнюю доломитовую, известняковую.

В последнее время отдельными исследователями известняковая подсвита выделяется в самостоятельную хужиртайскую свиту. В дальнейшем автор данного отчета считает целесообразным придерживаться подобной же стратиграфической схемы, так как выделение хужиртайской свиты обусловлено ее особым стратиграфическим положением и литологическим составом. Сланцево-бокситовая подсвита в данной работе описывается под названием средней бокситоносной подсвиты. Общая мощность боксонской свиты около 2800 м.

К е м б р и й. *Хужиртайская свита*. Отложения свиты связаны с подстилающими ее доломитами верхней подсвиты боксонской свиты постепенным переходом. Переходная пачка состоит из доломитизированных известняков, чередующихся с известковистыми доломитами и сменяющихся вверх по разрезу чистыми известняками. В известняках хужиртайской свиты обнаружены ископаемые остатки трилобитов, указывающие на кембрийский возраст осадков. Мощность свиты около 600 м.

Мангатгольская свита залегает согласно на известняках хужиртайской свиты и связана с ней постепенным переходом. Отложения мангатгольской свиты Ф. К. Волколаковым и В. П. Арсентьевым разделяются на две пачки: нижняя представлена серыми глинистыми сланцами и песчаниками, верхняя — пестроцветными алевролитами (Геология СССР..., 1964). Мощность мангатгольской свиты не менее 1600 м.

Ю р а. *Нарингольская свита*. Отложения свиты известны только в одном месте по р. Нарин-Голу, левому притоку р. Дибь. Разрез состоит из чередующихся, слабо сцементированных конгломератов, полимиктовых песчаников и глинистых сланцев. Залегая почти горизонтально (5—8°), нарингольская свита резко несогласно перекрывает породы мангатгольской свиты. Мощность отложений не менее 50 м. Находки ископаемой флоры, как указывает Н. А. Флоренсов, не позволяют определить возраст отложений точнее, чем юрский (Геология СССР..., 1964).

Н е о г е н. К неогену условно относятся базальты, образующие крупные покровы в пределах месторождения. По внешнему виду различают плотные и сильно пористые базальты. Мощность базальтовых покровов колеблется от 50—100 до 200 м.

Ч е т в е р т и ч н ы е отложения довольно широко распространены в пределах месторождения и представлены ледниковыми, аллювиальными, пролювиальными и делювиальными образованиями. Ледниковые отложения пользуются наибольшим распространением.

Интрузивные образования. Магматические горные породы в районе Боксонского месторождения широкого распространения не получили. Они представлены интрузиями основных, ультраосновных и кислых пород, а также дайковыми породами.

Среди гипербазитов и основных пород представляется возможным выделить три группы пород (от древних к более молодым): 1) диабазы, габбро-диабазы, порфириты, 2) габбро и диориты, 3) серпентиниты.

Комплекс данных пород является частью пояса гипербазитов и основных пород Восточного Саяна.

Основную массу гранитоидных интрузий в пределах месторождения и его окрестностей слагают два типа гранитов: плагиоклазово-калишпатового состава розовые крупнозернистые биотитовые граниты и существенно плагиоклазовые серые равномернозернистые роговообманково-биотитовые граниты. Граниты прорывают как протерозойские, так и нижнепалеозойские отложения. В настоящий момент все граниты считаются образованиями одновременными и относятся Е. П. Бессолицыным к раннему палеозою, к одной из ранних фаз каледонского тектоно-магматического цикла.

Группа дайковых пород представлена гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, а также диабазами и кварцевыми жилами.

Положение месторождения в структуре Восточных Саян. В структурном отношении Боксонское месторождение приурочено к крупному Боксон-Сархойскому синклинорию, протягивающемуся в субширотном направлении на 85 км и занимающему пространство между бассейнами рек Ока (на востоке) и Сархой (на западе). Севернее синклинория расположен главный антиклинорий Восточных Саян, имеющий северо-западное простирание и сложенный гнейсами и кристаллическими сланцами архея, прорванными многочисленными интрузиями.

Боксон-Сархойский синклинорий представляет собой сложно построенную структуру, состоящую из нескольких антиклиналей и синклиналей, осложненных многочисленными разрывными нарушениями.

В описываемой структуре выделяется центральная, осевая часть, к которой с юга примыкает южное крыло, отделяющееся от осевой части крупными тектоническими разрывами, а с севера надвинутое по древним разломам северное крыло. Крылья Боксон-Сархойского синклинория сложены в основном нижнепротерозойскими горными породами, в то время как осевая его часть — верхним протерозоем, кембрием и молодыми мезозойскими и кайнозойскими образованиями.

На восточном замыкании синклинория расположены более мелкие структуры: мульда Хоре, Боксонская антиклиналь, Боксонская моноклиналь, синклиналь Структурного участка.

В центральной части синклинория выделяются Дибинское поднятие, Забитская синклиналь, Билютинская брахиантиклиналь. Сархойская и Харгантинская синклиналь, являясь, по Е. П. Бессолицыну, самыми западными структурами Боксон-Сархойского синклинория, составляют его периклинальное замыкание.

В последовательности тектонических движений, происходивших на территории Боксон-Сархойского синклинория по Ф. К. Волколакову и другим, представляется возможным выделить четыре цикла, отличающихся по возрасту и интенсивности дислокаций.

К наиболее древнему из них — архейскому — условно отнесены складки, наблюдаемые в гнейсах, представляющие собой складки течения пластических масс под большим давлением. Более отчетливо выражена протерозойская складчатость, охватывающая окинскую, монгошискую, дибинскую и сархойскую свиты. Простирание складок преимущественно восточное и северо-восточное. Складчатость носит линейный характер и отличается непрерывностью развития. Разрывные нарушения в протерозойском цикле складкообразования имели, по-видимому, незначительное развитие.

Раннепалеозойская складчатость, сформировавшая современную структуру Боксон-Сархойского синклинория, существенно отличается по своему характеру от протерозойской. Структуры, созданные в результате раннепалеозойских тектонических движений, имеют глыбово-складчатый характер. В строении структур большое значение имеют разрывные нарушения. Вулканизм в раннем палеозое проявился слабо. Интрузии этого цикла приурочены главным образом к зонам региональных разломов.

Эпохе альпийского орогенеза предшествовал длительный период разрушения палеозойских складчатых структур и выравнивания рельефа. Основные тектонические процессы альпийского времени выразились в общем поднятии страны, излиянии базальтов и крупных расколах с дифференцированными подвижками, обусловившими поднятие Пограничного хребта над плоскогорьем синклинория.

Бокситы

Разрез боксонской бокситоносной свиты. Выходы отложений боксонской свиты образуют обширные поля в бассейнах рек Боксон, Хоре, Забит и Сархой. На значительной площади они скрыты под покровами базальтов и моренами.

Боксонская бокситоносная свита залегает несогласно на сархойской туфогенно-осадочной свите.

Как уже указывалось выше, боксонская свита расчленена на следующие стратиграфические единицы (фиг. 97): нижнюю доломитовую, среднюю бокситоносную и верхнюю доломитовую подсвиты. Ниже дается раздельное описание подсвит боксонской свиты.

Нижняя доломитовая подсвита представлена по всему району месторождения однообразной толщей светлых массивных доломитов.

В основании свиты залегают конгломераты и конгломерато-брекчии серого и голубовато-серого цветов, обломки средней окатанности размером от 1—2 мм до 15 см (обычно не более 5 см), не сортированные; цемент песчаный, разнозернистый, с большим содержанием песчинок карбонатного состава. Состав галек и обломков следующий: 1) различные карбонатные породы, в основном представленные доломитами светло-серыми и розовато-серыми; 2) разнообразные породы сархойской свиты (эффузивы и их туфы, песчаники зеленовато-серые); 3) кварц.

Этот базальный горизонт конгломератов прослеживается не повсеместно. Конгломераты отмечались на Структурном участке, на стрелке рек Хойто-Боксон и Урдо-Боксон. По простиранию конгломераты нередко замещаются песчаниками и глинистыми сланцами. Мощность горизонта, по данным различных исследователей, от 40 до 100 м.

Стратиграфически выше конгломератов согласно залегает горизонт доломитов с инкрустациями, серых, мраморизованных в основании, массивных, неравномерно кристаллических, местами брекчиевидных. Свое название они получили благодаря причудливо извивающимся прожилкам кварца, которые образуют характерный выпуклый рисунок на выветрелой поверхности доломитов. Е. П. Бессолицыным высказывалось предположение, что инкрустации воз-

Свита	Мощность, м	Краткая характеристика
Хужир-тайская	600	Известняки
Б О К С О Н С К А Я	1500	Доломиты с кремнями. В основании-песчаники, мергели 1/5-4 м/;
	65-95	Бокситы /до 25 м/, углисто-глинистые сланцы, доломиты.
	550-1400	Доломиты с инкрустациями, доломиты «сетчатые», мергели, доломиты пятнистые с линзами водорослевых доломитов. В основании-конгломераты;
Сархойская	1200-1300	Песчаники, эффузивы, туфы

Фиг. 97. Стратиграфическая колонка боксонской бокситоносной свиты, Восточный Саян

никают на участках с наиболее интенсивным проявлением тектонических движений. Мощность горизонта около 350 м.

Выше залегает горизонт так называемых «сетчатых» доломитов. Для них характерна пронизанность тонкими прожилками кальцита, местами образующих густую сеть. Доломиты, обычно серые, имеют массивную, реже брекчиевидную текстуру. Среди толщи «сетчатых» доломитов на Структурном участке выделяются один—два прослоя доломитов с мелкими округлыми включениями, напоминающими оолиты. Карбонатное вещество оолитовых образований часто бывает замещено опалом. Мощность горизонта «сетчатых» доломитов около 300 м.

Некоторые исследователи не соглашались с подобным размещением доломитов с инкрустациями и «сетчатых» доломитов, указывая, что обе разновидности доломитов чередуются в разрезе без всякой закономерности.

Заканчивается нижняя подсвета пятнистыми брекчиевидными доломитами, в основании которых отмечается малоомощный (3—5 м) прослой красного мергеля. Пятнистость обусловлена неравномерным распределением серой и розовой окраски. С этими доломитами связаны рифогенные водорослевые образования, приуроченные к верхней части горизонта пятнистых доломитов. Водорослевые доломиты залегают линзовидными телами мощностью 5—10 м, протяженность их — несколько сот метров. Мощность горизонта пятнистых доломитов от 45 до 120 м. Суммарная мощность нижней подсветы около 870 м.

Анализируя мощности отложений нижней подсветы по всему району месторождения, можно заметить, что они претерпевают значительные изменения. Максимальная мощность (до 1400 м) характеризует разрез на стрелке рек Хойто-Боксон и Урдо-Боксон. Мощности убывают как к северу — 550 м у пос. Структурный, так и к югу — 650 м по р. Табин-Зурта. Причем мощности нижней подсветы уменьшаются вплоть до Уха-Гольского синклиория, расположенного южнее Боксон-Сархойского. Колебание мощностей можно объяснить последующим размывом, а также приуроченностью к зонам различной интенсивности прогибания.

Средняя бокситоносная подсвета. Обобщая данные по изучению разрезов средней бокситоносной подсветы в пределах Боксонского месторождения, представляется возможным установить следующее.

В основании подсветы залегает горизонт бокситов. Бокситы несогласно и с размывом залегают на отложениях нижней доломитовой подсветы. Стратиграфическое несогласие выражается в залегании боксита на различных литологических разновидностях подстилающих пород. Размыв в бассейне р. Боксон выразился в закарстованности на отдельных участках подстилающих пород. В пласте пятнистых доломитов отмечаются карманы, гнезда боксита. Величина карманов бокситов зависит от литологических особенностей подстилающих отложений. Максимальная глубина проникновения отмечается в рифогенных образованиях и достигает 70 м (Ильина, 1958). Верхняя граница пласта бокситов, как правило, четкая и ровная.

Некоторыми исследователями отмечаются отдельные, очень редкие на месторождении случаи замещения бокситового пласта по простиранию и по падению терригенными породами — сланцами и кварцевыми песчаниками. Переход этот, как считает Е. П. Бессолицын, происходит постепенно. Мощность рудного тела в среднем около 5 м.

Бокситы перекрываются углисто-глинистыми сланцами. Они имеют серую, темно-серую или черную окраску; заметна отчетливая слоистость и сланцеватость. Мощность горизонта по разным источникам от 2—3 до 10 м.

На глинистых сланцах, местами непосредственно на бокситах, залегают доломиты брекчиевидные, реже массивные, окраска светло-серая с желтовато-розовыми пятнами. Эти породы сходны с доломитами, подстилающими бокситы, но рифогенные тела в них, согласно дан-

ным В. П. Арсентьева и Ф. К. Волколакова, не отмечены (Геология СССР..., 1964).

Мощность доломитов средней подсвиты 50—80 м. Общая мощность бокситоносной подсвиты в среднем 65—95 м.

Верхняя доломитовая подсвита представлена однообразной толщей доломитов большой мощности. В основании подсвиты отмечается базальный горизонт песчаников, мергелей и карбонатных брекчий. Изредка этот горизонт в разрезе отсутствует, и граница между подсвитами проводится условно.

Песчаники представляют собой монолитную кварцевую породу бурокрасного цвета. В песчаниках отмечены маломощные (в несколько см) прослои красных и зеленых алевролитовых сланцев. Мощность горизонта песчаников 1,5—4, реже 7 м.

Выше залегает мощная пачка доломитов с кремнями. Доломиты серые, массивные или слоистые. Содержащиеся в них кремни молочно-белые, серые или черные образуют линзообразные и караваеобразные включения. Мощность верхней доломитовой подсвиты около 1500 м.

Значительные разногласия имеют место в вопросе о возрасте боксонской свиты. Различными исследователями, изучавшими Боксонское месторождение, этот вопрос трактуется по-разному. Е. П. Бессолицын на основании изучения остатков водорослей выделяет два различных комплекса:

1) комплекс, связанный с нижней доломитовой подсвитой, сходен со строматолитами протерозоя или переходных слоев от протерозоя к кембрию;

2) комплекс водорослей, связанных с верхней доломитовой подсвитой, отличен от подбокситовых и по особенностям строения близок к распространенным в нижнем кембрии.

На основании изложенного выше, можно полагать, что нижняя часть боксонской свиты отнесена Е. П. Бессолицыным к верхам верхнего протерозоя, а верхняя, начиная с бокситового пласта, — к нижнему кембрию и низам среднего кембрия.

Некоторыми исследователями выделяется вендский комплекс, к которому относят отложения сархойской и боксонской свит. Однако в настоящее время недостаточно четко определено положение самого вендского комплекса в стратиграфическом разрезе. Большинство относит рассматриваемые образования к верхам рифея, часть же геологов выделяет вендский комплекс в самостоятельную систему палеозоя. Проводившиеся определения абсолютного возраста бокситов радиометрическим методом показали возраст около 540 млн. лет, что соответствует началу кембрийской системы.

В итоге необходимо подчеркнуть, что вопрос о возрасте боксонской бокситоносной свиты нуждается в дальнейшем уточнении.

Строение рудного тела и состав бокситов. Рудное тело на Боксонском месторождении представлено пластом бокситов, залегающих среди толщи доломитов и приуроченных к стратиграфическому перерыву в накоплении осадков.

Бокситы чаще всего залегают на пятнистых доломитах, но местами отмечается залегание их на рифоренных водорослевых доломитах.

В подстилающих боксит породах наблюдаются карманы, трещины, гнезда, выполненные бокситом. Карманы и гнезда, по данным Е. П. Бессолицына, обычно проникают на 15—20 м ниже подошвы пласта. Размеры карманов варьируют от нескольких сантиметров до 1—1,5 м в диаметре. Форма их неправильная, граница с вмещающими породами резкая. Качество бокситов в описанных карманах, как правило, ниже бокситов рудного тела. Верхняя граница бокситового пласта ровная и четкая.

Мощность бокситового пласта в среднем по месторождению около 5 м. Однако отмечаются случаи увеличения мощности до 20—25 м (участки

Структурный и Промышленный). В одной из скважин на участке Мангат—Гол Е. П. Бессолицыным указывалась максимальная мощность бокситового пласта на месторождении — 30 м.

Бокситовый пласт состоит из двух неравных частей. Верхняя, меньшая его часть, сложена бокситом зеленого и зеленовато-серого цвета. Нижняя, большая, часть пласта представлена красными и вишнево-красными бокситами. Эта разновидность является преобладающей на месторождении.

Вишнево-красный боксит представляет собой очень крепкую, плотную, тяжелую породу (удельный вес несколько больше 3). Вишнево-красный боксит по своим структурно-текстурным признакам разделяется на следующие разновидности: брекчиевидный, массивный и микрослоистый.

Брекчиевидный боксит слагает, как правило, нижнюю часть рудного пласта, обладает более темной, бурой окраской. Для него характерна обломочная структура, определяемая наличием угловатых обломков боксита и гематита, заключенных в бокситовом цементе. Размер их редко превышает 3—5 мм. Брекчиевидные бокситы встречаются главным образом на западных участках месторождения (Табин-Зурта, Промышленный, Мангат-Гол, Аюшеевский). Мощность их изменяется от 0,5 до 2 м. Обогащенный гематитом брекчиевидный боксит обладает высоким качеством. Содержание глинозема в данном боксите составляет около 45%, при содержании кремнезема от 3,0 до 9,0%. Отношение глинозема к кремнезему колеблется в пределах от 4,0 до 13,5%. Этот боксит иногда называют гематитовидным (Орлова, 1958).

Кроме высококачественных брекчиевидных бокситов, в самых низах рудного пласта залегают брекчиевидные бокситы низкого качества. Помимо обломков гематита и боксита в этой разновидности присутствуют обломки пород. Мощность этих руд в среднем около 1 м.

Однако, отдельные исследователи (Ю. К. Горецкий и другие) не выделяют среди брекчиевидных бокситов высококачественной разновидности и приводят для всех брекчиевидных бокситов средний кремневый модуль, равный 0,83—1,9.

Минералы в бокситах находятся в тонкодисперсном состоянии. Основными породообразующими минералами вишнево-красных брекчиевидных руд являются диаспор, бемит, каолинит, гематит; меньшую роль играют хлорит и слюды. Количественные соотношения минералов сильно варьируют. Массивный вишнево-красный боксит залегают в средней части пласта и является преобладающей разновидностью среди вишнево-красных бокситов. Мощность слоя изменяется в значительных пределах, составляя в среднем 2—3 м. Особенностью руд является гладкая ровная поверхность излома и сплошное однородное сложение. По данным Ю. К. Горецкого, отношение глинозема к кремнезему в данной разновидности колеблется в пределах 0,9—3,7, реже — 4—7,7. В данных бокситах основными компонентами являются диаспор и бемит; подчиненную роль играют каолинит и хлорит.

Микрослоистые вишнево-красные бокситы залегают в верхней части слоя вишнево-красных бокситов. Слоистое строение определяется чередованием тонких миллиметровых прослоев вишнево-красного боксита и черного гематита или создается чередованием прослоев вишнево-красного боксита различных оттенков.

Мощность микрослоистых руд в пределах одного метра. Качество их ниже массивных. Кремневый модуль 1,36—2,30. Основная масса руд рассматриваемого типа слагается слюдисто-каолинитовым веществом и каолинитом. Минералы глинозема, диаспор и бемит, играют подчиненную роль.

Переход разновидностей вишнево-красного боксита друг в друга постепенный. На границе вишнево-красного и зеленого бокситов Е. П. Бессолицыным иногда отмечается полосчатая разновидность, образовавшаяся вследствие переслаивания вишнево-красных и зеленых бокситов.

Зеленые и зеленовато-серые бокситы отмечаются в пределах северо-западной моноклиальной структуры месторождения, а на некоторых участках практически отсутствуют. Зеленые бокситы по внешнему виду иногда напоминают сланцы. Они плотные, окраска изменяется от зеленовато-голубой до светло-серой. Удельный вес их около 3. Для зеленых бокситов характерна вкрапленность ширита в виде мелких кристаллов. Мощность слоя зеленых бокситов 0,5—3 м.

Отличием зеленых руд от вишнево-красных является преобладание в них закисных форм железа (до 15%), основная масса их состоит из слюдино-хлоритовым и лептохлоритовым веществом при подчиненной роли диаспора и бемита. Качество зеленых бокситов наиболее низкое, модуль их большей частью порядка 1,1—2,0.

Кроме того, в виде маломощных, от 1 мм до 10—20 см, прослоев среди вишнево-красных и зеленых руд в различных частях рудного пласта встречаются диаспоровые бокситы. Они выделяются среди других руд светлой зеленовато-серой окраской. Характерна для диаспоровых руд бобово-обломочная структура. Обломки и бобовины имеют преимущественно диаспоровый состав (Орлова, 1958).

По химическому составу диаспоровые руды представляют собой руды высокого качества: содержание глинозема достигает в них 50% и выше, кремнезема до 15%, кремневый модуль в среднем составляет 5,6. Но промышленного интереса они не представляют вследствие незначительной мощности и спорадического распространения. Как петрографическая редкость на месторождении встречается черный боксит.

Явлений вторичного изменения бокситовых руд на поверхности, выражающихся в преобразовании вещественного состава, не отмечалось. Кора выветривания на Боксонском месторождении не обнаружена.

К. Ф. Герентьевой сделан вывод о том, что на месторождениях боксита смешанного диаспор-бемитового состава наблюдается зависимость минерального состава бокситов от различной степени дислоцированности рудного пласта. В качестве примера приводится Боксонское месторождение, где угол падения пласта изменяется в пределах от 20 до 80° и даже до 90°.

В северной части месторождения (участок Структурный), где рудный пласт падает под углом 80—90° (причем азимут падения изменяется то на север, то на юг) в боксите преобладает диаспор. Южнее на участках, где рудный пласт падает под углом 40—50°, боксит состоит из диаспора с примесью бемита. В центральной части месторождения, где углы падения рудного пласта не превышают 30°, в боксите преобладает бемит, диаспор присутствует лишь в виде незначительной примеси.

В различиях вещественного состава (табл. 42, 43) зеленых и красных бокситов характерно следующее:

- 1) в зеленых бокситах содержание окислов железа в среднем меньше (на 3%), чем в красных;
- 2) в зеленых бокситах содержание SiO_2 в среднем больше (на 0,5—1,0%), чем в красных.

Это хорошо согласуется с преобладанием диаспор-гематитового состава в красных бокситах и диаспор-хлоритового — в зеленых.

Е. П. Бессолицыным установлено также, что в различных разновидностях боксита соотношение FeO и Fe_2O_3 различно. Так, в красных бокситах FeO содержится до 7,99%, а содержание Fe_2O_3 в некоторых образцах превышает 30%, в зеленых бокситах содержание FeO — 19,2%, а Fe_2O_3 — 4,9%.

Содержание в боксонских бокситах TiO_2 подвержено незначительным колебаниям, среднее содержание 1,40%, но зеленые бокситы содержат TiO_2 несколько меньше, чем красные. Содержание CaO в бокситах колеблется от 0,15 до 2,40%. Повышенное содержание CaO объясняется загрязнением боксита материалом вмещающих пород. Количество MgO

Таблица 42

Химический состав разновидностей боксита, Боксонское месторождение

Боксит	Содержание, вес. %														
	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	S	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$
Зеленый	40,85	20,50	1,30	21,28	2,00	2,28	1,00	Нет	0,11	0,65	0,20	10,40	Нет	Нет	1,99
Черный *	45,49	28,30	10,58 (вал.)	—	1,50	1,19	0,35	—	—	—	—	—	—	3,03	1,61
Полосчатый *	40,01	21,77	26,20 (вал)	—	0,79	1,16	1,13	—	—	—	—	—	—	Нет	1,84
Микрослоистый вишнево-красный	45,99	20,90	19,70	0,86	2,36	0,52	0,20	Нет	0,09	0,62	0,31	7,94	Нет	»	2,20
Массивный вишнево-красный	39,98	23,50	19,90	3,50	1,24	0,94	1,07	»	0,20	1,76	0,25	7,36	»	»	1,70
Брекчиевидный вишнево-красный	37,11	15,80	19,50	11,30	1,89	1,56	0,35	Следы	0,14	1,15	0,48	9,02	0,96	»	2,41
Брекчиевидный темно-бурый	44,84	18,80	19,77	2,28	2,11	Нет	1,09	»	0,83	1,29	0,68	8,66	Нет	»	2,30
Диаспорит *	56,78	10,10	9,43 (вал)	—	0,89	2,30	2,74	—	—	—	—	—	—	0,50	5,62
Брекчиевидный красный *	47,39	5,11	34,40 (вал)	—	1,61	0,67	0,18	—	—	—	—	—	—	0,03	9,27

* По данным Е. Ц. Бессолицына.

Т а б л и ц а 43

Минеральный состав бокситов, Боксонское месторождение

(по данным Е. П. Бессолицына)

Боксит	Содержание, в %					
	Диаспор	Бемит	Хлорит	Пирофил-лит	Монтмо-риллонит	Карбо-наты
Красный	24,60	12,30	18,45	23,55	—	3,21
Зеленовато-серый	15,60	6,50	47,80	9,76	4,73	4,00
То же	15,55	6,22	40,40	12,05	6,52	4,66
»	13,78	6,52	40,71	13,80	5,84	3,56
»	19,18	7,79	42,01	8,18	7,85	4,12
Полосчатый	4,83	13,11	39,50	9,17	8,36	3,18
Зеленый	24,75	6,53	20,20	27,50	4,18	2,88
Красно-бурый	9,18	15,49	16,20	34,40	—	1,90
Красный	11,70	40,20	7,47	15,30	—	2,40
»	14,35	16,18	4,82	39,80	5,54	1,62

в бокситах приблизительно одинаково. В зеленых бокситах магнезия несколько больше, чем в красных, что объясняется распространением хлорита в зеленых бокситах. Значительные содержания серы (в виде пирита) отмечаются только в верхних частях рудного тела, в зеленых бокситах; в среднем в них серы в 7—8 раз больше, чем в красных. Максимальное содержание щелочей редко превышает 2,80%; содержание P_2O_5 в бокситах в среднем составляет 0,37%. Содержание Cr_2O_3 отмечается нередко около 1%, а по данным лаборатории ИГУ, максимальное содержание Cr_2O_3 достигает 2,30%, среднее содержание — 0,52%. Содержание NiO_2 достигает 0,10—0,12%. Содержание редких рассеянных элементов не представляет практического интереса.

Генезис бокситов

Боксонское бокситовое месторождение относится к осадочным месторождениям геосинклинальных областей. Осадочный генезис бокситов не вызывает сомнения и признается большинством исследователей, изучавших месторождение. Орлова П. В. в доказательство осадочного происхождения бокситов приводит следующие данные: пластовая форма залежи; приуроченность ее к определенному стратиграфическому горизонту; тесная связь с другими морскими осадочными образованиями — водорослевыми рифами, доломитами, мергелями; тонкая слоистость некоторых руд, закономерное распределение разновидностей руд в разрезе и на площади.

Тип водоема, в котором происходило отложение боксита, установить трудно. Предполагается, что это могла быть обширная лагуна, отделенная от моря небольшой перемычкой. Большинство исследователей считают, что вода в лагуне обладала повышенной соленостью. Не исключается возможность, что таким бассейном бокситонакопления служило крупное плоскодонное озеро с низкими отлогими берегами или болото, расположенное на берегу моря.

Участки суши, окружавшие водоем, представляли собой прибрежную равнину, сложенную карбонатными породами. Над равниной местами возвышались невысокие холмы основных и ультраосновных пород, а также туфогенных и обломочных пород верхнего протерозоя. Такой сглаженный характер рельефа обусловил, как считают Е. П. Бессолицын и другие, минимальный снос грубого обломочного материала.

При изучении бокситов Боксонского месторождения перед исследователями возникает вопрос являются ли руды месторождения первичными

или переотложенными. Предположение о переотложенном характере бокситов возникло в связи с тем, что в брекчиевидных бокситах были обнаружены обломки бокситов хорошего качества ($\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2} = 3,5-5,5$). За переотложенный характер бокситов Боксонского месторождения высказывались К. Ф. Терентьева и Ю. К. Горецкий. По мнению П. В. Орловой, эти руды являются первичными, а не возникли в результате переотложения ранее существовавших бокситов более высокого качества; возможно, обломки и галька качественных бокситов представляют собой продукты диагенеза, переотложенные на месте в процессе формирования рудного пласта.

Основная масса бокситов отлагалась химическим путем. Тонкая дисперсность бокситового материала говорит о том, что вещество, шедшее на формирование бокситов, поступало в виде истинного или коллоидного раствора. В то же время присутствие мелких редких обломков циркона, рутила, апатита, турмалина указывает на то, что осаждение сопровождалось привнесом терригенной мути.

Образование бокситов происходило, в основном, в окислительной обстановке. На всей площади месторождения отлагались красные бокситы. В западной части месторождения последние этапы осаждения бокситов протекали в восстановительной обстановке и завершились отложением зеленых бокситов. Предположение, что красные бокситы образовались за счет окисления зеленых путем распада лептохлоритов, не подтвердилось фактическими данными.

Вопрос об источнике глинозема пока остается нерешенным. Существует предположение, что первоисточником глинозема и окислов железа частично могли быть развиты в окрестностях месторождения основные и ультраосновные породы. Как известно, основные и ультраосновные породы считаются благоприятным геологическим фактором для образования бокситов.

Указанием на то, что основные и ультраосновные породы могли играть роль первоисточника глинозема, является повышенное содержание в бокситах хрома, присутствие никеля — элементов, характерных для ультраосновных пород. Однако, довольно низкое содержание титана в бокситах не дает возможности с полной уверенностью говорить о связи бокситов с ультраосновными породами.

В заключение, следует подчеркнуть элементы сходства бокситов Боксонского месторождения с североуральскими бокситами. Сходство это выразилось в следующем. Как североуральские, так и боксонские бокситы связаны с отложениями карбонатной формации. Те и другие бокситы залегают на закарстованной неровной поверхности карбонатных пород. Местами отмечается залегание бокситов на рифогенных образованиях. Вверх по разрезу североуральские бокситы переходят в известняково-глинистые сланцы; боксонские бокситы перекрываются углисто-глинистыми сланцами. Характерно также сходство в строении рудного тела: СУБР — в нижней части его залегают красные бокситы, в верхней — зеленовато-серые (пестрые); Боксонское месторождение — в нижней части рудное тело слагают вишнево-красные бокситы, в верхней — зеленые.

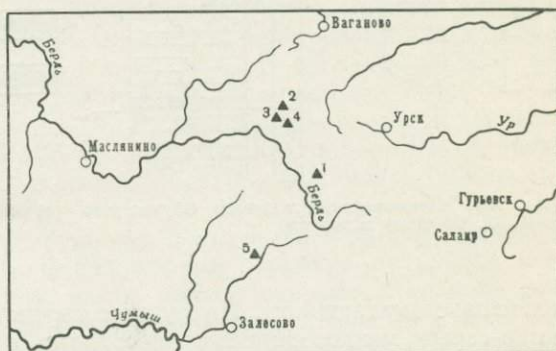
Подобное сходство в строении рудных тел и в условиях их залегания позволяет отнести североуральские месторождения и Боксонское месторождение к одному типу месторождений, сформированных на приморских каровых полях.

Обуховское месторождение метаморфизованных бокситов

На основе прогнозной оценки Ю. К. Горецкого в рифокарбонатных толщах Салаира в 1943—1945 гг. были выявлены месторождения бокситов геосинклинального типа — Октябрьское, Бердско-Майское, Обуховское, Новогоднее (фиг. 98). С этого момента широко развернулись работы на бокситы в пределах всего Салаирского кряжа. В целом, по району проводились поисковые, а на выявленных месторождениях — разведочные работы. Исследовательские работы с целью изучения вещественного состава рудного горизонта и литологии вмещающих пород были проведены группой научных сотрудников ВИМСа — Ю. К. Горецким, К. Ф. Терентьевой, П. В. Орловой и другими. В их работах приводится типизация руд по

Фиг. 98. Схема расположения девонских месторождений бокситов Салаирской группы

- Месторождения:
1 — Бердско-Майское,
2 — Октябрьское,
3 — Новогоднее,
4 — Березовское,
5 — Обуховское



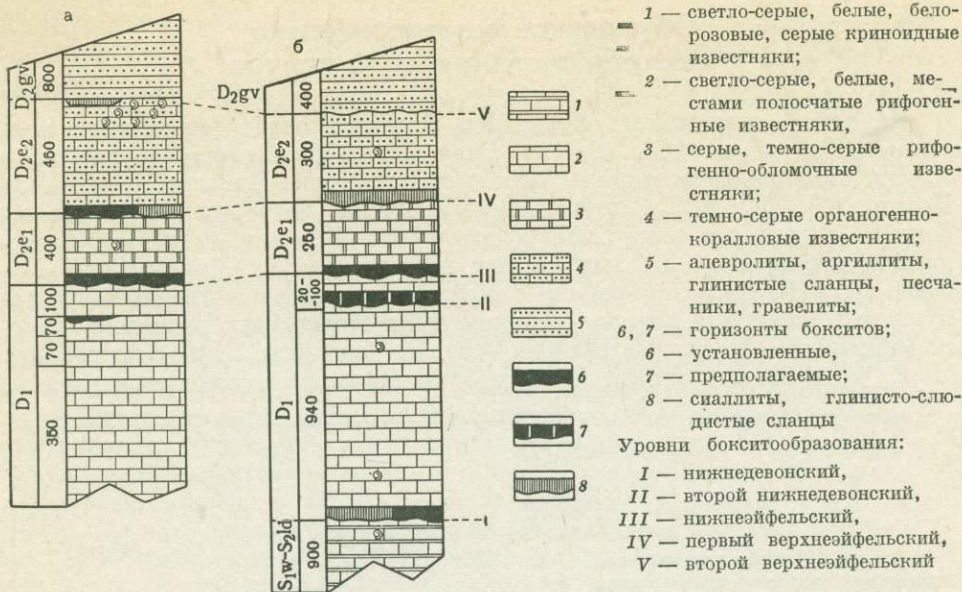
минеральному составу, химико-минералогическая характеристика различных типов бокситов.

Большой вклад в изучение месторождения внесли М. П. Нагорский, А. Н. Сухарина, Л. А. Иванья, С. А. Ростовцев, М. В. Унковский, И. В. Серебрянник, Г. С. Харин, В. А. Туркин, Б. А. Орешкин, Н. П. Волегов и другие. Настоящий очерк написан по материалам вышеперечисленных исследователей.

Геологическое строение

Обуховское месторождение (первоначально сформировано как месторождение приморских карровых полей, а затем претерпело метаморфизм) расположено в Юго-Западном Присалаирье, в пределах Залесовской впадины, в бассейне р. Каменка (см. фиг. 98). Палеозойский фундамент района салаирских месторождений сложен породами силурийского и девонского возраста. Силурийские отложения представлены известняками венлокского и лудловского ярусов (фиг. 99). Они известны на Салаире как бело-розовая карбонатная толща. Общая мощность отложений 900 м. При изучении известняков Е. П. Нагорской в 1953 г. были выделены следующие типы: криноидный, известняк с terra-rossa, кораллово-криноидный и мелкозернистый. Нижний девон представлен мочегинской и хвоцевской свитами, которые слагаются темно-серыми, серыми и белыми известняками мощностью 500—900 м. Известняки амфишоровые, рифогенные, рифогенно-обломочные.

Со следами перемыва на известняках хвоцевской свиты лежит рудный горизонт в форме пластообразной залежи мощностью 0—16 м. Нижняя граница рудного горизонта неровная. Известняки почвы изобилуют карманами и трещинами, выполненными бокситовым материалом, отмечается цементация окатанных и полукатанных обломков известняков подошвы



Фиг. 99. Сопоставление разрезов Обуховского (а) и Бердско-Майского (б) месторождений (по Н. П. Вологову и другим)

бокситовым материалом. На рудном горизонте согласно лежат черные и темно-серые мелкозернистые известняки с многочисленными остатками кораллов и амфипорам. Мощность отложений 130—360 м.

Возраст рудного горизонта и перекрывающих темно-серых известняков — раннейфельский, относятся они к салаиркинской свите. На салаиркинской свите залегает павловская свита, в низах которой находится второй рудный горизонт. Горизонт не выдержан как по качеству, так и по мощности и представлен некондиционными рудами — корундово-слюдистыми и слюдисто-корундовыми породами. Средняя мощность горизонта 3,3 м. Перекрывается он темно-серыми и черными тонкозернистыми известняками с прослоями глинистых сланцев, мощность их до 450 м.

Живетский ярус слагается терригенной толщей (алевролиты, песчаники, глинистые сланцы и т. д.), залегающей с размывом на разных уровнях эйфеля, иногда нижнего девона и даже силура. Общая мощность отложений 800 м, они фаунистически охарактеризованы.

Стратиграфический разрез палеозоя кончается нерасчлененными отложениями верхнего девона — нижнего карбона. Они залегают на различных уровнях доверхнедевонских отложений, мощность их 900 м и представлены они темно-серыми алевролитами, песчаниками, гравеллитами и черными глинистыми известняками. Палеозойские отложения повсеместно перекрыты рыхлыми отложениями мезокайнозоя. Значительное распространение имеет кора выветривания, развитая на осадочных, метаморфических и интрузивных породах разного возраста. Кора выветривания перекрывается отложениями верхнего мела — палеогена. Мел-палеогеновые отложения тяготеют к полям развития карбонатных отложений и контактам их с алюмосиликатными породами. Мощность отложений от 40 до 130 м. Некоторое распространение имеют также неогеновые озерно-аллювиальные и делювиально-пролювиальные отложения мощностью до 25 м. Четвертичные отложения имеют повсеместное распространение, мощность их от 3 до 60 м.

Интрузивные породы в районе месторождения представлены гранитоидами, с которыми связано большое количество даек различного состава. Гранитоиды прорывают девонские отложения Залесовской впадины,

образуя среди них обширные массивы. Обуховское месторождение бокситов несет на себе следы воздействия Выдрихинской интрузии в виде термального метаморфизма и широкого развития даек гранит-порфириров, диорит-порфириров, кварцевых порфириров, керсантитов. Возраст интрузивно-дайкового комплекса пермский.

В структурном отношении Салаирский кряж представляет собой крупный антиклинорий, вытянутый в северо-западном направлении и сложенный кембро — силурийскими отложениями. К северо-востоку от Салаира располагается Кузнецкая котловина, выполненная каменноугольными и пермскими отложениями. С юго-запада к Салаиру примыкает Юго-западное Присалаирье, представляющее обширную депрессию, осложненную брахиантиклинальными поднятиями. Бокситоносная карбонатная формация девона развита на северо-восточном и юго-западном склонах Салаира, а также в ядрах брахиантиклинальных поднятий в пределах Юго-Западного Присалаирья. В Центральном Салаире выделяется Верхнебердская синклинальная структура, к которой приурочены Октябрьское, Новогоднее и Бердско-Майское месторождения. В Юго-Западном Присалаирье выделяется Залесовская впадина, представляющая собой обширную тектоническую депрессию, вытянутую в меридиональном направлении на 70 км при ширине 25—35 км. Залесовская впадина имеет брахискладчатое строение. К Обуховской брахиантиклинали приурочено Обуховское месторождение бокситов.

Разрывные тектонические нарушения пользуются в районе значительным развитием, но их роль в формировании структур не вполне ясна, ввиду слабой изученности из-за почти полной закрытости района рыхлыми отложениями. Обуховская брахиантиклиналь с востока и юга ограничена надвигом, по которому продуктивные карбонатные отложения нижнего и среднего девона надвинуты на отложения живецкого яруса. В плане он имеет дугообразный выход, амплитуда смещения 1 100 м. Кроме этого надвига отмечается еще один, по которому основной блок и центральный поперечный участок надвинуты на восточное крыло Обуховской антиклинали, амплитуда смещения 200—250 м. Отмечается также ряд продольных и поперечных нарушений, имеющих чисто локальное значение. Поперечные разломы ориентированы в северо-восточном направлении и секут продольные нарушения, создавая ступенчатые структуры.

Кора выветривания на породах, предшествующих бокситонакоплению, неизвестна. Косвенно о ее существовании говорит наличие пустот и трещин в известняках, подстилающих руды, осветление их, а также присутствие в известняках распыленной примеси гематита. Предположительно кора выветривания существовала в районе Салаирского кряжа на породах терригенного состава силурийского и кембрийского возрастов, а также на нижнедевонских эффузивах.

Бокситы

Возраст, строение и литологические особенности бокситоносных образований. В состав девонского бокситоносного комплекса входят два типа осадков. Нижняя часть ($D_1 - D_2^1$ и D_3^2) сложена толщами бокситоносных рифогенных известняков общей мощностью 800—1000 м, верхняя ($D_3^3 - D_3$) — терригенными отложениями. Бокситы и бокситоподобные породы связаны с определенными стратиграфическими уровнями. В районе выделены пять уровней бокситонакопления: два нижнедевонских, нижнеэйфельский, два верхнеэйфельских (см. фиг. 99). Промышленным рудоносным является нижнеэйфельский уровень (Обуховское, Бердско-Майское, Новогоднее, Березовское и Октябрьское месторождения), который представлен диаспоровыми и корундовыми бокситами. Остальные уровни

представлены глинисто-слюдистыми сланцами, сиаллитами, аллитами и редко бокситами.

Промышленный рудный горизонт залегает со следами перерыва на светло-серых и белых известняках хвощевской свиты нижнего девона в основании эйфельского яруса и согласно перекрывается темно-серыми и черными мелкозернистыми известняками с фауной раннего эйфеля. Мощность подстилающих рифогенных известняков подвержена сильным колебаниям. В верхней части известняков есть жилки зеленого рудного вещества и хлоритов, которые образовались в результате проникновения материала во время накопления рудного пласта. Эти образования называют бокситовой брекчией. Пласт боксита прерывают дорудные выступы, образующие безрудные окна среди рудных полей. Дорудные выступы или валы поднимаются над дном понижений на высоту от 5 до 35 м. Характерна общая северо-западная ориентировка валов, близкая к простиранию рудного тела. Валы, вероятно, имеют рифовое происхождение (Нагорский, 1958). Накопление бокситов происходило в условиях неровной поверхности морского дна. Глубина бассейна во время формирования рудного горизонта колебалась от 20 до 80 м (Нагорский, 1958).

В пределах рудного горизонта имеются устойчивые рудные поля, сложенные кондиционными рудами, однако, иногда по падению на глубине около 300 м руды фациально сменяются глинистыми сланцами и тонкозернистыми песчаниками. С появлением в составе горизонта грубообломочного материала бокситы выклиниваются.

Форма залежи бокситовых руд. Бокситовое оруденение проявляется в форме пластообразной залежи, вытянутой по азимуту 310—330°. Пласт залегает в крыльях антиклинальной складки, образуя два выхода (восточный и западный). Углы падения пласта составляют 40—50°. Центральную часть этой складки слагают светло-серые и белые мраморизованные известняки подошвы рудного пласта, а крылья — темно-серые и серые рифогенные известняки кровли.

Пласт бокситов по падению и простиранию выдерживает среднюю мощность 2—3 м, но на некоторых участках наблюдается уменьшение мощности, на других же, часто рядом, резкое ее увеличение до 16 м, что объясняется неровной поверхностью подстилающих известняков.

Выступы дорудного рельефа обуславливают выклинивание рудной залежи, межрифовые понижения обеспечивают существование наиболее продуктивных площадей с максимальной мощностью рудного горизонта. Кроме того, бокситы вдаются в трещины и неровности множеством карманов и прожилков, одновременно происходит растворение известняков и их метасоматическое замещение бокситом, усиливающее брекчиевидность подошвы. Зона подрудных известняков, изобилующих карманами и прожилками боксита, имеет мощность от 0,4 до 5 м. Известняки, по-видимому, первично рифогенные, о чем свидетельствуют находки в них перекристаллизованных остатков фауны колониальных кораллов и амфипор.

Форма рудного тела зависит от дорудного рельефа подстилающих известняков и в значительно меньшей степени от тектонических явлений. В пределах месторождения пласт разорван дизъюнктивными нарушениями, разбивающими антиклинальную складку на блоки. Протяжение отдельных блоков пласта по простиранию колеблется от 200 до 800 м. Рудный горизонт расчленен безрудными площадями и дизъюнктивными нарушениями на участки: Федориха, Основной блок, Центральные Продольные и Поперечные пласты и Восточный пласт.

Непосредственная кровля пласта представлена горизонтом темно-серых известняков с редкими обломками колоний кораллов. Контакт бокситов с известняками кровли обычно ровный резкий, иногда наблюдается постепенный переход.

В северной части месторождения разведана залежь обломочных руд,

образовавшаяся в результате выветривания и разрушения бокситов сводовой части брахиантиклинали. Рудная зона, мощностью до 20 м, представлена крупными обломками и глыбами боксита, промежутки между которыми заполнены глиной. Эти образования входят в состав распространенных здесь мелпалеогеновых отложений.

Структурно-текстурные особенности, химический и минеральный состав бокситов. На Обуховском месторождении нижнеэйфельский рудный горизонт слагается тремя типами руд: корундовыми, слюдисто-корундовыми и корундово-слюдистыми бокситами.

Корундовые бокситы — темно-серые, почти черные, плотные, крепкие, тяжелые породы массивной текстуры с мелкобобовым строением и мелкобугорчатым изломом. Бобовины обычно уплощены и плотно прилегают друг к другу. Они сложены мелкозернистым агрегатом кристаллического корунда. Цементируются дисперсным веществом желтоватого или бурого цвета с лейкоксеном. Обычно содержится небольшое количество диаспора и лептохлоритов (?) в виде темного, в шлифе непрозрачного, дисперсного вещества.

Слюдисто-корундовые бокситы — серые и голубовато-серые рассланцованные породы, плотные, состоят из корунда, небольшого количества диаспора, лептохлоритового дисперсного вещества, хлорита, бесцветной слюды и дисперсного слюдистого вещества. Корунд образует слабо просвечивающие зеленовато-серые сгустки, сложенные мельчайшими (0,01—0,03 мм) округлыми зернами, плотно прилегающими друг к другу и придающими таким сгусткам мозаичный облик. Цементируются образования корунда мелкочешуйчатым серицитом с примесью мелкоагрегатного карбоната и мелкочешуйчатого хлорита. Диаспор обычно встречается в виде мелких столбчатых кристаллов и иногда слагает бобовинки. Встречаются разновидности бокситов, в которых довольно отчетливо сохранились реликтовые очертания мельчайших, различно ориентированных столбчатых кристаллов диаспора, замещенных корундом. Такие кристаллы имеют одновременное погасание и дают в массе однородную отрицательную конскопическую фигуру корунда. Значительно распространены бледно-зеленые слабо плеохроирующие хлориты и длиннопризматические минералы из группы эпидота, часто попеременно с корундом слагающие бобовины. В заметном количестве встречаются мусковит, маргарит, реже биотит и цеолиты.

Корундово-слюдистые бокситы — серые и светло-серые сильно рассланцованные породы. В шлифах слюдисто-волокнистый агрегат с небольшими обособлениями корунда и диаспора. Отличаются от слюдисто-корундовых значительно большим содержанием слюды в кристаллическом и дисперсном состоянии. Слагают безрудные окна, приурочиваясь к участкам пережимов рудного тела.

В разных типах руд встречаются сульфиды — иpirit, халькопирит, арсенопирит. Пирит, видимо, вторичного происхождения, поскольку развивается как по цементу боксита, так и по бобовинам корунда, часто встречается в прожилках, секущих породу.

Химический состав бокситов Обуховского месторождения по типам приведен в табл. 44. Корундовый боксит содержит 65% глинозема, в основном входящего в состав корунда. Кремнезем в количестве 9—12% связан с 10—14% закисного железа и 4% воды и входит в состав железистого хлорита и слюды. Остальные примеси содержатся в незначительном количестве (2—3% TiO_2 , 2—3% щелочей и щелочных земель, 1—3% серы). В слюдисто-корундовом боксите увеличивается содержание кремнекислоты и щелочных земель.

Элементы-примеси присутствуют примерно в кларковых содержаниях и в таких же количествах, как в диаспоровых бокситах Бердско-Майского месторождения, т. е. интрузия Выдрихинского массива не оказала заметного влияния на вещественный состав бокситов.

Таблица 44

Средний химический состав (в вес.%) бокситов Обуховского месторождения

Компо- ненты					Компо- ненты				
	1*	2*	3*	4**		1*	2*	3*	4**
SiO ₂	9,01	20,48	16,33	11,95	Na ₂ O	—	—	—	0,11
TiO ₂	2,87	2,49	1—2	1,95	K ₂ O	—	—	—	0,04
Al ₂ O ₃	64,52	53,45	28—42	64,83	H ₂ O ⁻	0,22	0,26	—	0,35
Fe ₂ O ₃	1,64	4,34	9,18	4,53	H ₂ O ⁺	4,41	4,74	5,39	4,03
FeO	14,00	8,37	—	9,90	S _{вал.}	0,63	2,26	—	Нет
MnO	—	—	—	Следы	Al ₂ O ₃	7,5	2,6	—	5,4
MgO	1,61	2,29	—	1,40	SiO ₂				
CaO	0,78	4,13	6,36	1,53					

* По данным Б. А. Орешкина и др.

** Образец из обнажения.

Бокситы: 1 — корундовый; 2 — слюдисто-корундовый; 3 — корундово-слюдистый; 4 — корундовый.

Метаморфизм. Бокситы Салаирских месторождений значительно метаморфизованы и слагаются диаспором (Бердско-Майское, Октябрьское, Новогоднее месторождения) и корундом (Обуховское месторождение). Считается, что диаспор в них возник из тригидратных форм в результате регионально развитого в районе дислокационного метаморфизма, под влиянием которого рудный материал претерпел перекристаллизацию и частичную рассланцовку (Сухарина, 1966).

Бокситы Обуховского месторождения метаморфизованы значительно сильнее руд других месторождений, диаспор в них перешел в корунд, который присутствует в породе в количестве 20—80%. Корунд возник в результате перекристаллизации и обезвоживания диаспора, при этом за счет глинистого материала образовался слюдистый. Метаморфизм вызван термальным воздействием Выдрихинского амагматического интрузива, расположенного в непосредственной близости от рудной площади. Бокситы и вмещающие карбонатные породы секутся большим количеством даек изверженных пород, генетически связанных с Выдрихинской интрузией. Все дайки характеризуются невыдержанностью мощности по падению и, особенно, простиранию. Дайки не оказывают существенного влияния на качество бокситов, на контактах не наблюдается ухудшения качества руд. Результатом гидротермального процесса являются прожилки кварца, кальцита, пирита, слюды и хлорита, которые рассеяны по бокситу.

Качество руд, марки бокситов и сфера использования. Корундовые бокситы Обуховского месторождения отличаются довольно высоким качеством. Бокситы первых двух типов составляют 85—90% рудной массы. Только корундово-слюдистые бокситы по качеству относятся к некондиционным. Кремневый модуль бокситов обычно больше четырех, часто 7—8. Химический состав по простиранию, падению и мощности рудного тела изменяется незакономерно, отражая то резкие, то постепенные переходы от одной разновидности боксита к другой.

В связи с содержанием в бокситах сульфидов присутствует сера. Малосернистыми бокситами (до 1%) представлены верхние горизонты рудных пластов, расположенные в зоне окисления, в глубоких горизонтах отмечаются отдельные участки с содержанием серы до 1%, которые объясняются меньшей степенью пиритизации боксита. Но так как сера в бокситах сульфидная и может быть полностью удалена при обжиге, содержание ее на кондиционность бокситов не влияет. Содержание CaO является сравнительно равномерным (5—7%) и на качество переработки не влияет.

На Обуховском месторождении преобладают бокситы марок Б-4, Б-5. Возможно использование бокситов в глиноземном и абразивном произ-

водствах. В настоящее время месторождение не эксплуатируется ввиду небольших разведанных запасов руд.

Технологическими лабораторными опытами установлена пригодность бокситов для получения глинозема по схеме спекания, излишняя сера (в виде сульфидов железа) может удаляться или предварительным обжигом или флотацией и электромагнитной сепарацией. Корундовые бокситы хорошо обогащаются гравитационным и флотационным методами с получением корундовых концентратов, содержащих 70—80% глинозема и 3—6% кремнезема.

Лабораторными технологическими исследованиями ВНИИАШа установлено, что корундовый концентрат Обуховского месторождения может быть использован для получения остродефицитных микропорошков, для чего в частности может быть использована залежь обломочных руд.

Генезис бокситов

На осадочный генезис месторождения в условиях морского бассейна указывают: 1) пластовая форма рудной залежи и тесная ее связь с другими осадочными породами (известняками); 2) присутствие в составе рудного материала угнетенной морской фауны; 3) тонкая слоистость руд; 4) постепенный характер перехода к покрывающим известнякам.

Область накопления руд представляла собой прибрежную часть моря, о чем свидетельствует рифовый характер подрудных известняков и мелководный характер надрудных. Периоду рудоотложения предшествовали регрессия моря, обусловившая выведение прибрежной части морского дна на дневную поверхность и перерыв в осадконакоплении. В условиях последнего произошло осветление хвоцевских известняков подошвы рудного горизонта, что свидетельствует о процессах выветривания. По вопросу генезиса бокситов высказано несколько гипотез: вулканогенная, хемогенная, механогенная (латеритно-осадочная) и осадочно-диагенетическая.

Вулканогенная гипотеза была высказана М. П. Нагорским в 1945 г. Он связывал накопление бокситов с синхронной эффузивной деятельностью, в результате которой воды девонского моря были насыщены свободным глиноземом. В 1965 г. А. С. Калугин увязал ее с латеритно-осадочной гипотезой. По его мнению, пепловые продукты вулканических извержений, выпадающие на дневную поверхность приподнятых рифов, подвергались выветриванию в условиях жаркого и влажного климата. В результате выветривания этих пепловых продуктов возникли бокситы, которые в дальнейшем могли перемываться и переотлагаться, как осадочные породы.

Нагорским М. П. (1958) была высказана также хемогенная гипотеза — глинозем совместно с тонкими суспензиями других веществ выпадал из растворов при участии морских водорослей. Растворы с глиноземом поступали из коры выветривания.

В последние годы М. П. Нагорским развивается осадочно-диагенетическая гипотеза, включающая в себя два основных момента: 1) поступление в бассейн осадконакопления в виде мути и растворов различного материала, в том числе рудного; 2) превращение принесенного материала в бокситы в результате диагенетических преобразований.

Латеритно-осадочная гипотеза происхождения девонских бокситов Салаира была высказана Г. С. Хариным (1961). По этой гипотезе образование морских бокситов объясняется размывом латеритных кор выветривания, развитых на островных поднятиях с последующим отложением продуктов размыва в межрифовых постройках. Источником материала могли служить как древние (кембрийские и ордовичские) вулканогенные породы и сланцы, так и продукты девонских пеплопадов, аккумулирующиеся на дневной поверхности рифов. Существование в центральной части Салаира

силурийской и девонской островной суши и приподнятых рифов, наличие нижнедевонского и нижнеэйфельского вулканизма в соседних районах Кузнецкого Алатау и Горной Шории — факты установленные. В восточных и южных районах Салаира пирокластика часто встречается в отложениях, синхронных бокситоносным. Ясно, что на острова и рифы, которые находились в зоне пеплопадов, также выпадали пепловые продукты.

На изменение первичного облика руд несомненное влияние оказал регионально развитый в районе дислокационный метаморфизм, под влиянием которого рудный материал претерпел перекристаллизацию и частичную рассланцовку. Результатом явился переход тригидратных форм глинозема в диаспор, а также появление слюдистого вещества за счет метаморфизма глинистых разностей боксита. Переход диаспора в корунд связан с термальным воздействием Выдрихинского адамеллитового интрузива, расположенного в непосредственной близости от рудной площади. С термальным метаморфизмом, по-видимому, связана прожилковая пиритизация руд.

Девонские бокситы Салаира большей частью окрашены в темные цвета. М. П. Нагорский (1958) считает, что формирование рудного горизонта происходило в резко восстановительных условиях на глубине не свыше 50—80 м.

Район Салаирских бокситовых месторождений в геологическом отношении является аналогом Уральского бокситоносного бассейна, одинаковым является возраст, стратиграфическое положение и условия залегания. Салаирские руды по вещественному составу ближе стоят к рудам Южноуральского бассейна, где широко распространены, кроме красных, окисных, темноцветные руды, образовавшиеся в восстановительной среде. Отличием от уральских бокситов является полное отсутствие красных бокситов. Кроме того, Обуховское месторождение отличается от уральских, а также от Бердско-Майского месторождения наличием глиноземного минерала в форме корунда.

Главнейшие критерии прогноза бокситовых месторождений

Ввиду того, что бокситовый пласт залегает среди геосинклинальных отложений девона и перекрывается мощной толщей осадков, поиски и использование его возможны только в благоприятных структурах, там, где складчатостью, разрывными нарушениями и эрозийным срезом рудная пачка приближена к поверхности. Таким образом, главным фактором поисков является структурный. Выявлению и оценке должны быть подвергнуты открытые и слабо погруженные структуры, сложенные карбонатным девонем. К настоящему времени известно более 10 структур, сложенных продуктивными рифокарбонатными отложениями, в части из которых установлены бокситы или аллиты, а к выходам других приурочены шлиховые ореолы корунда и диаспора. Кроме того, тектоническое строение района обуславливает возможность выявления новых структур, что, однако, осложняется закрытостью района рыхлыми отложениями.

Сравнительно частые случаи пространственной связи интрузивных массивов и брахиантиклинальных структур, сложенных карбонатными отложениями девона, позволили А. Н. Сухариной и Л. А. Иванни в 1965 г., Г. С. Харину в 1966 г. высказать мнение о контролирующей роли интрузивов в образовании брахиантиклинальных структур, по типу диапировых структур. Интрузивные тела в плане образуют цепочку массивов, подчёркивающих с востока контуры Присалаирской депрессии.

Работами геологов ЗСГУ установлено, что в целом для региона перспективы на бокситы увеличиваются в западном направлении, т. е. в направлении от континента к морю. В восточном направлении бокситонос-

ные карбонатные осадки замещаются титаноносными терригенными, на что указывал М. П. Нагорский (1960), а позже, в 1967 г., Г. С. Харин и В. А. Туркин. К югу от Обуховской структуры литологическая и геохимическая характеристика разрезов сохраняется. Таким образом, перспективной остается Залесовская впадина, где, кроме известных, могут быть выявлены еще ряд выходов девона, а также Тогульская структура, где, по данным литологического, геохимического и биостратиграфического изучения разрезов, доказана полная аналогия с бокситоносными разрезами Залесовской впадины. Установлено также, что перспективным остается юг Мочегинско-Заломской и Талицко-Елбанской структур, где были аналогичные району Бердско-Майского месторождения условия осадконакопления силур-девонских карбонатных отложений, а по данным поисковых работ выявлены в делювии обломки диаспоровых бокситов. Косвенным признаком является закономерное улучшение качества основного рудного горизонта в южном направлении.

Кроме перспективности отмеченных участков необходимо учесть возможность увеличения запасов за счет более глубоких горизонтов известных месторождений, которые пока разведаны до глубины 350—400 м.

Бокситовые месторождения карстовых депрессий

В данную главу включены представители бокситовых месторождений как моноциклического, так и полициклического классов, но объединяемые тем, что они сформированы в карстовых депрессиях. Эта последняя особенность отличает их от карстовых месторождений приморских карстовых полей, описанных в предыдущей главе.

Бокситовые месторождения карстовых депрессий, не испытавших значительных просадок в ходе процесса карстообразования, приурочены к комплексу карстовых выполнений, составляющему один седиментационный цикл (кызылджарский тип). Бокситовая залежь представлена здесь одним пластом, включенным в толщу осадочных накоплений, заполняющих карстовую воронку.

В качестве примера месторождений этого типа приводится Кызылджарское бокситопоявление, расположенное в Тургайском прогибе. В пределах Тургайской провинции известны и другие месторождения подобного типа, которые указываются также из Салаиро-Кузнецкой провинции и ряда районов Средней Азии и Казахстана. Они значительно менее распространены на Русской и Сибирской платформах. В пределах последней они установлены на Енисейском кряже и Чадобецком поднятии из Ангаро-Енисейской провинции.

Глава включает также описания бокситовых месторождений, сформированных в глубоких карстовых депрессиях (белинский тип). В этом случае осадочные карстовые выполнения, вследствие неоднократных просадок, приобретают циклическое строение. Одинаково построенные циклы или ритмы осадочных пород располагаются здесь друг над другом. Все эти циклы, или некоторые из них, включают по бокситовой залежи. В результате в глубокой карстовой депрессии устанавливаются несколько бокситовых залежей, расположенных друг над другом, причем возникает полициклическое бокситовое месторождение, приуроченное, как правило, к глубокой карстовой депрессии.

Месторождения этого типа распространены в районах развития карбонатных пород обычно в составе фундамента платформ или в областях завершенной складчатости. В наиболее типичном развитии они известны из Верхнетобольского района Тургайской провинции, и из пределов Ангаро-Енисейской провинции (Татарские, Ивановское и другие месторождения). Известны они также в Средней Азии, в Салаире и различных районах Центрально-Казахстанской провинции.

Белинское и Краснооктябрьское месторождения данного типа отличаются особенностями размещения рудных тел и по этой причине могут быть отнесены к отдельным подтипам или разновидностям полициклических месторождений глубокого карста.

Месторождения неглубокого карста

Кызылджарское бокситопроявление

Геологические условия Верхнетобольского района, в пределах которого располагается Кызылджарское проявление, представляются, согласно Б. А. Тюрину в следующем виде.

Территория района «имеет двухъярусное строение. Нижний структурный этаж представлен дислоцированными докембрийскими и палеозойскими породами различного состава и происхождения. Верхний структурный ярус сложен недислоцированными верхнемезозойскими рыхлыми, преимущественно континентальными (частично морскими) песчано-глинистыми отложениями, залегающими с глубоким размывом на эродированном в мезозое палеозойском складчатом основании, покрытом достаточно мощной древней (домеловой) корой выветривания» (Тюрин, 1971).

По данным П. С. Галкина, П. А. Литвина, С. А. Ушахина, Е. А. Мазиной и других, среди пород складчатого фундамента района выделяются: метаморфические образования верхнего протерозоя — нижнего палеозоя, представленные кварц-серицит-хлоритовыми и углисто-кремнистыми сланцами, кварцитами и яшмовидными породами с почками зеленокаменных сланцев. Породы силурийского и девонского возраста представлены различными эффузивными, пирокластическими и осадочными образованиями. Выше располагаются отложения угленосного комплекса, относимого к турне и нижнему визе, представленные известковистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми сланцами.

Далее Б. А. Тюрин указывает, что особое значение имеют отложения валерьяновой серии (турне-визе-намюр), с областью распространения которых совпадают бокситовые месторождения. Нижнюю половину этой серии П. С. Галкин делит на свиты: а) сарбайскую (турне) — эффузивы и пирокласты среднего состава, б) соколовскую (нижний визе) — известняки и доломиты и в) куржункульскую (визе) — туфы андезитовых порфиритов; верхняя часть разреза (верхний визе-намюр) — андезитовые порфириты, их туфы, туффиты с линзами известняков остается пока нерасчлененной. Более молодыми породами является поздневизейский интрузивный комплекс (диориты, диоритовые порфириты, габбро-диориты, иногда граниты) и верхнепалеозойские красноцветные терригенные образования — конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты с маломощными прослоями гипса и ангидрита и покровами базальта. Отложения нижнего структурного этажа интенсивно дислоцированы. Рельеф поверхности известняков палеозойского фундамента типично карстовый.

В основании верхнего структурного этажа залегает «мощная домеловая кора выветривания, верхние горизонты которой представлены каолиновыми глинами, а нижние — гидрослюдистыми. На выступах палеозойского фундамента она полностью смыта, а на склонах последних мощность ее 70—80 м. Верхние горизонты ее „обелены“ за счет выноса окислов железа» (Тюрин, 1971).

В составе перекрывающего комплекса рыхлых образований в Верхнетобольском районе, согласно тому же автору, выделяются «меловые» континентальные, лагунные и морские отложения, расчленяемые на четыре свиты: а) талдыкскую (альб-сеноман) — континентальные железистые, каменистые и глиноподобные бокситы нижнего бокситового горизонта, залегающие на «мусорных» пестроцветных каолиновых и лигнитовых глинах (0—100 м); б) шетиргизскую (сеноман) — континентальные кварцевые пески с растительными остатками, серые глины, лигниты, местами каменистые и глиноподобные бокситы верхнего бокситового горизонта,

огнеупорные глины, лигнитовые и пестроцветные каолиновые глины (0—100 м); в) аятскую (турон) — в низах разреза прибрежно-морские кварц-глауконитовые пески и глины с растительными остатками, выше — лагунные лигнитовые глины и гидрогетитовые и шамозит-сидеритовые оолитовые железные руды Аятского железорудного бассейна (0—25 м).

И. Д. Николаев и Н. С. Евлантьева относят верхний основной боксито-рудный горизонт Краснооктябрьского месторождения к верхам турона — верхам сенона и считают его, таким образом, континентальным, преимущественно хемогенным эквивалентом аятской свиты; г) журавлевскую (маастрихт) — морские известковистые крупнозернистые кварц-глауконитовые пески с битой ракушкой, мергелистые глины и песчаные мергели с горизонтом фосфоритовых конкреций в основании (0—40 м) (Там же).

Выше залегают морские и континентальные породы палеогена и неогена, а также четвертичные делювиальные и аллювиальные отложения — суглинки, супеси и пески. Нижнемеловые отложения, вмещающие бокситы, приурочены к понижениям карстового происхождения в палеозойском ложе.

Кызылджарское бокситопроявление располагается в нескольких километрах к северо-востоку от ст. Кызыл-Джар Тарановского района Кустанайской области. Район бокситопроявления характеризуется неглубоким залеганием пород палеозойского складчатого основания, которые прикрыты здесь лишь тонким чехлом мезокайнозойских образований, а местами выходят непосредственно на поверхность. Эти соотношения позволяют считать, что Кызылджарские бокситы приурочены, по-видимому, к приподнятому блоку фундамента.

Бокситовые породы залегают на закарстованной поверхности известняков валерьяновской свиты. Кровля последних неровная, слабо волнистая, местами с карманами глубиной порядка 3 м.

Рудная залежь состоит из одного маломощного пласта боксита, прослеживающегося на значительной площади. В плане он имеет почти правильную округлую форму и лишь несколько вытянут в ЮЗ направлении.

Непосредственно на карбонатных породах обычно залегает бокситоподобная глина, обладающая небольшой, но изменчивой внешностью и местами нацело выклинивающаяся. При этом боксит переходит прямо на закарстованные известняки.

Пласт боксита перекрывается рыхлыми песчано-глинистыми отложениями туронского яруса, среди которых выделяется маломощный (до 1 м) прослой железной руды конкреционного сложения, относящейся к аятскому рудному горизонту верхнетуронского возраста. За пределами бокситопроявления на описанные верхнемеловые образования налегают опоквидные глины тасарнской свиты, относимой частью к среднему, частью к верхнему эоцену.

Кызылджарские бокситы сходны с подобными же рудами, развитыми на других карстовых месторождениях Верхнетобольского района. Они окрашены в красно-бурый и кирпично-красный цвет, представлены глинистыми и каменистыми разностями. Сложение бокситов бобово-обломочное. В глинистых разностях преобладает глинистое цементирующее вещество каолинового состава, окрашенное в темно-бурый цвет гидроокисными соединениями железа. Цементирующая масса содержит довольно многочисленные бобовины. Содержание свободного глинозема в форме гиббсита незначительно.

Каменистые бокситы, преобладающие на бокситопроявлении, обладают несколько более светлыми оттенками бурого цвета, чем глинистые. Они слагаются бобовинами, их обломками, а также мелкими обломками бокситового состава, сцементированными глинистым веществом, обогащенным гиббситом. Глинистое вещество цемента обладает несколько более светлой

окраской, чем бобовины, которые резко преобладают над ним в составе бокситов.

Свежие бобовины плотные, обладают черным ядром. Так же как и в бокситах многочисленных соседних месторождений, они магнитны. При выветривании бобовины приобретают бурый и красно-бурый цвет и становятся рыхлыми.

По составу минералов глинозема бокситы гиббситовые. Из минералов глины в них содержится каолинит. Среди минералов железа преобладает гетит, гидгетит и гематит. В меньшем количестве, главным образом в бобовинах, развит маггемит.

Бокситы образовались в начале позднего мела, в сеномане-туроне, когда район представлял собой часть суши, располагающейся в пределах западного борта современного Тургайского прогиба.

Исходным материалом при формировании бокситов служили продукты разрушения латеритной коры выветривания нижнемелового возраста. Латеритный материал сносился в неглубокую карстовую депрессию, существовавшую на месте современного Кызылджарского бокситопроявления. В дальнейшем возможно происходила бокситизация материала на месте отложения. По условиям образования Кызылджарское бокситопроявление относится к классу карстовых моноциклических образований и к типу, формирующемуся в неглубоких карстовых депрессиях.

Бокситовые месторождения Среднего Тимана

Бокситы Среднего Тимана открыты в 1970—1971 гг. геологами Ухтинской геолого-разведочной экспедиции (Колокольцев и др., 1971). К настоящему времени бокситы обнаружены на двух участках — Верхне-Ворыквинском — и Вежаю-Ворыквинском, большинством геологов (Абрамов и др., 1972) они считаются латеритами, развитыми на туфах. Бокситы недостаточно изучены. По имеющемуся у нас материалу часть бокситов Среднего Тимана относится к карстовому типу.

Геологическое строение района

Вопросы геологии, стратиграфии и тектоники района Среднего Тимана освещены в работах А. А. Малахова (1940), С. В. Тихомирова (1948), Э. А. Кальберг (1948), П. Е. Оффмана и А. С. Новиковой (1950), В. С. Журавлева и М. И. Осадчука (1960), П. Е. Оффмана (1961), Л. А. Разницыной и В. А. Разницына (1964), О. С. Кочеткова (1964), В. А. Разницына (1968) и других исследователей.

К Среднему Тиману, этому новому бокситоносному району, относится наиболее приподнятая часть Тиманского кряжа — Четласский Камень, представляющий собою выступающий блок кристаллического фундамента, сильно раздробленного разрывными нарушениями. Фундамент сложен метаморфизованными породами, состоящими из сланцев, кварцитов и мраморизованных известняков, относимых обычно к докембрию. Их общая мощность более 2 км.

Платформенный чехол представлен отложениями девона, карбона и четвертичного времени. Породы девона состоят из терригенных осадочных образований и вулканогенных пород раннегерцинской трапповой формации. Эффузивные и субинтрузивные породы Среднего Тимана залегают в виде покровов, силлов, даек и туфов среди осадочных отложений девона. Девонский магматизм имеет черты сходства с трапповой формацией других платформенных областей как по химизму, так и по геологической обстановке, здесь развиты обычные для трапповой формации эффузивные и интрузивные фации (Разницына, Разницын, 1964). Мощность вулкано-

генно-осадочных пород от 0 до 300 м. Перекрывающие их морские средне- и верхнекаменноугольные отложения состоят в основном из известняков и доломитов с прослоями кремней; общая мощность не превышает 150 м.

Бокситы

Условия залегания и литологическая характеристика бокситоносной толщи. Бокситы Среднего Тимана залегают в основании отложений платформенного чехла в отличие от южнотиманских бокситов, заключенных внутри платформенных осадочных пород. На Верхне-Ворыквинском и Вежаю-Ворыквинском участках кристаллический фундамент сложен доломитами, мраморизованными известняками, строматолитовыми доломитизированными и глинистыми известняками и сланцами, относимыми геологами Четласской партии к быстринской свите рифея. Более древняя анжюгская свита рифея находится в приподнятом блоке и сложена кварцитами, кварцитопесчаниками, сланцами, филлитами. Контакт карбонатной и сланцево-карбонатной быстринской и кварцитовой анжюгской свит — тектонический субмеридионального направления (фиг. 100). Бокситоносная толща залегает на закарстованной поверхности карбонатных пород рифея и распространена в пределах развития последних.

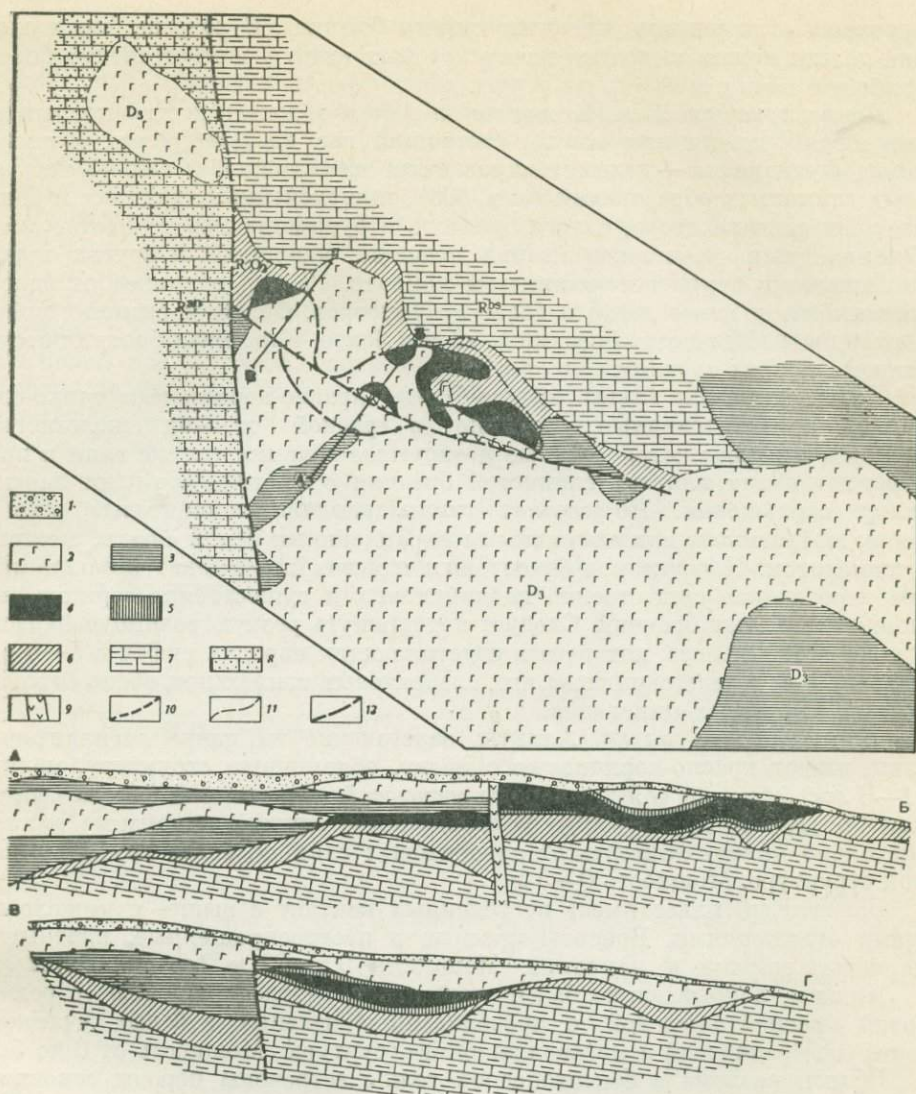
Терригенно-вулканогенная толща, покрывающая бокситоносную отличается преимущественным развитием многопотоковых базальтовых покровов, субинтрузивных тел диабазов, микрогаббро, в меньшей степени туфов и осадочных образований. В контакте бокситов с диабазами наблюдаются маломощные зоны уплотнения с изменением окраски. Осадочные породы состоят из ритмично слоистых сероватых глин, мергелей, алевролитов и песчаников, общей мощностью 30—60 м. Раннефранский возраст этих слоев установлен по аналогии с разрезом по р. Печорской Пижме (Тихомиров, 1948). Четвертичные отложения, залегающие на породах различного возраста, маломощны и развиты не повсеместно.

На основании данных геолого-разведочных и геофизических работ установлено, что закарстованные известняки, бокситы, эффузивные и субинтрузивные породы тяготеют к древнему глубинному разлому северо-западного направления и оперяющим его трещинам. С основным разломом древнего заложения мы связываем все пликативные и дизъюнктивные нарушения осадочного чехла, а также внедрение магмы. Блоковые движения обусловили сильную трещиноватость пород и образование положительных структур, что привело к карстованию известняков рифея, образованию депрессий и накоплению в них бокситов. Более поздние подвижки по разломам привели к разрыву сплошности всех слоев, в том числе бокситов. К пострудным отнесены также подвижки, сопровождаемые излиянием потоков эффузивов, внедрением даек и силлов основных пород, прерываемых накоплением осадков. Пострудные трещины могли служить путями просачивания восстановительных вод, приводящих к шамозитизации и каолинизации бокситов.

Бокситоносная толща на Вежаю-Ворыквинском участке расположена по границе терригенно-вулканогенной толщи девона с выходами глинисто-карбонатных пород рифея, на Верхне-Ворыквинском участке она распространена на площади, примыкающей к разлому.

Возраст бокситоносной толщи достоверно не установлен и датируется по перекрывающим отложениям (аналогичным с соседним районом) от рифея до низов верхнего девона. Вероятнее всего формирование бокситов связано со средне-верхнедевонской эпохой, благоприятной для формирования бокситов (Бушинский, 1958), которая четко выделяется на Урале.

Бокситовые залежи, выделяющиеся из вмещающих их пород по химическому составу, по форме — различны. Они образуют как небольшие, так и значительные по протяженности, пластообразные и линзовидные



Ф и г. 100. Схематические геологическая карта и разрезы Верхне-Ворыквинского участка, Средний Тиман. Составлены по материалам И. И. Миникаса, с изменениями

- | | | |
|---|---|---|
| 1 — четвертичные отложения; | 4 — бокситы, | кварциты, сланцы, филлиты; |
| 2, 3 — терригенно-вулканогенная толща (D_3): | 5 — аллиты, | 2 — базальты покровные, диабазы, |
| 2 — аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты; | 6 — глины, глинистые брекчии ($R-D_3$); | 3 — аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты; |
| 4-6 — бокситоносная толща (D_3): | 7 — быстринская свита (R^{bs}): доломиты мраморизованные, известняки глинистые, доломитизированные, строматолитовые известняки; | 4-6 — бокситоносная толща (D_3): |
| | 8 — аныюгская свита (R^{av}): | 8 — аныюгская свита (R^{av}): |
| | | 9 — дайки фельдшпато-лита (?); |
| | | 10 — предполагаемые линии тектонических нарушений; |
| | | 11 — геологические границы; |
| | | 12 — контур распространения бокситов |

тела сложной формы, иногда разбитые разрывными нарушениями. Мощность рудных тел меняется от 0,5 до 22 м.

Подрудный рельеф-карстовый, создающий благоприятные условия для захоронения бокситов и определяющий морфологию и размеры залежей. Выступы известняков в пределах залежей в ряде мест выходят на дневную поверхность, впадины, расположенные между ними частично сниве-

лированы отложениями, подстилающими бокситы. В разрезе бокситоносной толщи можно выделить пачку красных глин и соответственно бокситоносную пачку.

Пачка красных глин. В основании пачки залегает пестроокрашенная карстовая брекчия или «свал», состоящий как из выветрелых обломков пород фундамента — доломитизированных известняков и сильно железистых глинистых образований (скв. 606), выщелоченных, хрупких и более плотных глин зеленого, белого, желтого и буро-коричневого цвета, так и неизмененных обломочков кварца, сланцев, кварцитов и других пород, заключенных в слюдисто-глинистом цементе. Размер обломков от одного миллиметра и менее до 15 и более сантиметров. Обломки разной степени окатанности. Мощность брекчий 5—6 м и более. Карстовая брекчия отсутствует в редких случаях.

Выше залегают глины красно-бурые, красно-коричневые тонко-слоистые, аргиллитовидные, хрупкие в разной степени железистые, местами содержат остроугольные и округлые обломки тех же глин и приобретают облик плотной глинистой брекчий с многочисленными плоскостями скольжения. По составу глины каолинит-серицитовые, иногда с гнездообразными или единичными вкраплениями белой слюды, местами с шамозитом. Нередко под бокситовым пластом происходит незакономерное чередование существенно каолинитовых и существенно серицитовых глин и глинистых брекчий. Следует подчеркнуть резкую разницу в окраске и количестве железа, которого в подстилающих породах рифея в 5—6 раз меньше, чем в залегающих на них алевритовых глинах при очень близком составе глинистых минералов.

Бокситоносная пачка. Аллиты, залегающие на пачке аргиллитовых глин, имеют красно-коричневую окраску, обломочную структуру, мелкие (1—3 мм) обломки той же породы угловатой и окатанной формы составляют от 10—15 до 20—30%. В большинстве случаев подрудные аллиты визуально можно отличить от алевритовых глин по более грубообломочной структуре. Мощность 0—5 м.

Бокситовый пласт имеет постепенный контакт с выше- и нижележащими отложениями. Бокситы красные и пестроокрашенные, плотные и пористые, маркие и немаркие. Мощность 0,5—22 м (средняя 10,2 м).

Аллиты, покрывающие бокситовый пласт, пестроокрашенные с реликтовой красной окраской, с преобладанием зеленых и белых участков, плотные, брекчиевой и метаколлоидной структуры. Мощность от 0 до 5 м.

Вблизи разлома в бокситоносной толще встречены породы основного состава, участками интенсивно хлоритизированные. Разрез бокситоносной толщи, в которой под бокситами встречены диабазы, по скв. 580, следующий (снизу вверх):

	Мощность (м)
Переслаивание красных аргиллитоподобных глин с телами диабазов и обломочными вулканогенно-осадочными образованиями мощностью (0,5—1,5 м)	20
Бокситы, красные, маркие, пористые, залегающие в контакте с хлоритизированным диабазом	13
Измененные бокситы, красные со светлыми включениями хлоритоподобного минерала	1,7

Текстурно-структурные особенности, химический и минеральный состав бокситов. Среди бокситов Среднего Тимана различаются две литологические разновидности бокситы пористые, красные, маркие, преимущественно пелитовые с небольшой примесью обломочного материала и каменистые, плотные, пестрые с преобладанием зеленоватой, желтоватой и белой окраски, имеющие обломочную и псевдообломочную структуру. Последние, как правило, изменены вторичными процессами. Измененные бокситы образуют зоны и участки неправильной формы, тяготеющие к верхней части пласта.

Большинство бокситов Верхне-Ворыквинского участка относится к первой разновидности, окрашены в различные тона красного цвета, пористые, марки, преимущественно массивной текстуры, пелитовой или псаммитовой структуры, реже с элементами гравелитовой. Обломки угловатые и окатанные от долей до 5 мм (чаще 1—3 мм) составляют 10—20%, в ряде мест верхней части бокситового пласта — 50% породы: оолиты и бобовины редки и встречаются в виде отдельных включений.

Бокситы Вежаю-Ворыквинского участка отличаются более сильной переработкой вторичными процессами, в результате чего в них, помимо красных марких широко развиты зеленые с беловатыми пятнами, желтые, желто-зеленые, серые, розовато-бурые и другие цветковые разновидности. Текстура — массивная, линзовидно-слоистая, структура — брекчиевая, гравелитовая, псаммитовая, бобово-обломочная, пелитовая, метаколлоидная. Широко развиты обломки угловатые и окатанные, размером от долей миллиметра до нескольких сантиметров (чаще 3—5 мм), иногда несортированные. Оолиты концентрически слоистого строения и бобовины встречаются значительно чаще, чем на Верхне-Ворыквинском участке. Для верхней части бокситового пласта характерна частая смена структурных разновидностей и окраски, происходящая на коротких расстояниях (чередование грубообломочных слоев с быстро выклинивающимися линзами пелитовых бокситов).

Таблица 45

Химический состав (в вес. %) бокситов и шамозита Среднего Тимана

Компо- ненты	Верхне-Ворыквинский участок			Вежаю-Ворыквинский участок					
	пористые красные марки бокситы			плотные бокситы		пористые бокситы		ооли- ты	шамо- зит
				красные	зеле- ные	буро- красные	розо- вые		
SiO ₂	4,26	3,60	3,38	14,70	12,80	8,18	5,63	7,34	22,41
TiO ₂	2,95	1,82	2,66	3,20	2,50	2,50	1,95	1,11	1,30
Al ₂ O ₃	44,47	46,98	50,64	43,70	55,64	41,50	56,92	22,56	28,05
Fe ₂ O ₃	34,71	32,20	29,70	19,23	10,26	22,50	3,43	49,73	13,15
FeO	Не обнаружено			2,49	2,72	14,00	10,73	4,88	17,66
MnO	0,47	1,71	0,57	0,27	0,07	0,17	0,06	0,27	Следы
MgO	1,00	1,66	1,47	0,30	Нет	0,40	0,80	1,40	2,40
CaO	Нет	0,56	0,60	0,30	»	0,40	5,13	Нет	Нет
Na ₂ O	0,05	0,09	0,09	0,02	0,04	0,024	0,04	0,02	0,06
K ₂ O	0,47	0,11	0,11	0,20	0,23	0,012	0,03	0,03	0,08
H ₂ O ⁻	0,91	0,60	0,39	3,32	3,00	0,63	0,50	1,79	5,01
H ₂ O ⁺	10,99	10,20	10,40	11,58	12,94	9,91	11,78	10,93	10,00
CO ₂	Не определялся				0,19	Не опр.	3,58	0,24	Нет
Сумма	100,28	99,53	99,80	99,32	100,30	100,22	100,58	100,30	99,98

По химическому составу бокситы малокремнистые, железистые, содержат небольшую примесь щелочноземельных и щелочных элементов (табл. 45). Значительные вариации в соотношении окиси и закиси железа, глинозема и кремнезема особенно характерны для верхней части бокситового пласта. Кроме порообразующих окислов, присутствуют: Mg в количестве 0,3—1,4%, в отдельных участках CaO от 0,2 до 5%, MnO — 0,06—1,47%, K₂O—Na₂O от 0 до 0,5%.

По минеральному составу бокситы гематит-бемитовые и гематит-шамозит-бемитовые, второстепенные минералы: шамозит, гетит, кальцит, диаспор, корунд, глинистый 14 Å минерал, гидрослюда; акцессорные — минералы TiO₂, циркон, турмалин, апатит и другие. Почти все минералы, слагающие отдельные структурные элементы (обломки, бобовины, оолиты

и цемент) бокситов, тонкодисперсны, редко слабо раскристаллизованы.

Бемит — основной породообразующий минерал составляет 50—60% породы; помимо бемита почти повсеместно присутствует диаспор и местами корунд. Корунд обнаружен нами впервые в бокситах Верхне-Ворыквинского участка в количестве 7—10% в нижней части бокситового пласта на контакте с диабазом. Бемит распределен в залежах закономерно, наибольшее его содержание в средней части пласта уменьшается вверх и вниз по разрезу, а также к периферии залежи.

Гематит, составляющий 20—30% боксита, тонко диспергирован в нем, но распределен в залежи сравнительно равномерно, за исключением вторично переработанных участков, слагает цемент, обломки и бобовины.

Гетит, в количестве 7—10% встречен в шамозитовой породе и в оолитах, в меньшем количестве образует пленки и примазки в трещинах.

Среди вторичных минералов широко развиты шамозит, каолинит, кальцит, в значительно меньшей степени глинистый минерал (14Å).

Шамозит составляет 5—30% боксита, развит в цементе и оолитах, образует прожилки, замещает вещество боксита преимущественно в верхней части пласта, в виде прожилков проникает на более глубокие горизонты. Визуально не всегда заметен. Необычны по цвету вишнево-красные шамозитизированные бокситы, содержащие до 15—25% шамозита и почти белые с буроватыми пятнами, содержащие до 30% шамозита (табл. 45). Почти все закисное железо связано с присутствием шамозита.

Каолинит обнаружен в участках вторично измененных бокситов в верхней части бокситового пласта. Он составляет 7—15% породы, иногда полностью замещает боксит.

Глинистый минерал (14Å), составляющий 7—10%, встречается в верхней части бокситового пласта в виде гнезд (сечением 2 см) белого или розоватого цвета, внешне напоминает каолинит, встречен на Верхне-Ворыквинском участке.

Кальцит образует мелкие прозрачные кристаллы в пустотах выщелачивания, он встречается неповсеместно.

Маггемит с небольшой примесью магнетита встречен в зонах сильной трещиноватости, а также в составе оолитов на Вежаю-Ворыквинском участке.

Ко вторичным процессам, кроме выше указанных, шамозитизации и каолинизации можно также отнести локальное обеление (вынос железа), приводящее к относительному обогащению белых бокситов глиноземом. При переработке вторичными процессами более сильным изменениям подвергаются грубообломочные разности и менее сильным — пелитовые. С этими же процессами связано возникновение метакolloидных структур, которые чаще всего наблюдаются в шамозитизированных бокситах, в них видно сильное перерастворение и перекристаллизация первичного вещества бокситов.

Генезис бокситов и закономерности размещения

По вопросу генезиса бокситов Среднего Тимана у исследователей нет единого мнения. Большинство исследователей считают эти бокситы латеритными, развитыми на туфах и сланцах. По данным наших исследований, как уже упоминалось выше, часть бокситов представляет собой осадочные образования, которые накапливаются в карстовых депрессиях. В пользу этого свидетельствуют исключительная приуроченность этих бокситов к полям развития карбонатных пород рифея и залегание их в ряде мест непосредственно на закарстованной поверхности известняка. Факты, имеющиеся на данном этапе изучения месторождений, пока не дают возможности отнести бокситы к латеритам «in situ». Среди них от-

метим следующие: отсутствие реликтовых структур основных эффузивов в бокситах, образованных по предполагаемым туфам; отсутствие в породах бокситоносной пачки зональности, свойственной площадным корам выветривания; широкое развитие обломочных структур, наличие оолитов, обломков, бобовин, слоистая текстура бокситовых пород, иногда ритмичная весьма сложная форма залежи.

Перечисленные пункты ни в коей мере не исключают, а, наоборот, предполагают существование более древних латеритных кор выветривания, продуктами переотложения которых являются данные бокситы. Судя по набору акцессорных минералов, источником бокситов могли служить докембрийские карбонатно-глинистые породы и метаморфические сланцы.

Наличие в бокситах корунда вблизи контакта с диабазом свидетельствует, по-видимому, в пользу образования его контактово-метаморфическим путем.

Наложенную шамозитизацию, каолинизацию, обеление и кальцитизацию, вероятнее всего, следует связывать с последующим заболачиванием территории. Шамозитизация привела в ряде мест к затушевыванию первично-обломочной структуры и возникновению метаколлоидных агрегатов, впоследствии раскристаллизованных.

Блоковые пострудные нарушения привели к разрыву бокситового пласта и изменили первичный рельеф.

Бокситы данного типа характеризуются следующими закономерностями размещения.

1. Возраст бокситов достоверно не установлен, по аналогии с соседними разрезами он датируется от рифея до низов верхнего девона.

2. Бокситы, аллиты и подстилающие их каолинит-гидрослюдистые образования залегают на закарстованном карбонатном ложе, встречаются в поле развития этих пород и перекрываются либо породами терригенно-вулканогенной толщи, либо четвертичными отложениями.

3. Породы бокситоносной пачки располагаются в основании отложенный платформенного чехла.

4. Залежи приурочены к тем участкам, где карбонатные породы рифея и перекрывающие их отложения разбиты древними разломами, а также к границе (в плане) рифейских карбонатных пород с породами терригенно-вулканогенной толщи девона.

Выявленные закономерности позволяют считать основными поисковыми критериями литолого-стратиграфический и тектонический. Наиболее перспективными на бокситы считают, вслед за геологами Четласской партии, площади распространения рифейских карбонатных и сланцевых пород. В современной геологической структуре Тимана залежи, как правило, приурочены к границе распространения рифейских карбонатных пород с терригенно-вулканогенными породами девона.

Наиболее благоприятным временем для накопления бокситов Среднего Тимана можно считать средний девон-живетское время и низы верхнего девона-пашийское время. К числу благоприятных особенностей живетского времени относится широкое распространение линз каолинита и россыпей титановых минералов в кварцевых песчаниках пиежемских слоев (Тихомиров, 1948). Для пашийского времени характерны железные руды, кварцевые песчаники и россыпи минералов титана, развитые в Ухтинском районе Южного Тимана. К этому же времени относится накопление диаспоровых бокситов и диаспор-шамозитовых железных руд Западного склона Урала.

Существенную роль играет тектонический фактор — бокситовые месторождения располагаются в узлах сопряжения долго живущих древних разломов и оперяющих их трещин. Их роль весьма значительна в развитии карста. Часть залежей в отдельных блоках выведена на поверхность (существенно приподнята) пострудными подвижками по той же системе раз-

ломов, которые послужили путями просачивания восстановительных вод, приводящих к шамозитизации и каолинизации бокситов.

Покровы базальтов и диабазы в кровле бокситов способствовали их сохранению от последующего размыва.

Бокситовые месторождения Чадобецкого поднятия

По периферии Чадобецкого поднятия в северной, западной и южной частях располагается несколько бокситовых месторождений и проявлений. Практический интерес представляют месторождения Ибджибек и Пуня, но для понимания их генезиса важно знание соседних бокситопроявлений. Дело в том, что бокситы Пуни и Ибджибека образовались из латеритных кор выветривания долеритов и терригенных отложений, а в формировании Верхне-Теринского бокситопроявления принимали участие только долериты (роль других пород ничтожна), бокситопроявления Полпод и Горелый образовались из переотложенных продуктов выветривания терригенных отложений. Сравнение всех бокситов дает возможность точнее определить роль и долю каждой материнской породы в их образовании.

Геологическое строение периферии поднятия сравнительно простое. Его крылья сложены известняками ленского яруса нижнего кембрия, выходящими на поверхность в виде широкой овальной полосы, и терригенными отложениями эвенкийской свиты верхнего кембрия, окаймляющими известняки узкими прерывистыми полосами. На контакте с кембрийскими породами в районах бокситовых залежей находятся интрузии траппов до-раннеюрского возраста (фиг. 101).

На известняках развит полого-увалистый слабо расчлененный рельеф. Вершины увалов достигают 300 м и на сто метров возвышаются над руслами ручьев и речек. Глубина карста достигает 150 м, он особенно глубок на водораздельных возвышенностях и несколько мельче — в долинах водоемов. В целом, зона закарстованных известняков на 60—120 м ниже зоны развития траппов.

На траппах развит крупнохолмистый грядовый сильно расчлененный рельеф. Обычно холмы имеют плоские вершины и полого спускаются в сторону ленских известняков; в средних частях склонов этих холмов выходят узкие полосы терригенных отложений.

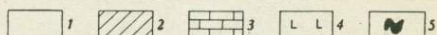
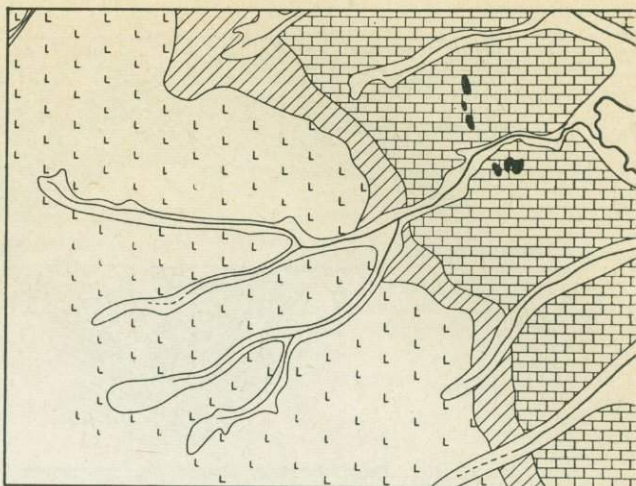
Все ручьи текут в сторону известняков по радиальным направлениям купола Чадобецкого поднятия и впадают в речки, долины которых ориентированы радиально или концентрически. Долины речек отчленяют зону карстовых бокситов от внутренних областей Чадобецкого поднятия и оставляют ее открытой для материала, сносимого с холмов зоны грядового рельефа.

Таким образом, геоморфологическая обстановка допускала участие в бокситообразовании известняков, терригенных пород и траппов.

Известняки сложены кальцитом и доломитом: они не могли служить источником глинозема, терригенные породы сложены чередующимися слоями алевролитов и песчаников с редкими прослоями внутриформационных конгломератов, известняков, мергелей и аргиллитов. Алевролиты и песчаники состоят из кварца, плагиоклаза, микроклина, биотита, хлорита, мусковита. Свежие терригенные породы содержат 12—20% глинозема, до 0,7% двуокиси титана, до 4%, редко больше, окиси железа и до 70% кремнезема. В нескольких местах обнаружены переотложенные продукты выветривания песчаников и алевролитов, лежащие на поверхности закарстованных известняков с₁l. В разрезе этих отложений снизу вверх выделяются кварц-гидросланцевые, кварц-каолиновые и кварц-гипсовитовые породы. Последние по внешнему виду представляют собой каменистые пизолитовые бокситы, в которых в изобилии содержатся крупные зерна кварца. Кварцевые бокситы отличаются высоким содержанием глино-

Ф и г. 101. Геологическая карта
месторождения Ибджибек
(по В. К. Кумцу)

- 1 — современные четвертичные отложения;
- 2 — верхний кембрий, эвенкийская свита: алевролиты, аргиллиты;
- 3 — нижний кембрий, ленский ярус: известняки закарстованные;
- 4 — траппы, долериты, габбро-долериты, долерит-порфириты;
- 5 — рудные тела



зема — 40—50%, малым содержанием окиси железа, большей частью не превышающим 5%, двуокиси титана — до 3% и высоким содержанием кремнезема, колеблющимся от 15 до 30%. Почти весь кремнезем входит в состав терригенных зерен кварца.

Траппы сложены долеритами, состоящими из плагиоклаза, авгита, оливина и титаномагнетита. Местами на долеритах сохранилась кора выветривания с зонами дезинтеграции, монтмориллонитовой и каолиновой. По наличию в бокситах и в делювиальных суглинках обломков латеритизированных долеритов можно судить о том, что профиль коры венчался латеритными гетит-гипсбитовыми бокситами примерно такого состава: SiO_2 — 1,8; TiO_2 — 2,1; Al_2O_3 — 49; Fe_2O_3 — 15,6; H_2O^+ — 28%.

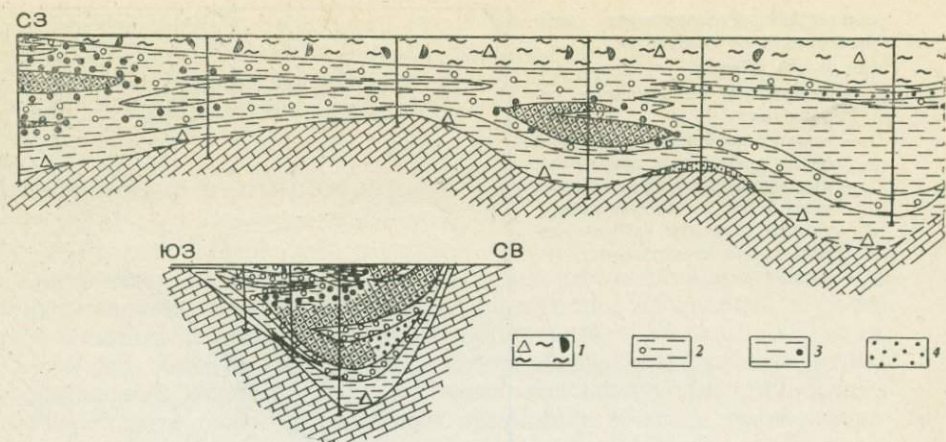
Бокситоносные отложения и бокситы

Все бокситоносные карстовые депрессии имеют в общих чертах сходное геологическое строение. Дно и борта депрессий выстилаются недифференцированной обломочной толщей, постепенно кверху переходящей в монтмориллонитовые и каолиновые глины, а затем — в бокситовые породы с линзами бокситов (фиг. 102).

Недифференцированная обломочная толща прерывистым чехлом покрывает закарстованные известняки. Ее мощность 0—8 м. Породы толщи имеют брекчиевидную структуру. Основная масса — песчанистая глина белого, светло-коричневого цвета, гигроскопичная, во влажном состоянии пластичная. Наиболее тонкозернистая часть породы сложена каолинитом, монтмориллонитом, гидрослюдой, хлоритом, мусковитом, кварцем. В песчано-глинистой массе размещены остроугольные и округлые обломки различных пород размерами от долей миллиметра до 20—30 см; цвет обломков белый, желтый, бурый, красный. В их состав входят свежие, выветрелые, маршалитизированные известняки, опаловые стяжения, выветрелые долериты и отдельные минералы их, каолинит-гидрослюдяные породы. В верхних частях толщи изредка встречаются небольшие линзы темно-серых болотных глин с обломками лигнитизированной древесины.

Химическим анализом метровой пробы обломочной породы обнаружены содержания (вес %): SiO_2 —64,24, Al_2O_3 —24,18, TiO_2 —0,54, Fe_2O_3 —6,55; потери при прокаливании — 3, 26. Небольшое содержание последних показывает, что преобладают минералы малой степени выветрелости.

Глины залегают на обломочных породах, сменяют их постепенно без



Ф и г. 102. Геологический разрез месторождения Ибджибек

какой-либо видимой границы. Глины пластичны, их окраски разнообразны, но преобладают зеленая, белая, желто-бурая, желтая, розовая. Глины имеют очковую, мраморовидную и чешуйчатую пятнистые текстуры и пелитовую, алевропелитовую, струйчатую, ооидную, брекчиевидную структуры.

Глины слагают: каолинит, местами монтмориллонит и гидрослюда, гетит, гематит, титаномагнетит, кварц, маршалит; в них имеются обломки кремнисто-железистых стяжений и очень редкие обломки каменистых и рыхлых бокситов. Химический состав каолиновых глин колеблется в следующих пределах (вес. %): SiO_2 —15—75, Al_2O_3 —11—35, Fe_2O_3 —0—45, TiO_2 —0,7—11, п.п. ($\approx \text{H}_2\text{O}$) — 4—15.

Каолиновые глины постепенно сменяются бокситовыми породами, чаще всего бокситовыми глинами, кое-где внедряются в их залежи и образуют в них линзы. Мощность каолиновых глин переменна и достигает 70 м.

Бокситовые глины более или менее пластичные породы красного, красно-бурого, желтого, розового и белого цвета. Преобладающие структуры глин ооидные и хлопьеватые. Слоистость отсутствует. Мощность бокситовых глин 30 м.

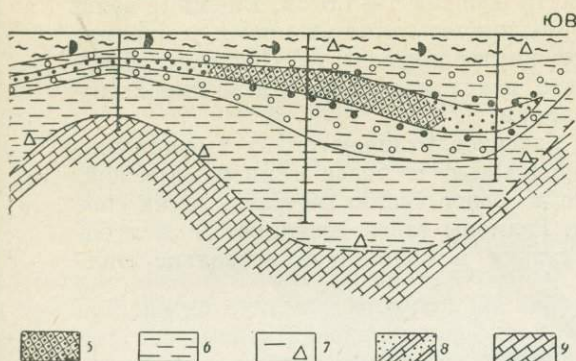
Минеральный состав пород: каолинит, гиббсит, гетит, гематит, кварц, реликты титаномагнетита. Бокситовые глины содержат редкие, легко разрушаемые обломки каменистого боксита, отдельные оолиты, мелкие гальки выветрелых долеритов и обломки псевдоморфоз гетита по кристаллам оливина, пироксена и титаномагнетита.

Бокситы

Под этим названием объединяются три разновидности пород: глинистая, рыхлая и каменистая.

Глинистые бокситы — слабо пластичные породы бурого, красно-бурого, красного, желтого и белого цвета. Окраска породы монотонная или пестрая. Часть бокситов сложена внешне однородным материалом, другая, преобладающая, содержит мелкие пластичные, рыхлые или твердые стяжения гидроокислов железа размерами 1—1,5 см. И те и другие состоят из разнородного тонкого терригенного материала, в котором лишь кое-где различаются отдельные минералы.

Минеральный состав глинистых бокситов — гиббсит, гетит, каолинит, титаномагнетит, гематит, маггемит, кварц; акцессорные: апатит, циркон, рутил; эпитгенетический сидерит.



- 1 — делювиальные суглинки с обломками бокситов и других пород;
- 2 — бокситовые глины;
- 3 — 5 — бокситы:
- 3 — глинистый,
- 4 — рыхлый,
- 5 — каменистый;
- 6 — глины каолиновые;
- 7 — глины обломочные;
- 8 — продукты выветривания и - известняков;
- 9 — известняки

По химическому составу глинистые бокситы в общем занимают промежуточное положение между бокситовыми глинами и каменистыми бокситами, но нередко могут не отличаться от последних (табл. 46).

Т а б л и ц а 46

Химический состав (в вес.%) глинистых, рыхлых и каменистых бокситов, Чадобецкое поднятие

Компоненты	Глинистые		Рыхлые		Каменистые	
SiO ₂	8,86	15,57	7,54	14,94	9,00	4,21
TiO ₂	3,39	6,81	3,39	9,28	3,30	4,91
Al ₂ O ₃	34,91	37,34	33,21	40,71	41,60	49,17
Fe ₂ O ₃	34,50	21,46	35,50	12,36	25,40	17,64
П. п. п.	17,40	18,61	20,10	22,68	20,10	23,61
Сумма	99,06	100,22	99,40	99,97	99,40	99,54

Глинистые бокситы не имеют резких границ с подстилающими бокситовыми глинами и содержат линзы и обломки каменистого и рыхлого бокситов.

Рыхлые бокситы — непластичные землистые или песцементированные бобовые породы, красно-бурого, буро-желтого цвета. Имеются также бокситы, сохраняющие структуру каменистых бокситов, но состоящих только из цементного каркаса и сферических полостей на месте бобовин и пизолитов. Некоторые из таких бокситов рассыпались или легко рассыпаются в рыхлую землистую массу.

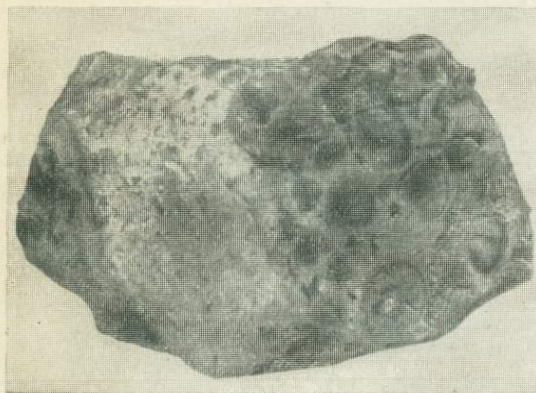
Качественные отличия в минеральном и химическом составах рыхлых и каменистых бокситов не обнаружены.

Каменистые бокситы — твердые крепкие породы с обломочно-бобовой структурой и разнообразной окраской: от темной красновато-бурой до почти белой. Каменистые бокситы помимо бобовин и их обломков содержат гальки и обломки каменистого же боксита, гематита, гетита, крупные зерна кварца и титано-магнетита и обломки латеритизированных долеритов.

Бобовины каменистых бокситов — плотные, прочные, округлые стяжения с металлическим блеском. Количество их переменное (50—80%). Бобовины распределены неравномерно, редко касаются друг друга, но обычно

разделены цементом на расстояния от 1 до 3 см; существуют участки сгущения и разрежения бобовин. Диаметр бобовин 1—1,5 см. Внешние зоны бобовин разбиты радиальными и концентрическими трещинами усыхания, которые нередко захватывают и всю внутреннюю часть. Почти все бобовины содержат зерна титаномагнетита, псевдоморфоз гетита по пироксену и оливину, некоторые насыщены кварцем.

Обломки и гальки каменистых бокситов отличаются от вмещающих каменистых бокситов большей прочностью и более темной окраской. Нередко обломки содержат такие же, но более мелкие обломки; таких «поколений» можно насчитать до трех. Размеры галек достигают 3 см и более. В шлифах обнаруживаются гальки и обломки в несколько миллиметров.



Ф и г. 103. Обломок латерита по долериту в бобовом боксите, Чадобецкое поднятие. Штуф, натуральная величина

Обломки латеритов по долеритам достигают 3 см в диаметре; в шлифах обнаруживается множество мелких обломков (фиг. 103).

Структуры цемента каменистых бокситов разнообразны: псаммитовая, псевдобрекчиевая, псевдобрекчиевая с конкреционной, криптокристаллическая, сферолитовая, гелевая, инкрустационная, крустификационная. Тип цементации смешанный; на отдельных участках породы преобладают цементы соприкосновения, поровый, базальный, крустификационный, механического заполнения, редко — регенерационный.

Минеральный состав бокситов — гиббсит, бемит, корунд, каолинит, ильменит, титаномагнетит, маггемит, гематит, гетит, кварц, гидрослюда, циркон, рутил, турмалин, сидерит, кальцит.

Гиббсит — главный породообразующий минерал боксита. Его содержание в маложелезистых бокситах достигает 80%. Гиббсит находится в виде гелеобразных масс, различного размера кристаллов, их обломков. Облик кристаллов столбчатый, таблитчатый, чешуйчатый. Все кристаллы — полисинтетические двойники.

Бемит (?) обнаружен в бобовинах в виде очень мелких (1—2 мкм) чечевицеобразных кристаллов. Корунд, по рентгеновским данным Ф. Г. Пасовой, входит в состав бобовин. Каолинит находится в форме червеобразных сростков, центральная часть которых сложена гидрослюдой, и в виде аморфной слабополяризующей массы выполняет трещины в пизолитах.

Ильменит и рутил находятся в виде грубых или тонких сеток распада твердого раствора титаномагнетита. Размеры реликтовых зерен титаномагнетита 2—3 мм и более. Форма зерен титаномагнетита скелетная, остроугольная или слабо окатанная. Во многих кристаллах и обломках зерен сохраняются вростки лейст гиббситизированного плагиоклаза.

Гематит и маггемит — продукты окисления титаномагнетита и раскристаллизации суспензий и гелей. В последнем случае они образуют пленки

на стенках трещин на кристаллах гиббсита, сетчатые выделения среди них слагают бобовины пизолита.

Гетит — один из главных породообразующих минералов, продукт окисления титаномагнетита, пироксена, оливина, составная часть метаколлоидных Fe-Al-гелей. Редко находятся секущие боксит прожилки крупнокристаллического натечного гетита.

Кварц находится в виде округлых и остроугольных обломочных зерен, значительная часть которых корродирована или полностью замещена гиббситом или гидроокислами железа. Размеры зерен — от долей до 1—3 мм и более.

Циркон, турмалин и рутил (первичный) — аксессуарные минералы, замещены бокситами из терригенных отложений. Сидерит — самый поздний эпигенетический минерал. Он образует темные зеленоватые почковидные агрегаты в кавернах, порах и трещинах бокситов. Его жилки секут жилки всех других минералов. Сидерит широко распространен в карстовых бокситах, но содержание его ничтожно. Кальцит — редкий эпигенетический минерал, выполняющий некоторые поры боксита.

Среди карстовых бокситов, как и на Центральном месторождении, имеются участки обеленных бокситовых пород, содержащих реликты флоры или без нее. Минеральный состав белых бокситов отличается от красных только отсутствием минералов окислов и гидроокислов железа. Титаномагнетит сохраняется. Несомненный интерес представляет находка в белых бокситах обломков латеритизированных долеритов. Несмотря на сильное воздействие восстановительной среды, реликтовая структура долерита сохранилась и здесь. В результате полного выноса железа, слагающего псевдоморфозы по пироксену и оливину, обеленные латериты превратились в высококачественные бокситы с кремневыми модулями более 80.

Химический состав красных карстовых бокситов характеризуется почти равными содержаниями железа и алюминия (табл. 47) и сравнительно небольшими кремневыми модулями: 6—14. Белые бокситы содержат значительно больше глинозема, и их модуль превышает 40.

Породы, покрывающие бокситы. Бокситовые залежи обычно имеют зональное строение, т. е. покрывающими их породами служат такие же каолиновые глины, как и те, что подстилают бокситы. При этом часто каменистые бокситы сверху последовательно сменяются глинистыми рыхлыми бокситами, затем бокситовыми глинами и каолинами. В некоторых местах часть из этих пород отсутствует в разрезе, и бокситовые породы перекрываются современными делювиальными суглинками.

Покрывающие каолины содержат обломки каменистых бокситов. Мощность глин — 0—40 м.

Делювиальные суглинки серого, желто-серого и бурого цвета. Они содержат самый разнообразный обломочный материал: свежие и выветрелые долериты, песчаники, известняки, бокситы, отдельные зерна плагиоклаза, микроклина, мусковита, кварца, гидрослюды, титаномагнетита, каолинита, гиббсита. Особый интерес представляют обломки латеритов по долеритам. Эти латериты ничем не отличаются от описанных выше, но в отличие от обломков в бокситах, прочно «спаянных» с вмещающей породой, они не имеют прочной связи с делювиальными глинами, свободно погружены в них и легко извлекаются. Как правило, рядом с обломками латеритов рассеяны крупные остроугольные зерна ильменита с вросшими лейст гиббситизированного плагиоклаза и зерна кварца.

Мощность делювиальных глин от нескольких десятков сантиметров до 10 м. Глины постепенно сменяются почвами и торфяниками с густым покровом таежной растительности.

Т а б л и ц а 47

Химический состав (в вес. %) красных и белых карстовых бокситов
Чадобецкого поднятия

Компо- ненты	Красные		Белые		Красные		Белые	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	2,66	5,42	1,25	3,36	6,45	5,70	9,72	17,34
TiO ₂	2,32	4,96	6,20	3,46	3,72	4,56	4,62	5,00
Al ₂ O ₃	37,89	31,71	54,30	39,64	37,78	36,17	51,10	47,90
Fe ₂ O ₃	33,28	36,74	6,53	34,47	33,28	38,53	9,38	7,09
FeO	1,37	2,07	1,06	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MgO	0,04	0,06	0,01	»	»	»	»	»
MgO	Нег	0,37	Нег	»	»	»	»	»
CaO	1,04	0,66	»	»	»	»	»	»
Mg ₂ O	0,05	0,05	0,07	»	»	»	»	»
K ₂ O	0,05	0,05	0,02	»	»	»	»	»
H ₂ O-	1,06	1,26	1,28	»	»	»	»	»
H ₂ O+	19,87	16,33	27,58	19,19	18,83	14,62	24,82	22,87
P ₂ O ₅	0,38	0,37	0,03	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
CO ₂	0,27	0,29	Нег	»	»	»	»	»
F	0,35	0,20	»	»	»	»	»	»
П. п. п.	Не опр.	Не опр.	1,14	»	»	»	»	»
Сумма	100,37	100,37	99,84	100,02	100,06	99,58	99,64	100,20
Модуль	14	6	43	12	6	6	5	2,7

Генезис карстовых бокситов

Карстовые бокситы отличаются от котловинных по своему геологическому и структурно-тектоническому положению, литологическому составу подстилающих пород, форме рудных тел и вмещающих депрессий. Вместе с тем выявляется сходство по ряду признаков: 1) кластогенность материала, слагающего бокситы и бокситоносные отложения; 2) литологический состав бокситоносных толщ, 3) основные парагенезисы минералов, 4) основные структуры, текстуры и цвета бокситов; 5) присутствие во всех бокситах обломков латеритов; 6) отсутствие следов гравитационной дифференциации материала, свидетельствующих об отложении бокситового вещества в водном бассейне.

В результате изучения котловинных и карстовых бокситов не обнаружено никаких принципиальных отличий между ними, что заставляет отнести их к одному генетическому типу: делювиально-пролювиальному, и учитывая своеобразие вмещающих депрессий, называть последние делювиально-пролювиальными карстовыми.

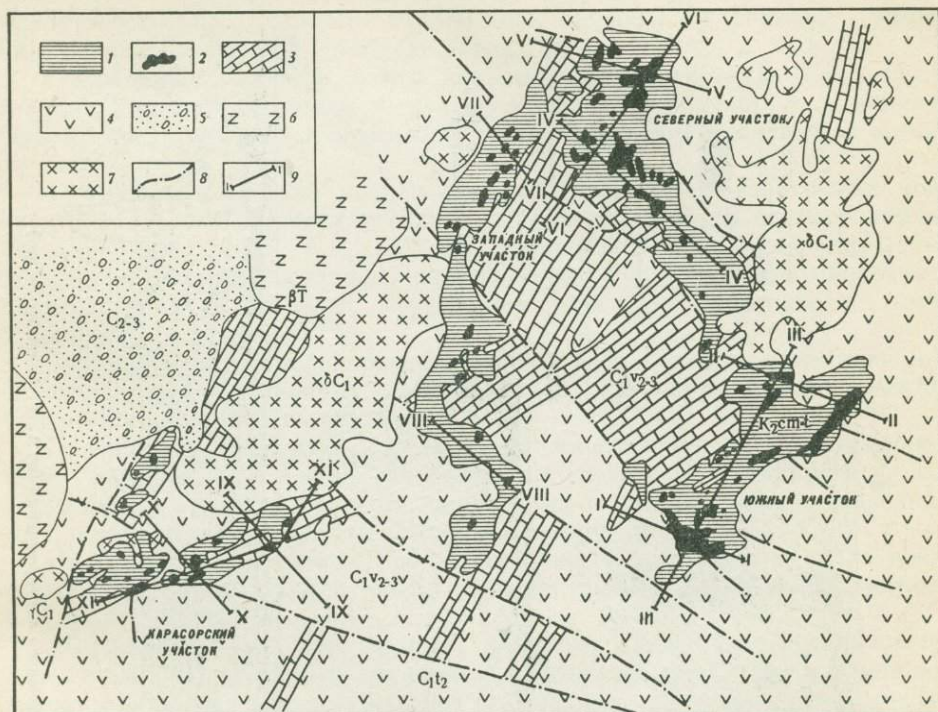
Поэтому все написанное о генезисе котловинных бокситов относится и к карстовым бокситам. Приуроченность карстовых бокситов к карбонатным породам не наложила на руды никаких специфических особенностей.

Карстовые месторождения бокситов широко распространены в СССР. К ним относятся Ивановское месторождение на Енисейском кряже, Темирское и Краснооктябрьское месторождения в Тургайском прогибе и др.

Месторождения глубокого карста

Белинское месторождение бокситов

Нижеприводимое описание Белинского месторождения построено, главным образом, на результатах литологических и минералогических исследований, проводимых при разведке месторождения Д. А. Венковым, В. И. Калининым, А. Т. Евлампиевым, В. А. Куценко и многими другими геологами Североказахстанского геологического управления, фиг. 104.

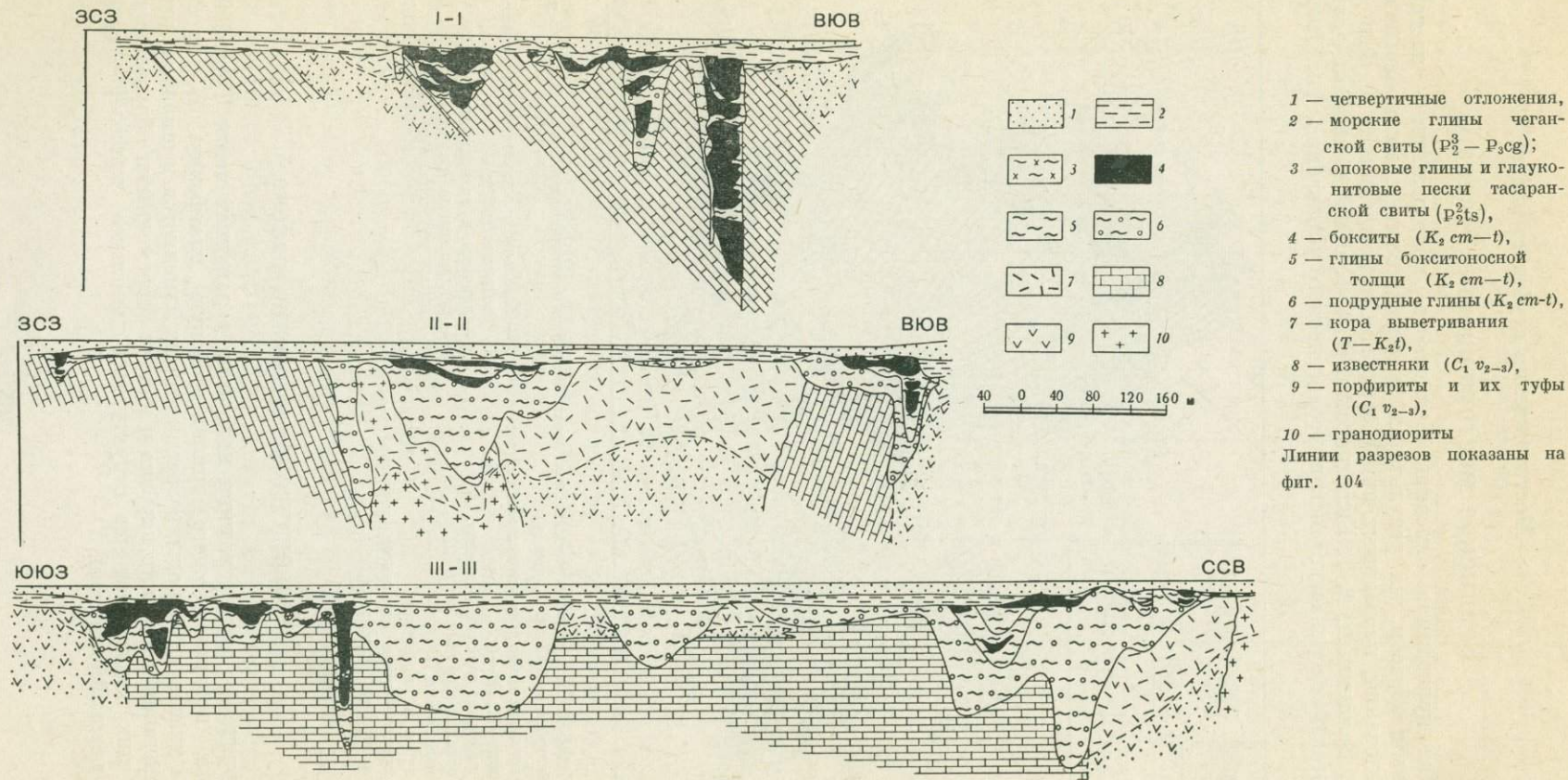


Фиг. 104. Схематическая геологическая карта Белинского месторождения (по Д. А. Венкову, А. Т. Евлампиеву, А. Ф. Андрееву)

- | | |
|--|---|
| 1 — верхнемеловые бокситоносные отложения (K_2 ст—t); | 6 — базальты предположительно триасового возраста ($\beta T?$); |
| 2 — проекции залежей бокситов; | 7 — диориты и гранодиориты (δC_1); |
| 3—4 — средний верхний визе ($C_1 v_{2-3}$): | 8 — тектонические нарушения; |
| 3 — известняки, | 9 — линии геологических разрезов |
| 4 — туфы и порфириды; | |
| 5 — красноцветные отложения среднего и верхнего карбона (C_{2-3}); | |

Геологическое строение района

Территория месторождения находится в западной части Тургайского прогиба, представляющего эпипалеозойскую платформу. В строении района участвуют породы, возраст которых изменяется в широком интервале, начиная с нижнего карбона и кончая современными образованиями. Среди них выделяются два структурных комплекса: палеозой — триасовый и мезокайнозойский.



Ф и г. 105. Геологические разрезы через бокситовые залежи Белинского месторождения (по А. Ф. Андрееву и др.)

Палеозойско-триасовый структурный комплекс рассматривается в составе складчатого фундамента. В нем выделяются следующие стратиграфические единицы.

1. Верхнетурнейский — нижневизейский подъярусы ($C_{1t_2}-V_1$), представленные терригенными осадками — песчаниками, алевролитами, сланцами. Мощность порядка 1000 м.

2. Средне-верхневизейский подъярусы ($C_{1v_{2-3}}$) залегают на нижележащих отложениях без видимого несогласия. Мощность 2 км. Представлены пирокластическими и лавовыми образованиями с подчиненным количеством осадочных пород. Они подразделяются на три горизонта: 1) нижний — преимущественно пирокластические породы; 2) средний — преимущественно осадочные карбонатные породы; 3) верхний — эффузивно-пирокластический комплекс пород.

3. Средний — верхний отделы каменноугольной системы (C_{2-3}), залегающие с резким угловым несогласием на более древних отложениях. Они представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

4. Триасовая система представлена базальтами и базальтовыми порфиритами. Породы каменноугольной и триасовой систем слагают пликативные структуры в пределах Валерьяновской синклиналиной зоны, которая является составной частью более крупного тектонического подразделения в пределах Тургайского прогиба — Кустанайского синклинория.

Структуры в Валерьяновской зоне имеют северо-северо-восточное, близкое к меридиональному, простирание и контролируют расположение бокситовых месторождений.

Пликативные структуры осложнены многочисленными дизъюнктивными нарушениями меридионального, широтного и косоширотного направлений, которые разбивают площадь на отдельные блоки, взброшенные, опущенные и сдвинутые относительно друг друга.

Интрузивный магматизм проявился здесь довольно широко. Он представлен диоритами, диоритовыми порфиритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами.

Мезокайнозойский структурный комплекс представлен рыхлыми горизонтально залегающими осадками, имеющими облик платформенных формаций. Среди этих образований выделяются следующие стратиграфические подразделения.

1. Древняя кора выветривания, время формирования которой измеряется интервалом: триас—туронский век позднего мела ($T-K_{2t}$).

2. Бокситоносная осадочная толща сеноман—туронского яруса верхнего мела ($K_{2sm}-t$); мощность 100—120 м.

3. Тасаранская свита, представлена опоковыми глинами, переслаиваемыми с глауконито-кварцевыми песками. Возраст их среднеэоценовый (p_2^2). Мощность 10 м.

4. Чеганская свита верхнего эоцена — нижнего олигоцена ($p_2^3 - p_3^1$) представлена морскими глинами монтмориллонитового и бейделлитового состава. Мощность 10—40 м.

5. Отложения четвертичной системы, представленные озерными глинами и делювиально-аллювиальными суглинками.

Белинское месторождение бокситов находится в основании платформенного структурного комплекса, в пределах бокситоносной континентальной формации, которая выделяется в Западно-Тургайском бокситоносном районе и включает в себя коры выветривания и континентальные меловые осадки.

Древняя кора выветривания

В пределах Белинского месторождения кора выветривания имеет широкое распространение. Верхние горизонты ее в значительной степени размыты трансгрессиями моря в тасаранское и чеганское время. Выделяются два морфологических типа кор выветривания — площадные и линейные.

Площадные коры выветривания развиты на различных породах фундамента. Мощности их колеблются от нескольких десятков метров до полного выклинивания. Наиболее мощная кора выветривания развита по вулканогенно-осадочным породам. На массивах интрузивных пород она менее мощная.

Линейные коры выветривания приурочены к тектоническим зонам и подробленным контактам различных по физическим свойствам пород. Д. А. Венковым, А. Т. Евлампиевым, В. И. Калининым и другими, установлено зональное строение коры выветривания на алюмосиликатных породах. Этими геологами выделяются две зоны в профиле выветривания: нижняя — хлорит-гидрослюдяно-монтмориллонитовая и верхняя — каолининовая.

В целом выветривание происходило в направлении накопления в верхней части разреза элювиальных образований железа, алюминия и титана.

В верхних горизонтах коры выветривания на порфиридах и их туфах Д. А. Венковым и другими, обнаружены минералы свободного глинозема. Это наводит на мысль о формировании латеритного профиля выветривания, уничтоженного при осадочном бокситообразовании и абразией в периоды Тасаранской и Чеганской трансгрессий.

Выветривание известняков сопровождалось формированием открытых карстовых полостей. Морфология карста контролируется тектоническими нарушениями и контактом с алюмосиликатными породами.

Бокситоносная толща

Бокситоносные отложения имеют ограниченное распространение в пределах района Белинского месторождения. Возраст их согласно определениям захороненных спорово-пыльцевых комплексов — сеномантуронский.

Бокситоносная толща подразделяется на два горизонта: нижний — подрудный и верхний — рудоносный.

Подрудный горизонт представлен песчано-глинистыми отложениями. В основании его разреза залегают грубообломочные делювиальные глины, имеющие облик терригенных брекчий. Вверх по разрезу эти породы сменяются более тонкозернистыми пестроокрашенными глинами. Состав их каолининовый и монтмориллонит—каолининовый. Среди пестроокрашенных плохосортированных глин иногда залегают линзы углистых глин и лигнитов, формирование которых, по-видимому, связано с ослаблением карстования в связи с поднятием базиса эрозии и возникновением озерно-болотных водоемов на глинистом ложе в карстовых понижениях. Мощность подрудных глин меняется от первых метров до 50—70 м.

Рудоносный горизонт, залегающий в разрезе выше подрудных глин, представлен бокситовыми глинами, среди которых имеются небольшие линзы углистых глин и лигнитов, и бокситами. Литологические признаки их красный и коричнево-красный цвет и бобовые текстуры. Сортировка материала отсутствует. Имеется множество мелких обломков нацело окисленной древесины. Эти признаки позволяют бокситоносные отложения объединить в фациально-генетический тип — делювиально-прилю-

виальных осадков. Площадь распространения собственно бокситоносных отложений значительно меньше, чем рудоподстилающих глин. А в целом подрудные и собственно бокситоносные осадки рассматриваются в едином контуре. Эти отложения выполняют глубокие карстовые впадины в рельефе фундамента.

Комплекс бокситоносных осадков, залегающих в каждой изолированной впадине, квалифицируется как «залежь» бокситовых руд. Залежь, как правило, состоит из нескольких рудных тел, которые в разрезе нередко располагаются одно над другим. По размерам в плане и по мощности рудные тела сильно различаются между собой. Наиболее крупные из них — в плане ленточные, прослеживаются на расстояние 1260 м, при ширине от 100 до 240 м.

Мелкие рудные тела в плане чаще всего изометричные, нередко контуры их осложняются резкими выступами, изгибами, апофизообразными отростками.

По форме в разрезе рудные тела подразделяются на пластообразные, линзообразные и гнездообразные.

Большинство рудных тел бокситов располагается вдоль приконтактной части карбонатной полосы и пространственно тяготеют к корам выветривания эффузивно-пирокластических и интрузивных пород. Характер выклинивания рудных тел различен. Для сравнительно маломощных тел наиболее обычно постепенное линзообразное выклинивание. Для рудных тел большой мощности характерно тупое выклинивание, с крутым контактом с вмещающими их глинами, либо с известняками.

Рудные тела обычно имеют простое строение, но в краевых частях иногда расщепляются на несколько прослоев, разделенных глинистыми породами, по составу приближающимися к бокситам. В большинстве случаев рудные тела заключены в рубашку из бокситовых глин. Известны также случаи прислонения бокситов непосредственно к известнякам, а также налегания на бокситы тасаранских и чеганских глин.

Минеральный состав, литологические разновидности и текстурно-структурные особенности бокситов. Бокситоносные отложения характеризуются постоянством минерального состава. Минералы свободного глинозема в них представлены гиббситом и корундом. Минералы окиси железа — гематитом, гетитом, маггемитом, магнетитом.

Алюмосиликаты и силикаты — каолинитом, гидрослюдой, обломками зерен полевых шпатов. Минералы TiO_2 — ильменитом, рутилом, анатазом. Помимо этого встречаются множество обломков кристаллов так называемых аксессуарных минералов, среди которых встречены циркон, турмалин, ставролит, эпидот.

Минералы, генетически связанные с наложенными процессами, представлены сидеритом, пиритом, кальцитом, гипсом.

Бокситы подразделяются на каменистые, рыхлые и глинистые.

Каменистые бокситы крепкие плотные породы красного и буро-красного цвета. Имеют характерную бобовую текстуру. Бобовины значительно темнее цемента, иногда почти черного цвета. Форма бобовин овальная или сфероидально-округлая. Они включены в макроскопически однородную массу, с которой образуют структурное взаимоотношение базального типа. Текстура бобовин концентрически-слоистая. Они разбиты радиально-концентрической системой трещин усыхания, в связи с чем имеют облик железисто-глиноземных метагелитов. Минеральный состав бобовин: корунд, гиббсит, гематит, маггемит, магнетит; в незначительном количестве присутствуют анатаз, рутил и кварц. Последние два минерала связаны с терригенными включениями.

Масса, вмещающая бобовины, имеет микрообломочное строение. Обломки слабоокатаны и неравномерно распределены в объеме породы. Отмечается перекристаллизация породы, которая затрагивает как бобо-

вины, так и вмещающую их массу. Этот процесс проявляется в формировании крупнокристаллического гиббсита, за счет более мелких кристаллических форм глинозема.

Рыхлые бокситы отличаются от каменистых меньшей прочностью цемента. Они содержат меньше бобовин (10—15% общей массы породы). Бобовины рыхлые и несут признаки деградации. Нередко рыхлые бокситы представляют собой скопление обломков каменистых бокситов в глинистой массе. Размеры обломков от 2 мм до нескольких см. Форма их угловатая.

Глинистые бокситы характеризуются слабой пластичностью. Количество бобовин в них меньше, чем в рыхлых бокситах. Бобовины мелкие (1—3 мм) и несут следы выщелачивания. Обломки в глинистых бокситах также имеют широкое распространение и представлены гиббсит—каолинитовыми породами.

Соотношение литологических разновидностей бокситов в пределах рудных тел не имеет четко выраженной закономерности. Периферия рудных тел, как правило, сложена глинистыми и рыхлыми бокситами. Помимо этого они нередко слагают отдельные блоки в центральной части рудного тела и связаны с каменистыми бокситами постепенными взаимопереходами. В целом для Белинского месторождения характерно приблизительно одинаковое количество каменистых, рыхлых и глинистых бокситов.

Наложённые процессы. Эпигенетические процессы, происходящие с привнесением вещества и приводящие к изменению химического и минерального состава бокситов и ухудшению качества руды, имеют широкое развитие на Белинском месторождении. Среди них наиболее широко распространены каолинизация, карбонатизация и пиритизация.

Каолинизация развита незначительно, но проявления этого процесса фиксируются в большей или меньшей степени по всему объёму бокситовых тел. По характеру проявления выделяются два типа этого процесса: 1) каолинит выполняет трещинки и пустоты в боксите, формируя прожилки, прожилкоподобные и вкрапленные образования и 2) замещает глиноземные минералы по типу метасоматических процессов.

Каолинизированные участки характеризуются более светлой окраской и большей пластичностью. В большей степени каолинизации подвержена масса, заполняющая интерстиции между бобовинами. Бобовины также замещаются розовато-кремовой существенно каолинитовой массой. Замещение, как правило, развивается с периферии. Сами бобовины в пределах каолинизированных участков частично обесцвечиваются и рыхлеют. Среди каолинизированных участков встречаются реликтовые пятна «свежего» боксита.

Карбонатизация и сульфидизация (пиритизация) развиты в верхних горизонтах бокситоносной толщи. С этим процессом связывается формирование прожилков, сложенных кальцитом, сидеритом и пиритом. Эти прожилки в боксите распределены неравномерно. В одних местах они выполняют единичные трещинки, в других образуют густую, мелкоячеистую сеть, придавая породе мозаичный облик. Карбонаты в них представлены, как правило, хорошо оформленными кристаллами макроскопических размеров, с признаками роста из слабо пересыщенных растворов. Сульфиды формируют менее хорошо образованные кристаллы и встречаются в виде коркоподобных примазок на плоскостях трещин, либо образуют мелкокристаллические скопления среди карбонатов.

Качество руды и марки бокситов. В табл. 48 показаны колебания содержания основных породообразующих минералов в литологических разновидностях бокситов и даются средние содержания в них кремнезема, глинозема и окиси железа. Как видно из табл. 48, бокситы характеризуются широким диапазоном марок и качества руды. Но сложное взаимоотношение в пределах рудных тел не позволяет геометризовать

Таблица 48

Содержание основных породообразующих минералов в бокситах и их химический состав, Белинское месторождение

Бокситы	Минералы, %							Окислы, вес. %			Мо- дуль Al_2O_3/SiO_2
	гипсбит	каолинит	корунд	кварц	сидерит	минералы FeO	минералы TiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	
Каменные	59—70	0—15	2—6	(ед. зерна)—3	0,5—10	10—22	1,7—2,6	5,04	43,05	23,96	8,5
Рыхлые	65—75	10—22	—	(ед. зерна)—5	0—4	20—23	0—2,0	7,33	42,05	22,47	5,7
Глинистые	47—60	15—25	—	(ед. зерна)—2	0—5	15—20	2,0—2,8	11,13	41,32	20,40	3,7

Таблица 49

Колебания химического состава бокситов по Белинскому месторождению

Компоненты	Содержание в вес. %			Компоненты	Содержание в вес. %		
	от	до	среднее		от	до	сумма
SiO ₂	4,6	12,48	8,22	V ₂ O ₅	0,03	0,11	—
Al ₂ O ₃	38,54	46,8	41,95	MnO	0,02	0,46	—
Fe ₂ O ₃	10,79	26,98	22,18	K ₂ O	0,04	0,21	—
TiO ₂	1,37	2,87	1,95	Na ₂ O	0,16	1,13	—
CaO	0,09	2,02	0,61	P ₂ O ₅	0,01	0,23	—
CO ₂	0,01	3,92	1,14	П. п. п.	20,50	27,71	20,38
S	0,09	0,93	0,23	Модуль	—	—	5,1
MgO	0,18	1,51	—				

их раздельно и вынуждает прибегнуть к усреднению при оценке качества бокситов.

В табл. 49 приводится средний химический состав бокситовой руды в целом по Белинскому месторождению. Как видно, основная масса бокситов соответствует согласно ГОСТа 972—50 марке Б—4 и пригодна для производства глинозема.

Генезис бокситов

Большинство геологов, изучавших Белинское месторождение, считают, что формирование бокситов в основном является следствием двух природных процессов переотложения высокоглиноземного латеритного материала и выветривания, наложенного на переотложенный глинистый осадок. Этой же точки зрения придерживается автор настоящего раздела.

В качестве наиболее вероятного источника материала осадочных бокситов рассматривается латеритная кора выветривания, развивавшаяся на алюмосиликатных породах параллельно с формированием осадочных бокситов.

Петрографические исследования бокситов показывают, что перенос материала, слагающего их, осуществляется как механическим переотложением его водными потоками, так и в истинных растворах.

В бокситах крупные размеры (до 10—20 м) имеют только конкреционные образования (бобовины и пизолиты), а сами бокситы в целом тонкозернистые, несмотря на то что выполняют глубокие (до 200 м) карстовые воронки с крутыми, почти отвесными стенками. Это, очевидно, указывает на то, что углубление депрессий происходило медленно, на протяжении длительного отрезка времени, параллельно с заполнением их осадками, и рельеф в период бокситонакопления сохранялся слабо расчлененным. Карстование в течение времени бокситообразования происходило, очевидно, неравномерно, были периоды ослабления и усиления интенсивности этого процесса. Периоды ослабления карстования фиксируются появлением в разрезе депрессий бокситовых глин, небольших линз углистых глин и лигнитов, которые разделяют бокситовые тела в разрезе, и каолинизацией нижележащих бокситов. Каолинизацией затронут небольшой объем бокситов на Белинском месторождении. Проходит она в условиях повышенной миграционной способности железа. При этом вынос его преобладает над фиксацией в каолинизируемом боксите, причем фиксируется оно в окисной форме. Это свидетельствует о том, что подошва возникающих водоносных горизонтов была приподнята над общим уровнем базиса эрозии и поэтому режим в целом был достаточно промывным.

Последующее усиление карстования приводило к новому циклу бокситоформирования. Чередование ослаблений и усилений интенсивности карстования, по-видимому, обусловило цикличность бокситонакопления и «многоэтажное» строение многих бокситовых залежей на месторождении.

Верхние горизонты бокситоносных отложений сидеритизированы и пиритизированы. Объясняется это общим опусканием района, поднятием базиса эрозии и заболачиванием территории. Сидеритизация проходила под воздействием болотных вод, при замедленном водообмене. Формирование карбонатных прожилков с пиритом по характеру проявления напоминает процессы, происходящие в зоне цементации, характеризующейся застойным режимом вод, когда подошва водоносного горизонта находится ниже базиса эрозии.

Главной чертой Белинского месторождения является то, что бокситонакопление происходило в несколько этапов в карстовых впадинах и обусловлено развитием карста, который рассматривается прежде всего как удобная ловушка для захоронения бокситового материала и сохранения его от последующей эрозии в районе, где в целом процессы денудации превалировали над осадконакоплением как в период бокситообразования, так и после, до среднего эоцена. Этот тип месторождения в СССР наиболее распространен среди бокситовых месторождений платформенных областей. К нему можно отнести несколько десятков разновозрастных месторождений и рудопроявлений Западно-Тургайского бокситоносного района, а также ряд близких по возрасту месторождений Западной Сибири.

Краснооктябрьское месторождение бокситов

Вопросам геологии бокситов Краснооктябрьского месторождения, их минералогии и геохимии посвящены работы Е. А. Мазиной и Б. М. Михайлова (1960), Н. А. Лисициной и М. В. Пастуховой (1963, 1964), Н. А. Лисициной (1964), И. Д. Николаева (1964), Д. А. Венкова и Д. Х. Фатхутдинова (1966), Д. А. Венкова (1971), Б. А. Тюрина (1971). Описание Краснооктябрьского месторождения дается главным образом по материалам перечисленных исследователей. По условиям образования Краснооктябрьское месторождение является осадочным, а по закономерностям размещения и морфологии рудных тел, определяемых характером дорудного рельефа вмещающих карбонатных пород оно может быть отнесено к типу месторождений глубоких карстовых депрессий.

Геологическое строение

Расположенное в западном борту Тургайского прогиба Краснооктябрьское месторождение приурочено к крыльям одноименной синклинальной складки четвертого порядка. В геологическом строении месторождения принимают участие комплексы пород двух структурных этажей — дислоцированные образования складчатого палеозойского фундамента и горизонтально залегающие на них рыхлые отложения мезокайнозойского осадочного чехла.

Породы палеозойского фундамента в районе месторождения представлены главным образом сложнопостроенным осадочно-вулканогенным комплексом незакономерно переслаивающихся известняков, аргиллитов и вулканогенных пород основного состава (андезитовых порфиритов, туфов, туфобрекчий), относимых по возрасту к валериановской свите (средний — верхний визе). Эти породы имеют близкое к меридиональному простирание с падениями от 40° до 85° на запад, дислоцированы и прорваны интрузиями гранодиоритов и диоритов.

Мезозойская группа пород представлена образованиями древней коры выветривания и верхнемеловыми континентальными бокситоносными отложениями. Последние по своему возрасту и составу разделяются на два подгоризонта: нижний (сеноман), сложенный пестроцветными глинами с подчиненными линзами бокситов, и верхний (турон-сантон), собственно бокситовый.

Кайнозойские покровные отложения сложены морскими и континентальными песчано-глинистыми осадками палеогена и неогена и перекрывающим их маломощным плащом четвертичных образований.

Краткая литологическая характеристика разреза и мощности развитых на месторождении свит приведены на фиг. 106.

В районе месторождения известно два крупных тектонических нарушения — субмеридиональный Таунсорский и широтный Кужукульский разломы. Кроме них насчитывается еще двенадцать более мелких широтных и косоширотных нарушений. Сдвига-сбросовый характер этих разломов обуславливает блоковое строение палеозойского фундамента.

Кора выветривания

Широко развитая на породах палеозойского фундамента древняя кора выветривания по своим морфогенетическим особенностям может быть отнесена к линейно-площадному типу. На известняках древний элювий представлен маломощным горизонтом выщелоченных глинизированных известняков с включениями нерастворимого остатка.

Группа		Система	Отдел	Ярус	Свита	Литологическая колонка	Мощность, м	Краткая характеристика
КАЙНОЗОЙСКАЯ		Нерасчлененные четвертичные отложения					до 7	Почвенно-растительный слой, супеси, суглинки, донные осадки озер
		ПАЛЕГЕНОВАЯ	ОЛИГОЦЕНОВЫЙ		Чегарайская свита		15	Крупно-среднезернистые ожелезненные пески и гравелиты
					Чилигинская свита		40	Глины тонкоосистые с линзами мелкозернистых кварцевых песков. В низах разреза глины темносерые с включениями растительных остатков
					Чеганская свита		19	Листоватые глины оливково-зеленого цвета с кварцево-глауконовым песком и галькой боксита в основании
Длительный перерыв в осадконакоплении-разрыв Чеганского моря								
МЕЗОЗОЙСКАЯ		МЕЛО-ПАЛЕОГЕНОВЫЙ	МЕЛО-ПАЛЕОГЕНОВЫЙ	Туронский-сантонский	Континентальные аналогичной свиты		117	Каменистые, рыхлые, глинистые бокситы, переслаивающиеся с бокситовыми глинами, с переходами в краевых частях залежей в лигнит бокситовые, каолинит-гипсбитовые пестроцветные глины
		МЕЛО-ПАЛЕОГЕНОВЫЙ	МЕЛО-ПАЛЕОГЕНОВЫЙ	Сеноманский	Шегиргизская свита		100	Глины пестроцветные обломочной структуры, с линзами бокситов, бокситовых, лигнитбокситовых, каолинитовых глин. В нижних частях разреза прослой и обломки гидроокислов железа
Палеозойская		Каменноугольная	Нижний	Средне-верхневизейский-намюрский			до 2000	Элювиальная кора выветривания андезитовых порфиритов их туфов, рвущих их кварцевых диоритов, гранит-порфиров

Ф и г. 106. Стратиграфическая колонка мезокайнозойских отложений Краснооктябрьского месторождения бокситов (по Д. А. Венкову и другим)

Кора выветривания на эффузивных, интрузивных и эффузивно-осадочных породах в виде вытянутых вдоль контакта с известняками полос ооконтуривает месторождение. Образования площадного элювия в значительной степени уничтожены эрозией. Они сохранились на склоновых частях дорудных депрессий и представлены главным образом продуктами нижних зон дезинтеграции и выщелачивания мощностью от 1 до 10 м.

Линейные коры выветривания окаймляют все рудные участки, слагая прибортовые части бокситоносных депрессий. Так же как и покровы площадных кор выветривания, линейные коры в той или иной степени эродированы. Однако благодаря их положению в палеорельефе (борта депрессий) и интенсивному гипергенному преобразованию пород в зоне контакта, они имеют большие мощности (до 100 м и более) и полный, состоящий из четырех зон, профиль выветривания.

Минеральный состав верхних зон коры выветривания, по-видимому, определялся (помимо прочих условий) вещественным составом исходной породы. Полный профиль выветривания с верхней каолинит-гиббсит-охристой зоной отмечается только для пород основного состава. Д. А. Венковым описаны латеритные бокситы в коре выветривания плагиогранит-порфиров. Однако автор не уверен до конца в остаточном генезисе этих бокситов. За осадочную природу указанных образований, на наш взгляд, свидетельствует их бобовое строение и наличие в породе до 20% гидрослюд (Венков, 1971), что в общем-то не характерно для верхней зоны гидролиза коры выветривания.

Для пород кислого состава в районе месторождения процессы выветривания, по-видимому, завершились на стадии формирования верхней каолинитовой (нередко с гидрослюдой) зоны. Подтверждением этому служат и коррелятивные этим корам осадки — огнеупорные глины Краснооктябрьского месторождения.

В профиле выветривания пород основного состава снизу вверх можно выделить следующие зоны — дезинтеграции, выщелачивания (гидрохлорит-гидрослюдистая), гидролиза (каолинит-охристая) и конечного гидролиза (гиббсит-каолинит-охристая). Присутствие свободного глинозема в продуктах выветривания фиксируется химическими анализами.

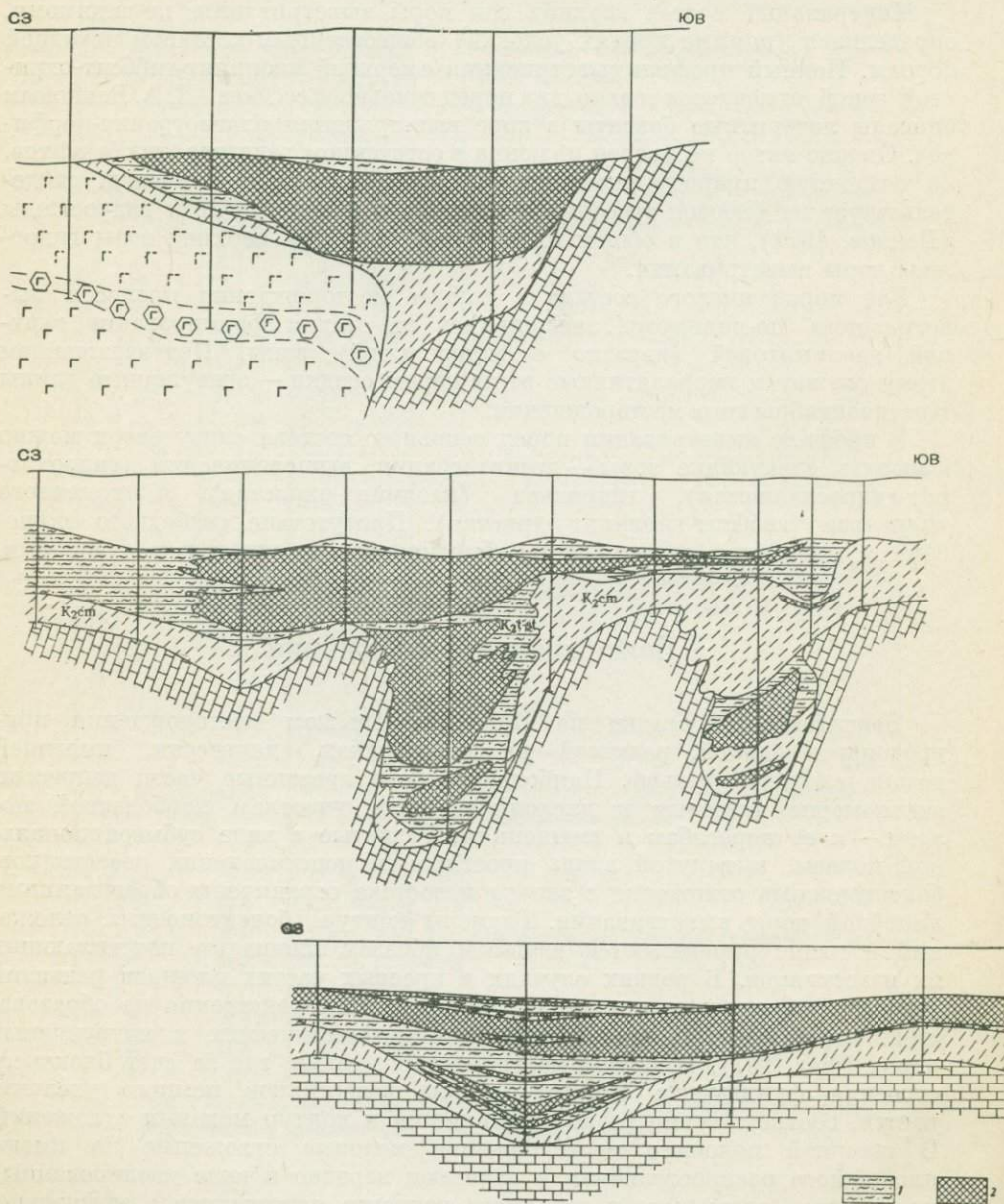
Бокситоносные отложения

Бокситоносные осадки на Краснооктябрьском месторождении приурочены к единой, развитой на известняках, депрессии, имеющей весьма сложный рельеф. Наиболее глубоко врезанные части депрессии закономерно тяготеют к дислоцированным участкам карбонатной полосы — к ее перегибам и смещениям. Развитые в виде субмеридиональной полосы, вытянутой вдоль простирания подстилающих известняков, бокситоносные отложения с запада и востока ограничены образованиями линейной коры выветривания. Размеры контура бокситоносных отложений в плане определяются главным образом площадью подстилающих их известняков. В редких случаях в краевых частях площади развития известняков, меловые отложения залегают непосредственно на образованиях коры выветривания эффузивно-пирокластических и интрузивных пород (фиг. 107). В южной части месторождения, где за счет блокового строения фундамента ширина полосы известняков немного увеличивается, соответственно резко расширяется и контур меловых отложений. В северной половине месторождения меловые отложения не имеют площадного распространения и залегают нередко в виде изолированных полос вдоль восточного и западного контакта известняков с эффузивно-пирокластической толщей.

Мощность меловых осадков и форма их залежей как в плане, так и в вертикальном разрезе полностью зависят от размеров и форм вмещающих депрессий.

Бокситоносные образования Краснооктябрьского месторождения по литологическому составу, условиям залегания и возрасту разделяются на два горизонта: нижний горизонт обломочных глин (K_2cm), верхний горизонт — собственно бокситовый (K_2t-st).

Соотношение пород нижнего и верхнего горизонтов в различных участках месторождения и даже в пределах одной рудной залежи различны. Разрезы с отчетливым двучленным делением свойственны краевым частям карстовых воронок. Однако и здесь отмечаются случаи, когда из разреза выпадает пачка пород верхнего бокситового горизонта. Нижняя пачка пестроцветных глин в таких случаях достигает мощности 100 м.



Ф и г. 107. Геологические разрезы Краснооктябрьского месторождения (по Д. А. Венкову и др.)

В срединных частях воронок наоборот преобладают бокситовые глины и бокситы верхней пачки. В то же время нижняя пачка обломочных глин имеет сокращенную мощность или отсутствует совсем.

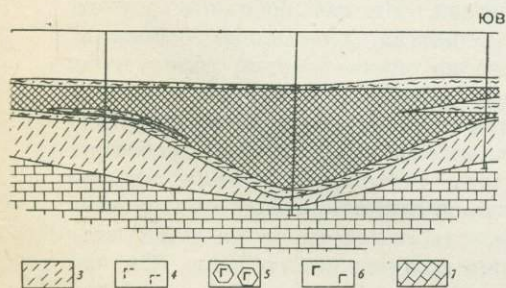
В составе отложений нижнего горизонта резко преобладают пестроцветные глины. Они представлены рыхлыми породами с хорошо выраженной обломочной структурой. Слоистость в глинах отсутствует. В нижних частях разреза они плохо сортированы и нередко содержат в своем составе обломки выщелоченных известняков и выветрелых пород аффузивно-осадочного комплекса. Вверх по разрезу и к центру залежей грубообломочные глины сменяются тонкообломочными образованиями. При этом происходит и смена окраски с серовато-зеленой на буровато-красную, а также меняется и состав глин с существенно гидрохлорит — гидрослюдистого на каолининовый. Подчиненное значение имеют каолининовые и бокситовые глины с линзами бокситов и алюмогематитов. Они переслаиваются между собой и залегают либо на пестроцветных глинах, либо непосредственно на известняках.

Породы верхнего горизонта, как правило, с перерывом залегают на размытой поверхности осадков нижнего горизонта. Они нередко занимают центральные части крупных впадин, мощность их достигает 100—150 м (в среднем 40—60 м). Как в плане, так и в вертикальном разрезе верхнего горизонта устанавливается определенная закономерность в размещении осадков и изменении их состава. По мере продвижения от борта депрессии к ее центру аллиты с прослоями железистых бокситов сменяются зоной резкого преобладания в разрезе бокситов. По мере приближения к центру депрессии бокситоносный пласт расщепляется и бокситы фациально переходят в мало железистые аллиты, каолининовые и каолинит-гидрослюдистые глины. К центральным частям впадин приурочены лигнитовые глины. Реже лигниты приурочены к безрудным прослоям, разделяющим кондиционные бокситы в вертикальном разрезе.

Бокситы

Большинство залежей бокситовых руд на Красноярском месторождении характеризуется четко выраженной линейностью формы. Это обусловлено приуроченностью их к приконтактовым частям карбонатной полосы. При удалении от контактов рудные залежи приобретают как правило, изометричные часто округлые формы. В вертикальном разрезе бокситовые залежи имеют как простое, так и сложное строение. В первом случае рудная залежь представляет собой единое тело. Залежи сложного строения состоят из нескольких пачек, разделенных безрудными прослоями. Отдельные рудные тела имеют линзообразную гнездообразную, реже пластообразную форму.

Морфология бокситовых залежей определяется формами и размерами рудовмещающих впадин. Рудовмещающие депрессии в палеозойском



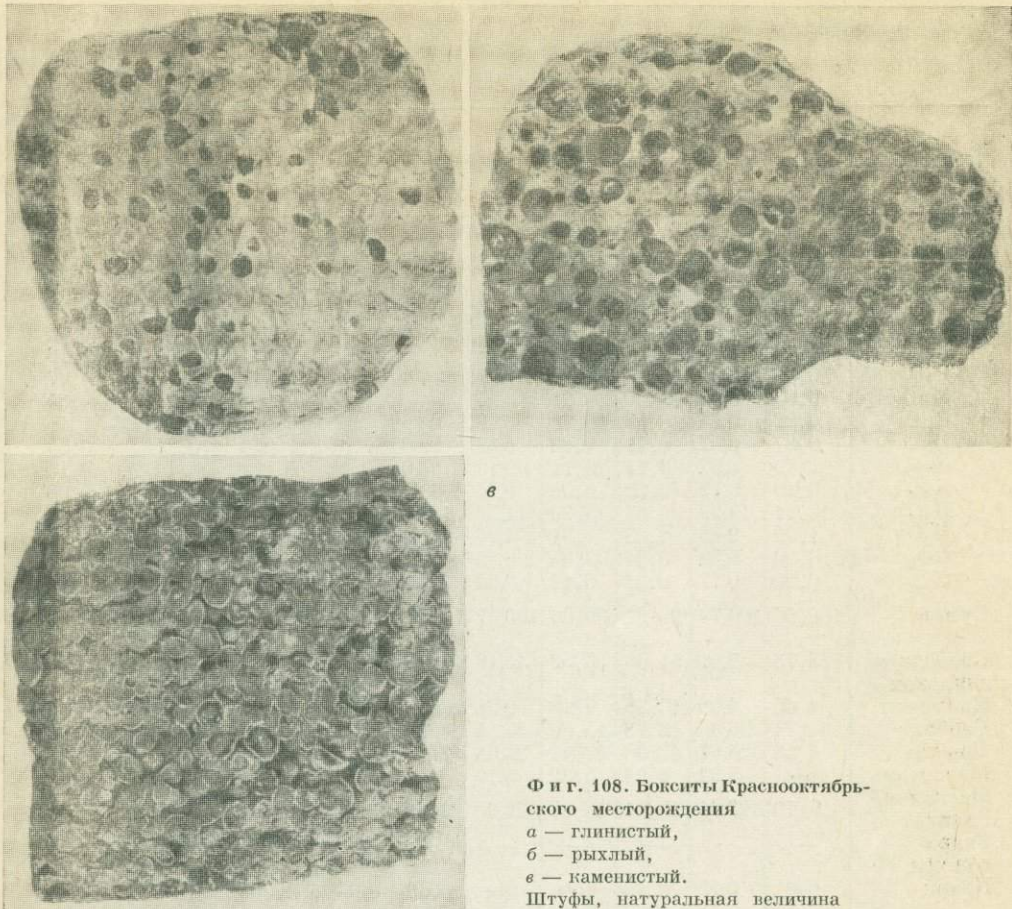
- 1 — глина бокситовая;
- 2 — боксит;
- 3 — глина пестроцветная;
- 4, 5 — продукты коры выветривания:
- 4 — каолинит-охристые,
- 5 — гидрохлоритовые;
- 6 — порфириты;
- 7 — известняки

фундаменте имеют структурно-эрозионный характер. Их морфология определялась главным образом следующими основными факторами: положением известняков в складчатой структуре, углами падения пород, отношением их к эффузивным и интрузивным образованиям, наличием дизъюнктивной тектоники. Структурно-эрозионные долины на известняках охотно формировались в зонах контактов последних с глинизированными эффузивными породами. Узкие и глубоко врезанные долины, выполненные бокситоносными осадками четко приурочиваются к участкам фундамента с крутым, почти на голову поставленным падением палеозойских пород. Наоборот, пологое падение пород наряду с проявлением дизъюнктивной тектоники предопределяло развитие широких с пологими бортами впадин (см. фиг. 107). В целом рудовмещающие депрессии в палеозойском фундаменте прослеживаются на многие километры и выступают известняков разобщены на отдельные вытянутые или изометричные впадины различной глубины.

Бокситы Краснооктябрьского месторождения по своим физико-механическим свойствам и текстурно-структурным особенностям подразделяются на три типа — глинистые, рыхлые (сухаристые) и каменистые. Между этими типами бокситов имеются переходные разности. Соотношение каменистых, рыхлых и глинистых бокситов в вертикальном разрезе и в плане не имеет четко выраженной закономерности. Каменистые бокситы чаще приурочены к центральным частям небольших бокситорудных впадин или слагают изолированные залежи в карстовых воронках и нередко подстилаются рыхлыми и глинистыми бокситами. Наиболее распространены рыхлые бокситы. Глинистые бокситы переслаиваются с рыхлыми и каменистыми, подстилают их или слагают фланги залежей. В целом на месторождении преобладают рыхлые бокситы, которые составляют 57,8% от общей массы бокситов. Каменистые разности составляют 29,3%, глинистые — 7,9%.

Глинистые бокситы представлены рыхлыми землистыми породами красновато-кирпичного цвета. Они маркие, сухие на ощупь, легко крошатся. Структура породы редкобобовая. Бокситы состоят из бобовин и цемента. Бобовины размером до 5 мм сложены рыхлым железистым веществом буро-коричневого цвета и составляют в породе около 10%. Распределены они в массе боксита крайне неравномерно. Встречаются скопления бобовин и участки, лишённые этих образований. Цемент породы имеет мелкообломочное строение. Обломки сложены главным образом тонкодисперсными слабоанизотропными породами и минералами окислов и гидроокислов железа. В единичных случаях встречаются обломки обуглившейся древесины (фиг. 108, а)

Рыхлые бокситы отличаются от глинистых большей прочностью цемента. Это породы буровато-кирпичного и кирпично-красного цветов бобового и бобово-обломочного строения. Бобовины, как правило, равномерно распределены в породе и составляют около 20% (очень редко до 40%). Размер бобовин от 1—2 до 5—6 мм, форма округлая. Отличительной особенностью является исключительная рыхлость слагающего бобовины глиноземисто-железистого агрегата. Многие бобовины имеют твердую железистую оторочку. Часто вещество, слагающее бобовины выщелочено полностью, в результате чего на месте бобовин образуются округлые пустоты, ограниченные сферой железистой оторочки. Среди обломков в рыхлых бокситах отмечаются породы коры выветривания, гиббситизированные обрывки растительных тканей, осколки бобовин. Редко встречаются зерна циркона, эпидота, турмалина, рутила, ильменита. Основная масса породы каолининово-глинозёмистая по составу имеет обычно тонкодисперсное строение, слабо действует на поляризованный свет. Характерно присутствие кристаллического гиббсита. Он часто замещает цемент породы, слагает оторочки вокруг бобовин (см. фиг. 108, б).



Ф и г. 108. Бокситы Красноярского месторождения

а — глинистый,

б — рыхлый,

в — каменистый.

Штуфы, натуральная величина

Каменистые бокситы представлены крепкими породами красновато-бурого и буровато-коричневого цвета, бобового и бобово-обломочного строения. Состоят из бобовин, их обломков цемента. Различаются (Лисицина, Пастухова, 1963) аутигенные и терригенные бобовины. Первые составляют в породе 5% и представляют собой ступковые, полупрозрачные в проходящем свете образования гидроокислов железа. Обычно они имеют нечеткие расплывчатые границы с вмещающей основной массой породы и незначительно отличаются от нее лишь по более темной (темно-бурой) окраске. Размер их 2—5 мм. Терригенные бобовины, как правило темно-бурого и черного цветов не прозрачны в проходящем свете, часто магнитны. Очертания их в цементе резкие, нередко они хорошо отделяются от породы, имеют черную глянцевую поверхность. Содержание их в породе значительно варьирует.

В пределах одного рудного пласта в интервале около 10 м наблюдались бокситы с содержанием бобовин от 40% до 80—90%. Размер терригенных бобовин колеблется от 2—3 до 15 мм. Преобладают бобовины в диаметре около 5 мм. Характерным признаком терригенных бобовин является наличие в них зерен кварца, листочков каолинита, обломков гематита, магнетита и ильменита, а также присутствие густой сети трещин усыхания, выполненной либо колломорфным глиноземистым веществом, либо кристаллическим гиббситом. Нередко вокруг терригенных бобовин и их обломков отмечаются более поздние глиноземистые оторочки. Структура этих оболочек обычно обломочная и не отличается от структуры цемента. Обломки в каменистых бокситах в основном представлены ос-

Таблица 50

Химический (в вес. %) и минеральный (%) состав бобовин бокситов
Краснооктябрьского месторождения
(по Н. А. Лисицной и М. В. Пастуховой, 1963)

Компоненты	Каменистые бокситы								Сухари- стые (рыхлые) бокситы	Глини- стые бокситы
SiO ₂	2,07	2,03	5,25	3,34	4,32	3,84	2,15	4,66	3,15	3,73
Al ₂ O ₃	35,51	50,74	56,15	58,35	49,80	49,60	22,25	41,57	24,70	37,06
TiO ₂	1,56	2,10	1,96	2,09	1,96	1,64	1,56	2,80	3,27	2,28
Fe ₂ O ₃	40,72	26,32	23,63	21,92	25,54	24,78	0,12	11,25	41,57	30,52
FeO	0,70	1,66	2,15	1,67	1,15	1,28	32,60	7,23	1,83	2,19
P ₂ O ₅	0,39	0,34	—	0,37	—	—	—	1,87	—	0,67
MnO	0,03	0,01	—	0,01	0,04	—	0,45	0,14	—	0,34
CaO	0,87	0,80	0,59	0,82	0,69	0,66	5,60	3,11	0,53	1,11
MgO	0,37	0,52	0,31	0,28	0,32	0,30	0,36	1,07	0,21	0,54
Na ₂ O	0,13	0,07	0,11	0,11	0,10	0,10	0,12	0,11	0,14	0,13
K ₂ O	0,10	0,12	0,12	0,03	0,06	0,07	0,08	0,03	0,04	0,03
H ₂ O ⁺	16,11	13,39	5,85	5,29	11,77	13,15	7,19	16,05	21,86	17,18
H ₂ O ⁻	1,70	2,26	3,23	4,91	4,26	4,11	1,62	2,66	2,09	2,15
CO ₂	0,20	0,20	0,34	0,34	0,52	0,48	24,95	7,00	1,06	1,80
C _{орг.}	0,20	0,17	0,23	0,12	0,04	0,25	0,16	0,30	0,16	0,27
Сумма	100,66	100,73	99,92	99,60	100,57	100,26	99,31	99,85	100,74	100,00
Свободный глинозем	83,73	49,01	51,68	55,50	43,16	46,64	20,42	37,60	22,02	33,38
Каолинит	4,45	4,36	10,45	7,18	9,28	5,18	4,62	8,30	6,77	5,36
Гиббсит	44,74	36,90	12,72	15,60	27,14	34,99	18,90	42,02	33,68	46,03
Корунд	4,48	24,87	43,98	47,41	28,38	21,78	8,06	10,31	—	4,10
Магнетит	Нет	5,32	6,94	5,32	3,70	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
Маггемит	} 40,70	22,64	18,94	18,25	22,98	24,78	0,11	11,22	»	30,45
Гематит										
Гидро- окислы Fe	—	—	—	—	—	—	—	—	51,62	—
Кварц	Нет	0,12	0,42	Нет	Нет	0,36	Нет	0,40	Нет	0,16

Примечание

Минеральный состав бобовин приводится без вторичных минералов.

колками терригенных бобовин. Обычно это половинки и более мелкие части, как правило, остроугольные, редко окатанные. Цемент описываемых пород имеет обломочное или микробовово-обломочное строение. Размеры обломков колеблются от 0,005 до 0,5 мм. Форма их угловатая, полуокатанная и окатанная. По составу преобладают обломки глиноземистые и глиноземисто-каолинистые, обычно тонкозернистые, как правило, окрашенные гидроокислами железа (см. фиг. 108, в).

Сравнение химического и минерального состава бобовин и цемента различных типов бокситов (табл. 50 и 51) показывает, что бобовины в этих породах относительно цемента обогащены Fe₂O₃ и содержат в меньших количествах SiO₂ и H₂O⁺. Это резко сказывается на их минеральном составе: бобовины в отличие от существенно гиббсит-каолинистого цемента сложены в основном гематитом, маггемитом и корундом.

Основные различия в химическом и минеральном составах валовых проб каменистых рыхлых и глинистых бокситов определяются главным образом соотношением SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ и TiO₂. Наибольшая закономерность отмечается в поведении кремнезема, содержание его убывает в ряду: бокситы глинистые — рыхлые — каменистые. Содержание глинозема меняется прямо противоположно кремнезему. Количество двуокиси титана варьирует в соответствии с изменениями содержания глинозема. Распределение железа меняется в широких пределах для каждого типа пород. Пороодообразующими минералами бокситов являются гиб-

Таблица 51

Химический (вес.%) и минеральный (%) состав цемента бокситов
Краснооктябрьского месторождения
(по Н. А. Лисицной и М. В. Пастуховой, 1963)

Компоненты	Каменные бокситы			Сухаристые (рыхлые) бокситы	Глинистые бокситы
SiO ₂	4,23	5,61	2,47	5,28	13,76
Al ₂ O ₃	51,44	47,65	44,38	45,89	44,95
TiO ₂	1,65	1,25	3,10	1,49	2,00
Fe ₂ O ₃	12,66	17,78	21,97	14,36	12,13
FeO	0,14	1,01	1,78	—	1,01
P ₂ O ₅	—	0,25	0,19	—	0,35
MnO	—	0,03	0,01	—	0,06
CaO	0,40	0,66	Нет	—	1,27
MgO	0,20	0,89	0,55	—	0,27
Na ₂ O	0,07	0,07	0,07	—	0,07
K ₂ O	0,02	0,07	0,03	—	0,08
H ₂ O ⁺	27,60	23,89	22,52	27,34	22,60
H ₂ O ⁻	1,61	1,29	1,81	1,86	1,24
CO ₂	0,16	0,15	1,10	—	0,32
Сорг.	0,19	0,12	0,22	—	0,30
Сумма	100,17	100,73	100,22	95,72	100,36
Свободный глинозем	47,84	42,94	42,28	40,90	33,25
Каолинит	9,09	12,04	2,91	11,35	28,22
Гиббсит	73,17	64,14	62,25	62,55	49,23
Корунд	Нет	1,02	Нет	Нет	1,26
Маггемит	} 2,44	17,77	20,87	3,88	Нет
Гематит					
Гидрогематит	9,88	Нет	1,16	13,02	13,47
Рутил	1,49	0,12	3,10	—	2,00
Ильменит	0,29	2,12	—	—	—
Сидерит	Нет	Нет	3,96	—	2,24
Шамозит					
Карбонаты	0,36	0,34	1,15	—	0,72
Кварц	Нет	0,08	Нет	—	0,22

бсит, каолинит, гематит, гидрогематит, в меньшей степени корунд, маггемит, ильменит, рутил и эпигенетические сидерит, шамозит, пирит (табл. 52, 53).

В бокситах Краснооктябрьского месторождения широко распространены наложенные эпигенетические процессы. Они шли в двух направлениях: с относительным обогащением бокситов глиноземом и наоборот — с разубоживанием — дебокситизацией породы. Оба процесса сопровождаются частичным или полным осветлением породы.

Процесс обогащения бокситов глиноземом осуществляется в результате инфильтрации и перераспределения последнего в виде эпигенетического гиббсита. Наложный характер такого гиббсита устанавливается в прозрачных шлифах по его взаимоотношению с замещаемой породой. Минерал в виде агрегатов различной степени окристаллизованности разъедает и замещает цемент породы, инкрустирует пустоты и трещины, корродирует и образует оторочки вокруг бобовин (фиг. 109, а, б). Часто в породе встречаются фарфоровидные желваковые стяжения чистого гиббсита, Указанный процесс Н. А. Лисицина и М. В. Пастухова (1963) относят к бокситизации осадочного материала в условиях карста.

Процессы дебокситизации наиболее интенсивно проявлены в участках выходов бокситовых залежей под покровные отложения, а также в местах перекрытия бокситов лигнитовыми глинами. В результате воздействия инфильтрованных растворов, богатых органикой, происходило

Таблица 52

Химический (вес. %) и минеральный (%) состав различных типов бокситов Краснооктябрьского месторождения
(по Н. А. Лисицной и М. В. Пастуховой, 1963)

Компоненты	Бокситы каменистые						Бокситы сухаристые (рыхлые)						Бокситы глинистые			
SiO ₂	5,21	1,38	1,98	3,69	3,98	2,13	2,78	9,38	12,78	11,60	6,72	6,45	17,34	11,46	19,08	9,50
TiO ₂	1,98	2,52	1,95	2,21	2,21	2,41	1,99	1,50	0,92	2,26	1,71	1,66	2,40	1,44	1,08	2,17
Al ₂ O ₃	48,01	48,89	51,15	47,05	45,16	48,35	47,17	43,49	44,90	41,54	44,98	41,05	28,57	39,97	41,83	51,62
Fe ₂ O ₃	18,91	20,24	20,97	14,24	21,78	17,16	19,58	21,01	17,73	20,29	19,11	17,91	34,68	22,42	18,00	8,37
FeO	0,85	0,60	0,90	4,38	1,00	1,33	4,56	2,00	1,65	0,45	1,89	7,51	Нет	3,51	0,50	0,12
P ₂ O ₅	—	0,39	0,13	1,03	0,78	0,33	0,08	0,07	—	0,81	0,07	1,09	—	0,16	0,16	0,67
MnO	0,04	0,01	0,02	0,05	0,04	0,02	0,05	0,03	0,02	0,02	0,03	0,10	1,40	0,06	0,05	0,03
CaO	1,10	0,83	0,66	0,96	0,46	1,06	0,78	0,39	0,26	1,09	0,39	0,73	1,14	0,74	0,30	0,16
MgO	0,73	0,37	0,36	0,35	0,26	0,03	0,12	0,08	0,13	0,31	0,08	0,20	0,46	0,24	0,14	Нет
Na ₂ O	0,02	0,11	0,04	0,12	0,12	0,12	0,20	0,15	Следы	0,10	0,31	0,16	0,22	0,31	Следы	0,04
K ₂ O	0,05	0,03	Нет	0,07	0,07	0,10	Нет	Нет	»	0,09	Нет	0,08	0,08	Нет	»	0,03
H ₂ O ⁺	21,64	23,19	20,11	21,49	22,34	24,84	27,56	24,10	21,13	20,19	25,99	21,25	10,39	22,20	18,53	24,84
H ₂ O ⁻	1,68	1,61	1,79	1,93	1,38	1,19	1,39	1,38	0,71	1,42	1,14	1,11	1,98	1,02	0,68	2,24
CO ₂	0,24	0,34	0,32	2,82	0,58	0,26	2,15	0,88	—	0,10	0,51	1,32	2,08	2,79	—	0,44
S	—	Нет	—	—	—	Нет	—	—	0,16	Нет	—	—	—	—	—	0,12
C _{орг.}	1,15	0,14	0,01	0,14	0,24	0,17	—	—	—	0,26	—	0,14	0,09	—	—	0,04
Сумма	100,61	100,65	100,34	100,53	100,40	99,85	100,19	100,20	100,39	100,53	99,39	100,76	100,23	100,02	100,54	100,33
Кварц	Нет	Нет	—	Нет	Нет	Нет	—	—	Нет	0,08	—	—	0,14	—	Нет	—
Свободный глинозем	43,58	—	—	43,91	—	46,53	44,78	35,52	—	31,68	—	35,36	13,83	30,22	25,61	43,54
Гиббсит	57,33	65,79	49,81	58,88	—	69,91	69,12	54,64	49,66	48,45	54,38	54,58	14,98	46,62	41,02	63,52
Каолинит	11,19	2,96	3,67	7,92	—	4,87	2,87	18,54	25,26	24,93	12,15	4,80	37,28	22,66	14,36	20,42
Корунд	5,65	4,69	18,58	5,41	—	0,82	—	—	1,87	—	4,01	1,06	4,03	—	—	2,00
Гидрогематит	—	—	23,24	—	—	—	21,74	22,63	—	16,27	—	—	—	27,46	22,05	—
Гематит	} 18,87	20,20	—	14,21	—	17,12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Маггемит																
Магнетит	—	—	0,20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ильменит	1,79	1,26	—	3,37	—	2,80	—	—	—	0,94	—	—	—	—	—	—
Рутил	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
														1,44	1,08	2,17



Ф и г. 109. Разъединение и замещение кристаллическим гиббситом цемента

а — рыхлого боксита, шлиф, увел. 30, без анализатора;
 б — каменистого боксита, шлиф, увел. 30, николи скрещены

осветление породы с образованием вторичных минералов — сидерита, кальцита, шамозита, каолинита и пирита. В породе резко возросло содержание CO_2 и SiO_2 . Процесс сопровождается изменением физико-механических свойств породы — она становится рыхлой, иногда сыпучей.

Т а б л и ц а 53

Минеральный состав (%) бокситов Краснооктябрьского месторождения
 (по Ф. Г. Пасовой и С. Л. Спирину)

Бокситы	Гиббсит	Каолинит	Минералы окислов Fe	Минералы титана	Сидерит
Каменистые	52,7—76,2	4,4—10,9	2,3—21,5	1,7—2,6	0,7—23,8
Рыхлые	41,0—56,6	16,3—33,2	10,5—21,0	1,5—1,9	3,8—10,5
Глинистые	36,8—52,0	20,7—30,5	8,4—17,1	1,4—1,7	3,7—9,6

Генезис бокситов

Бокситы Краснооктябрьского месторождения имеют водноосадочное происхождение. Источником бокситового материала являлась латеритная кора выветривания алюмосиликатных пород. Слагающие крылья Краснооктябрьской синклинали эти породы к моменту бокситообразования формировали поднятия. Пониженные участки рельефа приурочивались к распространению известняков. Пачка карбонатных пород служила дренажным горизонтом, в результате чего вдоль контактов алюмосиликатных и карбонатных пород создавались условия, благоприятные для растворения и выщелачивания известняков и формирования карстовых форм рельефа.

Переотложение материала из коры выветривания и заполнение карстовых воронок происходило путем механического переноса. Обломочные структуры бокситов и вмещающих пород, слабая окатанность обломков, отсутствие сортировки материала свидетельствуют о том, что он переносился скорее всего временными потоками, накапливался нередко, в виде делювия или свалов. Заполнение карстовых воронок, по-видимому, происходило постепенно, в процессе их формирования. Подтвер-

ждением цикличному наполнению карста служат: наличие двух разновозрастных горизонтов бокситоносных отложений, сложное строение рудных залежей, присутствие в вертикальном разрезе между пачками бокситов прослоев лигнитовых глин.

Минералогический состав сносимого материала был пестрый. В составе обломков преобладали каолинит, гиббсит, минералы окислов и гидроокислов железа.

Бокситовый осадок после заполнения впадин в известняках представлял собой рыхлую массу, легко проницаемую для поверхностных и грунтовых вод. Под действием их циркуляции в породах протекали процессы перераспределения вещества, которые приводили к локальным обогащениям пород глиноземом.

Месторождение инфильтрационного типа

Шенуровское месторождение афацального типа (Подмосковный бассейн)

Афацальные бокситовые месторождения известны в области южного крыла Московской синеклизы, где они связываются с полосой распространения нижнекаменноугольных угленосных отложений. Эти небольшие объекты представляют собой бокситопроявления, интересные тем, что им приписывается хемогенное образование. Растворимые соединения алюминия, образовавшиеся в результате выщелачивания алюминия серной кислотой из пород различного состава, попадая в условия нейтральной или слабощелочной среды поверхностных вод, гидрализуются. При этом происходит выпадение трудно растворимых гидратов окисей алюминия, которые могут обогащать осадки, формирующиеся в различных фацальных обстановках, и давать накопление бокситов.

Серная кислота, участвующая в этом процессе, образуется в результате окисления пирита, рассеянного в толще угленосных образований. Бокситопроявления, достоверно относящиеся к описываемому типу, известны пока лишь в пределах Подмосковного каменноугольного бассейна. Они относятся к нижнему карбону и приурочены к северной части Воронежской бокситоносной провинции. В других платформенных и в складчатых областях СССР они не установлены.

Находки бокситовых пород на территории Подмосковного бассейна относятся к концу прошлого столетия (1870 г.).

Систематическое изучение бокситосодержащих пород южного крыла Подмосковного бассейна было начато в 1936 г. А. К. Белоусовым. С 1938 по 1941 г. в ряде районов Тульской области проводились поисково-разведочные работы под руководством М. С. Сошниковой. Изучением подмосковных бокситов занимались впоследствии Л. В. Пустовалов, Б. В. Бальшина, К. Н. Трубина, Б. Н. Одокий и др.

В структурно-тектоническом отношении подмосковные бокситоносные отложения располагаются на южном и западном крыльях Московской синеклизы, ограниченной с юга Воронежской антеклизой, а с запада — Белорусским массивом.

В геологическом строении Подмосковного бокситоносного района принимают участие верхнедевонские, нижнекаменноугольные, мезозойские и четвертичные отложения.

Верхнедевонские отложения сменяются нижнекаменноугольными, в основании которых залегают малевско-мураевнинская и упинская толщи, получившие название лихвинской свиты.

На неровной и размытой поверхности упинских известняков зале-

гают мелкозернистые песчаники, каолиновые глины и угли, входящие в состав угленосной толщи. К самой нижней ее части приурочены залежи бокситовых пород. По своему строению осадочная толща отличается большой пестротой и быстрой изменчивостью пород (пески, глины).

Мощность угленосной толщи от 10 до 60 м. Она перекрывается породами тульского горизонта, представленными темными синеватыми плотными глинами с рассеянными кристаллами пирита, светлыми кварцевыми песками и темно-серыми известняками. Мощность отложений тульского горизонта 10—25 м.

На возвышенных местах водоразделов сохранились мезозойские (юрские и нижнемеловые), песчаные и глинистые отложения.

Бокситоносные породы в пределах южного крыла Подмосковского бассейна имеют довольно широкое распространение. Наиболее крупные скопления были обнаружены по р. Упа (Шенуровское месторождение). Здесь бокситовые породы с включениями охр, глин, песка лежат на склонах и в глубоких частях карстов упинского известняка. Бокситовые залежи этого месторождения имеют линзо- и гнездообразную форму и в виде узкой длинной полосы протягиваются параллельно правому берегу р. Упа. Мощность бокситосодержащих пород колеблется от 0,5 до 4—8 м. Выше они представляют собой светлоокрашенные, бесструктурные, рыхлые, землистые образования. В этой рыхлой массе рассеяны или обособлены (в виде гнезд, линз или пятен) глиноподобные, каменистые, восковидные, желтовато-кремовые, зеленовато-бурого или почти черного цвета аллофан и галлуазит. Скопления последнего имеют брекчиевидное строение. Среди плотных аллофанов и галлуазитов в пустотах встречаются белые, мелоподобные, почковидные образования, в составе которых преобладает алюмогидрокальцит.

Гиббсит встречается главным образом в виде порошокватой или зернистой массы и редко в форме прожилков, в которых он имеет столбчатоволокнистое строение. Гиббсит с галлуазитом и аллофаном находится в тесном сростании. В незначительном количестве в бокситосодержащих породах встречается кварц, гидрогетит, гидрогематит, циркон.

По микротрещинкам проявляется слабая вторичная кальцитизация.

По минеральному составу выделяют следующие разновидности бокситов и бокситовых пород: 1) галлуазит-гиббситовая, 2) аллофан-галлуазит-гиббситовая, 3) аллофан-гиббситовая, 4) галлуазит-каолинит-гиббситовая, 5) гиббсит-галлуазит-каолинитовая, 6) каолинит-гидрогетит-галлуазитовая.

Химический состав этих разновидностей показан в табл. 54. Обращает на себя внимание полное отсутствие в породах окиси титана.

Т а б л и ц а 54

Химический состав бокситов и бокситовых пород Шенуровского месторождения (по М. С. Сошниковой)

Бокситовая порода	Содержание, вес. %				
	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	H ₂ O	П. п. п.
Аллофан-галлуазитовая	42,81	31,27	0,36	18,59	—
Аллофан-гиббситовая	53,45	17,96	0,98	10,72	27,46
Гиббситовая	62,34	3,52	0,89	33,22	3,54
Гиббсит-аллофановая	57,22	12,30	1,50	6,74	29,00
Каолинитовая	35,30	35,15	1,20	11,40	15,79
Каолинит-аллофановая	41,82	38,39	4,01	8,58	15,94
Каолинит-гиббсит-аллофановая	39,81	21,23	5,34	18,58	21,44

По своему качеству глиноземные руды Шенуровского месторождения неоднородны. Высокосортные имеют ограниченное распространение. Большим развитием пользуются низкосортные высококремнистые бокситсодержащие породы, обогащенные охристо-глинистой массой с содержанием глинозема 30—35%. Эти породы могут быть использованы как высококачественное и дешевое сырье при крекинге сырой нефти, а также при обработке тяжелых остатков — возгонов нефти.

В настоящее время существует несколько точек зрения на генезис подмосковных бокситов и, в частности, на генезис Шенуровского месторождения.

В. В. Аршинов еще в 1916 г. считал, что бокситы образовались из сернокислого алюминия, выщелоченного из угленосных глин под влиянием серной кислоты, получившейся в результате окисления находящегося в них сернокислого колчедана. При этом карбонаты нижележащих известняков оказывали осаждающее действие на сернокислый алюминий. Сторонниками этого взгляда являются А. Е. Ферсман, М. С. Швецов, И. И. Тихонов.

Л. В. Пустовалов и Б. В. Бальшина в 1933 г. считали, что бокситы образовались в континентальный период. Основное значение они придавали серной кислоте, выделявшейся при окислении пирита. Под ее влиянием разлагались известняки, а находящийся в них нерастворенный остаток, обогащенный глиноземом, накапливался с образованием бокситов.

По мнению А. Д. Архангельского (1933), бокситы образовались за счет отложения геля глинозема из водных растворов в морских или озерно-болотных условиях. Основными источниками полуторных окислов являлись изверженные и метаморфические породы.

В. Н. Трубина (1958) большую роль при формировании бокситсодержащих пород Подмосковного бассейна отводит их химико-минеральному составу и условиям залегания. Первичным минералом в них был аллофан, за счет которого образовались галлуазит и гиббсит. Из этого следует, что генезис бокситсодержащих пород тесно связан с генезисом аллофана. По ее мнению, из вышележащих угленосных глин S_i^2 выщелачивались воды, содержащие растворенный глинозем, железо и кремнезем. При этом в случае застойных сернокислых грунтовых вод из них выпадали синтетические аллофановые глины, за счет которых в дальнейшем образовались галлуазит и гиббсит.

Все исследователи, несмотря на некоторые отличия во взглядах, исходят из представления о том, что бокситы Шенуровского и других родственных ему месторождений формировались за счет отложения глинозема из водных сульфатных растворов. Последние формировались в результате окисления пирита, содержащегося в толще вышележащих угленосных отложений или в составе метаморфических сланцев. Кислые сульфатные воды, содержащие растворенный глинозем, просачивались в толщу подстилающих образований. В этих последних отлагался глинозем, поступавший в растворенном состоянии в составе кислых сульфатных вод, причем формировались бокситы афацального типа, так как накопление их могло происходить в различных породах, первично отложившихся в разных фациальных условиях на земной поверхности.

Некоторые особенности бокситовых месторождений различных типов

В последнее время достаточно четко наметились основные условия, в которых происходило формирование бокситовых месторождений большинства рассмотренных типов. К числу общих, универсальных и как бы сквозных условий относится, например, благоприятный климат эпохи бокситообразования, который в равной степени необходим для накопления как латеритных, так и осадочных седиментационных или карстовых бокситов. Помимо этого все более выясняются другие, частные условия, при наличии которых происходит образование месторождений какого-либо конкретного типа. Так, сами названия типов — речной, озерный, овражный и другие указывают, в какой фашиальной обстановке в каждом конкретном случае шло отложение бокситов.

Но все еще остается очень много неясного относительно физико-химических процессов, протекающих в бокситообразующих фациях и обуславливающих возможность возникновения такого сложного минерального тела, каким является боксит. Уместно заметить, что этим объясняется существование в настоящее время нескольких различных теорий бокситообразования, из которых каждая имеет своих сторонников и противников.

В нашу задачу не входит выяснение генезиса бокситов, поскольку эти вопросы с той или иной степенью детальности освещены в предыдущих главах. В связи с этим остановимся в основном на особенностях и сравнительной характеристике бокситовых месторождений, сформировавшихся в различных обстановках на земной поверхности.

Выделенные типы бокситовых месторождений во многом сходны между собой, но в то же время по ряду признаков заметно отличаются друг от друга. Основные особенности их сведены в табл. 55, где отражены положение месторождений относительно основных структурных элементов земной коры, связь их с различными формациями осадочных образований, приуроченность к элементам палеорельефа, форма тел и структурно-текстурные особенности бокситов. При анализе всего этого и другого материала выявились особенности, присущие бокситам и их месторождениям и имеющие в своей главной части общегеологический характер.

Полигенная бокситовых месторождений. В ходе работ по составлению генетической классификации и описанию типов бокситовых месторождений весьма отчетливо выявилась одна важная особенность этих последних. Оказалось, что для бокситовых месторождений почти всех наиболее изученных типов характерна своеобразная полигенная, заключающаяся в том, что почти на любом бокситовом месторождении наряду с залежами одного какого-либо генетического типа, образованными в специфической физико-географической обстановке, имеются также более или менее крупные тела бокситовых руд, сформировавшихся в других усло-

виях. Несмотря на весьма широкое распространение явлений полигенности, к собственно полигенным месторождениям нами относятся только те, у которых запасы руды распределяются более или менее равномерно между залежами, имеющими различное происхождение.

В качестве примера месторождений, включающих залежи различного генетического типа, но тем не менее не относимых к числу полигенных, можно сослаться на Яковлевское, Висловское и другие месторождения, известные в пределах Воронежской антеклизы. Здесь наряду с основными залежами латеритных бокситов стадийного формирования имеются второстепенные рудные тела седиментационного происхождения. Среди последних известны небольшие тела бокситов, главным образом озерного и делювиального типов, которые ни в коей мере не определяют промышленной ценности месторождений.

Подобное положение имеет место и в случае седиментационных и карстовых месторождений практически всех типов. Так, в частности, на месторождениях озерного происхождения отдельные залежи могут заходить в долины палеорек, впадавших в древнее озеро. На месторождениях речного типа бывают мелкие тела, сформированные в результате делювиального процесса на бортах древней долины, и т. д.

Такие соотношения между рудными залежами различных типов не дают основания для отнесения упомянутых месторождений к числу полигенных. Полигенность в ряде случаев проявляется настолько резко, что бывает трудно установить, к какой группе правильнее относится данное месторождение, например к группе осадочных или остаточных месторождений. Точно такие же соотношения наблюдаются в подгруппах седиментационных и карстовых, а также среди классов седиментационных месторождений.

В связи с этим возникла необходимость выделения особой разновидности бокситовых месторождений, которую предлагается назвать полигенной. Полигенность проявляется на разных уровнях приводимой схемы генетической классификации (см. табл. 3). В частности, устанавливаются группа полигенных латеритно-осадочных месторождений, а также типы полигенных седиментационных и седиментационно-карстовых месторождений.

Полигенность особенно четко проявляется на таких объектах, как известное Аркалыкское месторождение, где запасы бокситов распределяются между залежами карстового, аллювиального и делювиального типов. На многих других объектах, в частности, на Кайракском месторождении (Средняя Азия), и некоторых бокситопоявлениях, таких, как Актогайское и Кредиковское (Мугоджары), установлены тела бокситов различного происхождения, причем нет основания для отнесения всего объекта, взятого в целом, к какому-либо одному типу.

Все вышесказанное позволяет рассматривать полигенность как одну из характерных особенностей, типичных для бокситовых месторождений, которая отличает их от гипергенных месторождений некоторых других полезных ископаемых, например марганцевых и железных руд.

Сама по себе полигенность имеет важное значение для понимания условий образования бокситовых месторождений. В частности, она показывает, что в пределах локальных участков древнего ландшафта, соизмеримых с площадью среднего по масштабу бокситового месторождения, одновременно существовали различные фациальные условия среды рудообразования. Как следствие этого на ограниченных территориях рядом друг с другом возникали рудные залежи, относящиеся к различным генетическим типам.

Подобное соотношение между рудными телами, образовавшимися в разных условиях, часто оказывается малоблагоприятным для формирования крупных залежей бокситовых руд, поскольку происходит рассредоточение запасов бокситов между телами руд различных типов. Наиболее

неблагоприятным является то, что вместо одной крупной залежи бокситов, однородных по химическому составу и обладающих сходными типами структур и текстур, на месторождении образуется несколько тел с относительно небольшими запасами руд различного качества и с отличными условиями залегания, технологическими и другими качествами.

Полигению необходимо постоянно иметь в виду при прогнозе, поисках и разведке бокситовых месторождений. Представление о ней дает основание учитывать возможность, а в некоторых случаях и вероятность обнаружения на одном объекте рудных залежей двух и большего числа типов, отличающихся различной морфологией, условиями локализации, характером связи с элементами палеорельефа и многими другими особенностями.

Приуроченность типов бокситовых месторождений к основным структурно-тектоническим элементам земной коры проявляется весьма четко. Большинство бокситовых месторождений СССР отчетливо тяготеет к платформам и только два типа связаны со складчатыми областями, развивавшимися на месте геосинклиналей. Примечательно при этом, что ни один из ранее выделенных пятнадцати типов не пользуется распространением как в складчатых областях, так и на платформах. Особенности размещения наиболее четко проявлены в случае месторождений приморского типа, которые обычно описываются зарубежными авторами как месторождения средиземноморского типа. Они представляют собой геосинклинальные образования, известные в настоящее время только в пределах складчатых областей и до сих пор еще нигде не были установлены на платформах. Месторождения и бокситопоявления приморского типа распространены на Урале, в пределах Североуральского и Южноуральского бокситорудных районов, в Тянь-Шане — месторождения и проявления Сохской группы в южном обрамлении Ферганы, в Салаире — месторождения и проявления Бердско-Майской группы. Кроме того, известны мало изученные месторождения и проявления бокситов, условно относимые к этому же типу в Восточном Саяне, на р. Боксон, на Памире и на территории Армянской ССР и прилегающей части Нахичеванской АССР. Все они расположены в складчатых областях и не заходят на платформы. К древней геосинклинальной области приурочены проявления своеобразных диаспор-хлоритовых (диаспор-стриговитовых пород, содержащих значительное количество свободного глинозема и относимых к прибрежно-морскому типу. Они пользуются распространением только в складчатой структуре Южного Урала, в Южноуральском бокситовом бассейне и не известны за его пределами, а также ни в других складчатых, ни в платформенных областях.

В отличие от упомянутых бокситы другого крайнего типа — ископаемые латеритные бокситовые месторождения стадийного формирования — распространены в СССР исключительно в пределах платформенных областей. Особенности их размещения на платформах в нашей стране подробно рассмотрены в отдельной статье (Сапожников, 1973). Эти месторождения закономерно приурочены к крупным положительным структурно-тектоническим элементам платформ, в первую очередь к щитам¹ и антеклизам. Они встречаются также на куполовидных и других антиклинальных складках, являющихся структурами более высокого порядка. В областях погружения щитов и антиклинальных структур и в соседних синеклизах тоже, возможно, шло формирование латеритных бокситов, но здесь были менее благоприятные условия для латеритообразования. В этих местах породы, развитые в основном среди комплексов, слагающих фундамент платформы, быстрее перекрываются осадками чехла и гораздо более короткое время подвергаются процессам выветривания. Кроме того, лате-

¹ Бокситовые месторождения развиты на сводовых частях щитов и на пологих их склонах.

Условия локализации и некоторые особенности типов бокситовых месторождений СССР

Генетические типы месторождений	Благоприятные элементы		Связь с корой выветривания	Положение в составе или на породах формации	Форма рудных тел	Структуры бокситов
	тектонической структуры	палеорельефа				
Латеритный стадийного формирования	Щиты, антеклизы и куполы на платформах; поднятые блоки в ОЗС *	Невысокие плато и поверхности выравнивания, вершины небольших возвышенностей	В верхней зоне коры выветривания	В составе формации коры выветривания	Плащеобразная (линейная)	Реликтовые материнских пород
Полигенный латеритно-осадочный						
Склоновый	Области погружения щитов, крылья антеклиз на платформах; периферические части поднятых блоков в ОЗС.	Пологие склоны возвышенностей и борты долин	Близ области распространения коры выветривания	В области стыка формации коры выветривания и формации КВТО **	Плащеобразная	Конгломератовидная, обломочная, мелкообломочная
Овражный		Верховья овражных долин				
Речной		Дно речных долин	Может быть доказана	Лентообразная, прерывистая лентообразная		
Озерный		Озерные котловины				В составе формации КВТО
Застойных водоемов	Крылья антеклиз и синеклиз, депрессии в ОЗС	Зарастающие озера, болота, старицы				
Прибрежно-морской	Известны из пределов:		Не установлена	Среди отложений карбонатной формации	Пластообразная (линзообразная)	Пизолитовая, пизолитово-обломочная, оолитовая
	миогеосинклинали	прибрежной части морских палеобассейнов				

Полифациальный седиментационный	Различные:		Находится в зависимости от сочетания фаций	Преимущественно в формации КВТО	Различные:	
	тектонические структуры платформ и ОЗС	элементы рельефа			формы	структуры
Приморский карстовый	Приурочены к:		Не установлена	Среди отложений карбонатной формации	Пластовые залежи	Мелкообломочная, пелитовая
	эвгеосинклиналим и миогеосинклиналим	приморским карстовым полям и коралловым атолам				
Неглубокого карста	Своды и крылья области погружения щитов, крылья антеклиз и синеклиз; периферические части поднятых блоков в ОЗС	Неглубокие карстовые депрессии	Может быть доказана	На поверхности выщелачивания пород карбонатной формации	Линзовидная, изометричная	Бобовая, бобовообломочная, брекчиевидная
Глубокого карста		Глубокие карстовые депрессии и поля				
Полигенный делювиально- (или др. фаций)—карстовый	Различные структурные элементы платформ и ОЗС	Сочетание эрозивных и карстовых форм		На стыке пород терригенной и карбонатной формаций	Различные: формы	структуры
Инфильтрационный (афациальный)	Приурочены к крылу синеклиз	Не установлены	Линзы и гнезда. Отсутствует	На контакте угленосной и карбонатной формаций	Выклинивающиеся пластообразные тела	Конкреционная

* ОЗС—области завершённой складчатости.

** КВТО—континентальные водно-терригенные отложения (...). В скобках особенности месторождений, встречающиеся реже.

ритные бокситы если и были сформированы в синеклизах, то перекрыты здесь настолько мощной толщей осадков, что недоступны для практического использования.

Помимо платформ, латеритные месторождения стадийного формирования известны в областях завершенной складчатости (Южный Урал, Мугоджары), где они сформировались на размытой поверхности древних дислоцированных пород.

В тесной связи с корами выветривания и залежами латеритных бокситов, описанных выше, находятся месторождения склонового, овражного, речного, озерного и некоторых других типов. Все они возникают в континентальных условиях за счет размыва и переотложения пород, слагающих кору выветривания или латериты, и формируются обычно неподалеку от них. Области распространения бокситовых месторождений перечисленных типов также приурочены к краевой зоне щитов, антеклиз и других положительных структур на платформах. Они равным образом заходят в прилежащие части синеклиз, но располагаются здесь не на породах фундамента, а лежат среди пород осадочного чехла, стратиграфически и орографически выше складчатого основания платформы. Повсюду здесь, так же как и в областях завершенной складчатости, где они пользуются широким распространением, эти месторождения отчетливо связываются с соответствующими тектоническими структурами и вознившими на их месте элементами древнего рельефа. Особо следует упомянуть о структурно-тектонической приуроченности месторождений осадочного полигенного типа, в качестве представителя которых выбрано небольшое, но хорошо изученное Кайракское месторождение. Оно локализовано в пределах юго-западного окончания Гиссарского хребта, представляющего собой часть палеозойской платформы, которая претерпела активизацию в послепалеогеновое время. Такую структурно-тектоническую приуроченность этого объекта нельзя рассматривать как характерную для месторождений полигенного осадочного типа, которые могут связываться с платформенными областями вообще, а не только с активизированными платформами. На платформах, не переживших активизации, осадочные полигенные месторождения приурочены обычно к краевым частям и погружениям антиклинальных структур, так как в состав этого типа входят в разных сочетаниях месторождения склонового, речного, озерного происхождения, которые, как уже было указано, занимают такую позицию.

Карстовые месторождения моноциклического и полициклического типов приурочены к площадям развития карбонатных пород близ районов распространения коры выветривания на платформах, а также в областях завершенной складчатости. Зачастую устанавливаются такие соотношения, когда в одном и том же районе на силикатных породах развивается кора выветривания, а рядом, на карбонатных породах, идет карстообразование. Таким образом, карстовые месторождения располагаются в основном поблизости от областей распространения коры выветривания. Следовательно, они в своем размещении на платформах контролируются закономерностями, которые близки к условиям, характерным для месторождений речного, озерного и других типов.

Помимо платформ, весьма благоприятным для формирования коры выветривания являются области завершенной складчатости, в пределах которых земная кора консолидировалась и приобрела значительную мощность. Геотектоническая стабилизация региона весьма благоприятна для развития процесса глубокого химического разложения материнских пород. Слабое и неповсеместное развитие осадочного чехла, перекрывающего снивелированные складчатые структуры, также способствует тому, что именно здесь, равно как и на платформах, происходит формирование хорошо проработанных кор выветривания и латеритных образований. Стабильный геотектонический режим приводит к тому, что в складчатых областях, так же как и на платформах, создаются условия, обеспечивающие

хорошую сохранность ранее сформированным бокситовым месторождениям.

Геосинклинальные области относительно мало благоприятны для развития кор выветривания и латеритных покровов. Это обусловлено прежде всего тем, что на геосинклинальном этапе развития земной коры господствуют условия островного моря и, как правило, нет крупных континентальных массивов. Кора выветривания может развиваться только на островах, возникших, главным образом, в пределах частных геоантиклиналей, устойчивых глыб или срединных массивов, территория которых не идет в сравнение с площадью континентов, располагающихся на платформах. Тем не менее на упомянутых островах в периоды относительного тектонического покоя в благоприятных климатических условиях постоянно может происходить формирование коры выветривания и латеритных бокситов, которые в случае достаточно длительного периода покоя будут сохраняться и могут перейти в ископаемое состояние. Наличие таких кор выветривания относительно молодого возраста известно на островах Борнео, Бинтан и других в пределах Малайского архипелага, который рассматривается большинством исследователей как современная геосинклиналь. Коры выветривания латеритного типа на ультраосновных породах широко известны в пределах геосинклинали Карибского бассейна на о. Куба.

В геосинклиналях с их активным тектоническим режимом латеритный покров и кора выветривания легче и быстрее подвергаются размыву, чем на платформах. Продукты размыва элювиальных бокситов и коры выветривания захороняются в толще осадков, которые в геосинклинальных областях формируются весьма быстро и достигают огромной мощности. В этой толще отложений рассредоточивается и как бы рассеивается бокситовый материал, поступающий из областей размыва, вследствие чего не происходит формирования и осадочных бокситов, возникающих обычно за счет переотложения продуктов размыва латеритных кор выветривания и остаточных бокситов на платформах.

Несмотря на ряд неблагоприятных особенностей режима геосинклиналией, в их пределах в особой обстановке происходит образование специфических бокситовых месторождений, которые формируются на приподнятых участках морского дна, сложенного рифогенными карбонатными породами. В последних происходит интенсивное карстообразование, вследствие чего обнажившийся участок дна приобретает своеобразный рельеф, больше всего напоминающий рельеф современных карровых полей. На поверхности, невысоко приподнятой в прибрежной зоне над уровнем моря, донные отложения быстро литифицируются, и затем развивается карст с образованием многочисленных углублений, западинок, борозд, разобщенных невысокими гребнями, валиками и перемычками, которые обладают острыми иззубренными вершинками. На этих карровых полях в непосредственной близости от берега моря накапливается различный силикатный материал. Поскольку бокситообразование происходит в геосинклинальных областях, в составе последнего преобладающая роль принадлежит вулканическому пеплу и другой пирокластике, приносимой со стороны соседних действующих вулканов. Наряду с этим содержится значительная примесь пылеватых частиц эолового происхождения, заносимых с суши, и нерастворимый материал, оставшийся от выщелачивания карбонатных образований. Все это вместе взятое дает тот исходный материал, за счет глубокого химического разложения которого формируются бокситы. Бокситизации на поверхности карровых полей способствуют активный промывной режим, обусловленный благоприятными условиями дренажа поверхностных вод, наличие легко разлагающихся пирокластических образований в составе исходных образований, щелочная среда поверхностных вод, отсутствие терригенного кварцевого и другого трудно разлагающегося в разубоживающего бокситовую руду материала.

В таких условиях формировались бокситовые месторождения на приморских карровых полях или, сокращенно, месторождения приморского типа, которые, как уже упоминалось в первой главе, широко развиты в геосинклинальных областях (палеозойский Урал, Динариды, Эллиниды и другие). Одновременно с последними, но в областях мелководья в непосредственной близости от берега происходило формирование железисто-глиноземистых осадков, преобразованных в дальнейшем в диаспор-хлоритовые образования, которые развиты на месторождениях прибрежно-морского типа.

Области, переживающие орогенный этап своего развития, неблагоприятны для образования бокситов в основном из-за того, что в условиях горного рельефа механическое разрушение пород идет настолько интенсивно, что химическое выветривание не может привести к более или менее значительному разложению материнских пород.

Структурно-текстурные особенности бокситов месторождений различного типа весьма многообразны, причем их изучение и сопоставление между собой представляет весьма значительный интерес. Для бокситов группы остаточных месторождений типичны реликтовые разновидности структур и текстур, более или менее полно сохранившиеся, несмотря на глубокое разложение вещества материнских пород, и унаследованные от исходных образований. Это в равной мере относится и к остаточным бокситам; слагающим рудные тела на полигенных латеритно-осадочных месторождениях. Так, в частности, в остаточных бокситах Актогайского, Кредиковского и некоторых других месторождений в Мугуджарах хорошо сохранилась структура габбро — первичной породы, за счет которой образовались эти руды. Подобным же образом в остаточных бокситах Курской магнитной аномалии легко можно восстановить сланцеватую и другие текстуры пород нижнего протерозоя.

Типично бобовые, а также бобово-обломочные текстуры свойственны бокситам, образовавшимся на месторождениях карстового моноциклического и карстового полициклического типов. Характерной особенностью бобовин является наличие плотного ядра, окрашенного в черный цвет, сложенного магнитным корундсодержащим веществом. Магнитность в случае бокситов Аркалыкского месторождения обусловлена наличием маггемита. В ходе переотложения бокситового материала в пределах карстовой депрессии многие бобовины раскалываются, и при наличии других фрагментов возникает своеобразная бобово-обломочная структура бокситов.

На месторождениях осадочной седиментационной подгруппы, таких, как Тихвинское, Североонежское и другие, бобовые и бобово-обломочные структуры в своем типичном развитии не возникают. Тем не менее, если рудные тела сформировались в результате переотложения материала карстовых бобовых бокситов, то в этих вновь сформированных, по условиям образования седиментационных руд более или менее отчетливо проявляется бобовая или чаще встречающаяся в них бобово-обломочная структура. Особенно характерны эти последние для карстовых месторождений. В своем типичном развитии они свойственны бокситам Тургайской провинции и проявляются здесь в рудах месторождений как моноциклического (Северо-Уркашское, Кызылджарское, Камышное и другие), так и полициклического (Краснооктябрьское, Белинское и другие) типов. Кроме того, эти структурные особенности свойственны карстовым бокситам Енисейского края, Салаира и других районов. На полигенном аквально-карстовом Аркалыкском месторождении широко распространены бокситы, обладающие бобовой и бобово-обломочной структурой, причем они известны здесь из залежей как карстовых, так и седиментационных бокситов.

В бокситах, развитых на карстовых месторождениях приморского типа, установление структурных особенностей в ряде случаев крайне затруд-

нено. Так, в частности, особенности структуры красных марких, яшмовидных и некоторых других бокситов Североуральского рудного района выделяются только после обесцвечивания. В них наблюдается мелкообломочная структура и слоистая текстура, выраженные более или менее отчетливо (Бушинский, 1971). В отличие от этого диаспор-хлоритовые образования прибрежно-морского типа, развитые на Южном Урале, характеризуются четко выраженной пизолитовой структурой, причем в каждом пизолите намечается по нескольку хорошо очерченных центров. Следует особо подчеркнуть, что для бокситов складчатых областей, относимых к приморскому (месторождения СУБРа и ЮУБРа) и прибрежно-морскому (диаспор-хлоритовые породы Сергеевского и других месторождений) типам, совершенно не характерны бобовая и бобово-обломочная структуры.

Бокситы месторождений седиментационной подгруппы в том случае, если они образовались не за счет переотложения руд карстового происхождения, обладают обычно мало характерными структурными особенностями. Среди них встречаются бокситы с неупорядоченной, а также с пелитовой, мелкообломочной и зернистой структурами. Текстура их, как правило, массивная, реже со слабо намечающейся слоистостью; встречаются пористые разности бокситов.

Особенности размещения бокситовых месторождений разных типов на территории СССР. Неравномерность распространения бокситовых месторождений в пределах нашей страны достаточно хорошо известна, и на описание ее нет необходимости останавливаться. Что касается месторождений отдельных типов, то неравномерность размещения их носит специфический характер, проявляется еще более отчетливо и заслуживает подробного рассмотрения.

В пределах СССР наиболее широко развиты и месторождения, и проявления седиментационно-карстовой подгруппы, которые известны в пределах всех бокситорудных провинций (Сапожников, 1971в, г).

На фоне этого широкого и, казалось бы, универсального распространения бокситов седиментационно-карстовой подгруппы, взятой в целом, особенно четко проявляется неравномерность размещения отдельных типов месторождений, входящих в состав подгруппы. В частности, карстовые месторождения приморского типа на территории СССР нигде к западу от Урала до сих пор не были встречены. Наряду с этим они распространены на Северном и Южном Урале (Уральская провинция), а отдельные месторождения и, главным образом, проявления их известны в Салаиро-Кузнецкой и Среднеазиатской провинциях, на Памире и в Закавказье. Недавно были открыты новые проявления бокситов, условно относимые к этому типу.

Неравномерность размещения карстовых месторождений приморского типа, приуроченных к геосинклинальным областям, обусловлена в первую очередь особенностями распространения формации геосинклинальных карбонатных отложений. На юге нашей страны, в Карпатах, Крыму и на Кавказе развиты в основном формации терригенных и других осадочных образований, а известняки и доломиты играют сугубо второстепенную роль в разрезах как палеозойских, так и мезокайнозойских отложений. Подобная же картина наблюдается в пределах складчатых сооружений Средней Азии. В этом заключается существенное отличие от стран Центральной и Южной Европы, где во Франции, Венгрии, Югославии и Греции развиты мощные комплексы карбонатных отложений — известняков и доломитов. Наличие последних явилось одним из важнейших условий, определивших возможность формирования бокситов.

В пределах Алтае-Саянской области и складчатых сооружений Прибайкалья карбонатные формации пользуются относительно широким распространением, однако там они относятся к древним этапам развития земной коры, когда, по-видимому, редко возникали сочетания благоприят-

ных условий, необходимые для формирования бокситов. В частности, Боксонское месторождение Восточного Саяна во многом похоже на месторождения Северного Урала — такое же положение в тектонической структуре, аналогичная приуроченность к мощной толще карбонатных отложений, связь с небольшим перерывом в осадконакоплении. Однако ряд других условий, в первую, вероятно, очередь климатические, были неблагоприятными. В результате Боксонское месторождение содержит незначительное количество свободного глинозема в породах, отвечающих по составу аллитам и внешне мало сходных с бокситами. Только отдельные прослой в толще этих образований соответствуют по составу бокситам.

Несколько более благоприятные условия для бокситообразования были в девоне в пределах Салаиро-Кузнецкой провинции, откуда известны бокситы Бердско-Майской группы месторождений, а также Обуховское месторождение метаморфизованных бокситов. Все они по условиям образования относятся к приморскому типу, и лишь впоследствии руды их частично подверглись более или менее значительному воздействию вторичных процессов метаморфизма, местами изменивших характер бокситов. Можно полагать также, что ранее здесь были более крупные накопления бокситов, в дальнейшем частично уничтоженные пострудным размытием.

В раннем карбоне Среднеазиатской провинции на месте современного Туркестанского хребта также господствовали условия, благоприятные для образования бокситов приморского типа, которые известны в настоящее время на месторождениях и проявлениях Сохской и других групп в южном обрамлении Ферганской депрессии. Несомненно, что бокситы первоначально были более широко распространены, и только размыв, последовавший за рудообразованием, значительно сократил область их распространения. В результате здесь до сих пор еще не обнаружены крупные месторождения.

Распространение карстовых бокситовых месторождений моно- и полициклического типов также контролируется толщами карбонатных пород, входящими в состав ложа бокситоносных образований. Карстовые депрессии, в которых происходит накопление карстовых бокситов континентальных областей, формируются на карбонатных отложениях в эпохи развития коры выветривания на силикатных породах. Основные месторождения моно- и полициклического типов располагаются в пределах Тургайской, Ангаро-Енисейской и Салаиро-Кузнецкой провинций. Особенно широко они распространены в Верхне-Тобольском районе первой из них, где известно более двадцати бокситовых месторождений и проявлений, из которых большинство является карстовыми. Сюда относятся, в частности, Краснооктябрьское, Белинское, Первое и Второе Аятское, Ново-Ильиновское, три Козыревских и ряд других месторождений. Все они связаны с областью распространения пород валериановской свиты нижнего карбона, в состав которой, наряду с эффузивными образованиями, входят мощные пачки карстующихся известняков. В Ангаро-Енисейской провинции среди пород ложа бокситоносной формации развиты карбонатные отложения докембрийского возраста. К карстовым депрессиям на них приурочены залежи бокситов Татарской группы месторождений, а также Ивановское, Пороженское и другие месторождения и бокситопроявления.

В пределах обеих провинций распространены месторождения как моноциклического, так и полициклического типов, которые приурочены к тектоническим блокам, претерпевшим движения различного знака. Одни блоки испытали поднятие, другие оставались в стабильном положении, но оказались в области, где произошло общее опускание базиса эрозии. В результате и в одном, и в другом случаях могло произойти формирование месторождений моноциклического типа. При двух или не-

скольких последовательных поднятиях блоков или, соответственно, опусканиях базиса эрозии формировались полициклические месторождения.

Важно подчеркнуть, что карстовые полициклические месторождения не встречаются в пределах бокситорудных провинций Русской платформы. Причина этого явления кроется в особенностях геологического развития ее в мезозое и кайнозое. Если обратиться к расшифровке некоторых особенностей геологической истории Русской платформы за этот длительный период, то в самом общем виде можно сказать, что области развития коры выветривания были приурочены к щитам и антеклизам, тогда как огромные синеклизы систематически покрывались морем или представляли собой пониженные части материка, в пределах которых шло интенсивное накопление континентальных отложений. Само собой разумеется, что в таких условиях в пределах синеклиз не могло идти выветривание, достаточно интенсивное для глубокого разложения материнских пород и формирования хорошо развитых кор выветривания. Кроме того, в периоды, отвечающие континентальным перерывам, в пределах синеклиз обнажались на поверхности в основном осадочные породы, которые не относятся к числу благоприятных образований для коры выветривания. Поверхность суши в это время не поднималась над уровнем моря настолько, чтобы обеспечить разницу высот, достаточную для образования глубоких карстовых депрессий. Тем более не было условий для переуглубления карстовых депрессий, для чего необходимы неоднократные поднятия суши или повторные опускания базиса эрозии.

В то же время на территории щитов и антеклиз тектонические и палеогеоморфологические условия были вполне благоприятны для развития карста, однако среди архейских и протерозойских образований Балтийского и Украинского щитов, равно как и в комплексе протерозойских образований Воронежской антеклизы, неизвестны мощные толщи карбонатных пород, необходимые для развития карстовых депрессий. Несколько иначе обстоит дело в Тиманской провинции, где известны карбонатные образования в древних комплексах и местами в толще девонских отложений. Здесь были благоприятные условия для развития карста, особенно в средне-верхнедевонскую и раннекаменноугольную эпохи.

Огромные территории молодой эпигердинской Урало-Сибирской платформы представляли собой в мезозое и кайнозое устойчивые области прогиба и были залиты морем. Прилегающие участки Уральской складчатой области, Тургайского прогиба и Казахской складчатой страны были благоприятны для формирования карстовых месторождений, которые здесь хорошо известны. Что касается Сибирской платформы, то сочетание благоприятных условий для формирования карстовых месторождений было в основном в пределах Ангаро-Енисейской провинции. В самом деле, Енисейский кряж представлял собой в мезокайнозое область поднятия, где шло интенсивное выветривание на силикатных породах и формирование карста на карбонатных. Последние широко известны в составе джурской и других свит протерозойского возраста. Сходная обстановка существовала и на Чадобецком поднятии, где по его периферии в кольце, сложенном карбонатными породами нижнего кембрия, развито карстообразование. Другие части Сибирской платформы имели неблагоприятный режим движений или же отличались неблагоприятными особенностями геоморфологии, а также отсутствием карбонатных осадочных образований.

Что касается группы остаточных месторождений, то выше уже упоминались области, благоприятные для их развития. Подробнее этот вопрос рассматривался в статье, посвященной размещению латеритных месторождений на территории СССР (Сапожников, 1973). Основные выводы, касающиеся указанного вопроса, сводятся к следующему.

В пределах северо-западной и южной провинций на Русской платформе, соответственно на Балтийском и Украинских щитах, на различ-

ных этапах их существования имели место условия, благоприятные для формирования латеритных кор выветривания. Латеритный покров несомненно существовал на территории Балтийского щита, однако он почти полностью уничтожен ледниковой экзаркацией и только отдельные останцы латеритной коры выветривания в районе Ветреного пояса свидетельствуют о былом его распространении. На Украинском щите также существовало латеритное выветривание. На это указывают многочисленные проявления латеритных кор выветривания и бокситов, а также Высокотпольское месторождение остаточных бокситов в южной части щита. Латеритные бокситы развиты на нем в основном на амфиболитах докембрия, пользующихся ограниченным распространением. Более поздний размыв привел к сокращению числа и без того немногочисленных латеритных месторождений и проявлений.

На территории Воронежской антеклизы формирование латеритных кор выветривания происходило в широких масштабах. Устанавливаются два возрастных интервала их образования — дофранский и довизейский, однако широкое распространение латеритная кора выветривания получила только в предвизейское время, когда были сформированы крупные залежи латеритных бокситов Курской магнитной аномалии в Белгородском районе. Последующее перекрытие латеритных образований отложениями визейского возраста обусловило их захоронение и консервацию.

Приведенный краткий обзор свидетельствует о том, что латеритные бокситовые месторождения стадийного формирования наиболее распространены лишь в южной части Воронежской провинции, но встречаются и в других провинциях на Русской платформе.

В отличие от этого, на огромной территории, лежащей восточнее, латеритные бокситопроявления известны только в двух местах: 1) на древней мезозойской поверхности выравнивания в южной части Уральской провинции, в Мугоджарах и в Орском Зауралье; 2) в Ангаро-Енисейской провинции в районе Чадобецкого поднятия. Помимо этого развалы глыб латеритов наблюдались на склонах возвышенности Широкие Палканы к северо-востоку от Енисейского кряжа. В Среднеазиатской провинции мелкие блоки измененных латеритных образований указываются из коры выветривания на Кайракском месторождении.

Полигенные латеритно-осадочные месторождения пользуются ограниченным распространением в СССР. Представители их известны из южной части Уральской провинции, где на территории, включающей Мугоджары и прилегающие части Орского района, распространены небольшие месторождения Актогайское, Кредиковское и отдельные бокситопроявления. Весьма вероятной представляется возможность обнаружения их в Северо-Западной провинции, в районе, примыкающем к восточной части Балтийского щита, а также в отдельных частях Воронежской провинции, по периферии района месторождений КМА, и в пределах Тиманской провинции.

Бокситовые месторождения седиментационной подгруппы, включающие месторождения и проявления склонового, овражного, речного, озерного типов, развиты в районах распространения терригенных силикатных пород в непосредственной близости от площади развития коры выветривания. Эти месторождения сосредоточены, главным образом, в пределах Русской платформы и на Урале, где приурочены к молодым отложениям, перекрывающим породы древнего складчатого комплекса. На Русской платформе к числу их относятся известные Тихвинское, Североонежское, Смелянское и некоторые другие месторождения и бокситопроявления. Они широко развиты в Салаиро-Кузнецкой провинции и в отдельных районах Среднеазиатской провинции. Месторождения этой генетической подгруппы приурочены к соответствующим пониженным участкам на поверхности палеорельефа.

Литература

- Абрамов В. П. Тиман — новый бокситопосный район. — Разведка и охрана недр, № 6, 1970.
- Абрамов В. П., Лебедев В. А., Смирнов В. Г. Бокситы латеритного типа на Среднем Тимане. — Разведка и охрана недр, № 9, 1972.
- Алексеева З. И. Тектурные разновидности остаточных бокситов Висловского месторождения. — Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1971 г. Изд. ИГЕМ АН СССР, 1972.
- Андронов С. М. Некоторые представители семейства Pentameridae из девонских отложений окрестностей города Североуральска. — В кн.: Труды ГИН АН СССР, вып. 55. Изд-во АН СССР, 1961.
- Андронов С. М. Девонские бокситовые горизонты восточного склона Урала и их стратиграфическое положение. — «Советская геология», № 2, 1965.
- Аншелес О. М. Микроскопическое исследование глин, песков и бокситов Череповецкой губернии. — Изв. геол. комитета, т. 16. Л., 1927.
- Архангельский А. Д. К вопросу об условиях образования бокситов в СССР. — Бюлл. МОИП (отд. геологии), 11 (4). Л., 1933.
- Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис. В кн.: Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1937.
- Архипов И. В., Муратов М. В., Постельников Е. С. Основные черты строения и истории развития Альпийской геосинклинальной области. — В кн.: Гималайский и Альпийский орогенез. «Недра», 1964.
- Басс Ю. Б. Новые данные о геологическом строении и условиях образования месторождений бокситов юга УССР. — В кн.: Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах. ч. 2. Киев, 1960.
- Балагурова Е. С., Кочнев Е. А., Троицкий В. И. Фациально-палеогеографическая характеристика бокситов Южного Узбекистана. — В кн.: Сб. научных трудов Главгеологии УзССР. Ташкент, «Наука», 1964.
- Баратов Р. В. К вопросу о возрастном расчленении интрузивов южного склона Гиссарского хребта. — Докл. АН СССР, 107, № 1, 1956.
- Бархатов В. П. Тектоника Памира. Изд. ЛГУ, 1963.
- Бархатов В. П. Тектоническое районирование, основные этапы развития альпийского тектонического пояса и его северного обрамления. — Вестник ЛГУ, Геология, № 12, 1971.
- Басс Ю. Б., Рябчин В. К., Славутский М. Б., Шалыт Е. С. Бокситы платформенной части Украинской ССР (южная провинция). — В кн.: Платформенные бокситы СССР. «Наука», 1971.
- Безруков П. Л., Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения бокситов на Южном Урале. — В кн.: Труды ин-та геологии, минералогии, вып. 7. М., 1934.
- Безруков П. Л., Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения алюминиевых руд в Примургоджарских степях. — В кн.: Труды ВИМС, «Бокситы», вып. 110, т. I, ч. I. М., 1937.
- Беляев В. В. О составе и строении бокситов в связи с генезисом Южно-Тиманских бокситов. — Литология и полезные ископаемые, № 5, 1970.
- Бенеславский С. И. Амангельдинские бокситы — сырье для производства глинозема. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1959.
- Бениш Ф. Р. Схема стратиграфии каменноугольных отложений юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта. — В кн.: Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана, Ташкент, 1965.
- Благовещенская М. Н. Чадобецкое куполовидное поднятие. — Информационный сборник ВСЕГЕИ, № 8. Л., 1959.
- Богатырева Б. А. Некоторые геолого-геохимические особенности образования мезозойских бокситов юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Автореферат доклада, прочитанного 14.4.1967 г. — Бюлл. МОИП, отдел геол., № 1, 1968.
- Богатырев Б. А. Минералого-петрографическая и геохимическая характери-

- стика нижнемезозойских платформенных бокситов Средней Азии. — Литология и полезные ископаемые, № 1, 1970.
- Богатырев Б. А., Воскоянц Г. С., Шишаков В. В. Нижнетриасовые бокситы Центрального Памира. — Докл. АН СССР, 201, № 2, 1971.
- Богунова Л. С. Палеогеографические условия формирования кор выветривания докембрийских образований и стратиграфическое положение бокситов в Белгородском районе. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР, М., 1970, изд-во «Наука».
- Большун Г. А., Федоров Н. В. Бокситопосные формации Урала. — Советская геология, № 1, 1973.
- Бриндли Г. Хлоритовые минералы. — В кн.: Рентгеновские методы изучения и структуры глинистых минералов. «Мир», 1900.
- Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов. — В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958.
- Бушинский Г. И. Геология бокситов. «Недра», 1971.
- Венков Д. А. Состав коры выветривания и процессы бокситообразования на западе Тургайского прогиба. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Тургайского прогиба. Л., 1971.
- Венков Д. А., Фатхутдинов Д. Х. О некоторых закономерностях распределения рудных залежей Краснооктябрьского месторожд. бокситов и огнеупорных глин. — В кн.: Генезис бокситов. «Наука», 1966.
- Викулова М. Ф. Ископаемые месторождения бокситов-латеритов Средней Азии и перспективные поиски мезозойских бокситов. — Материалы ВСЕГЕИ, полезные ископаемые, сб. 4. Л., 1948.
- Викулова М. Ф. Теоретические основы поисков бокситов на территории СССР. — В кн.: Материалы ВСЕГЕИ, вып. 3. Л., 1946.
- Винокуров П. К., Гуткин Е. С. К вопросу о коре выветривания и ее связи с бокситами СУБРа. — Геол. рудных месторожд., № 1, 1960.
- Вишняков С. Г. Кора выветривания на девонских глинах Тихвинского района. — В сб.: Кора выветривания, Изд. АН СССР, вып. 5. М., 1963.
- Вишняков С. Г. Литологический очерк Тихвинского бокситоносного района. — Труды Ленинградского геол. упр., вып. 21, 1940.
- Вишняков С. Г., Одокий Б. Н., Сиротин В. И. Бокситоносность Курско-Воронежской антеклизы. — Труды межобл. геол. совещания по геологии и полезным ископаемым Центрально-черноземных областей. Воронеж, 1964.
- Вишняков С. Г., Сиротин В. И. Древняя латеритная глиноземная кора выветривания территории КМА. — Сб. Кора выветривания, вып. 8, 1967.
- Волков А. Н. О латеритном выветривании некоторых верхнедевонских пород в Тихвинском районе. — Труды ВГРО, вып. 351, Л.—М., 1933.
- Волков А. Н. Условия образования бокситов. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1959.
- Гвоздецкий Н. А. Вопросы типологии и классификации карста СССР. — В кн.: Типы карста в СССР. «Наука», 1965.
- Геология СССР, т. 35: Бурятская АССР, ч. I. «Недра», 1964.
- Гипп С. К. О генезисе Кайрацкого месторождения. Материалы по геологии рудных месторождений. М., 1959.
- Гипп С. К. Петрография и некоторые вопросы генезиса мезозойских бокситов Средней Азии. — В кн.: Вопросы геологии и геохимии бокситов. Ташкент, «Наука», 1964.
- Гладковский А. К., Ушатинский И. Н., Гуткин Е. С., Комзаракова Е. К. Геосинклинальные девонские бокситовые фации на Урале и их металлогения. — В кн.: Закономерности формирования и размещения полезных ископаемых на Урале, т. 3, «Бокситы». Свердловск, 1964.
- Гомолицкий Н. В. Расчленение юрских континентальных отложений Средней Азии по данным палеоботаники. — Советская геология, № 8, 1972.
- Гончаров В. В. Огнеупорные глины Боровичско-Любытинского района. Металлургиздат, 1952.
- Горбачев Б. Ф., Крылов Ю. К. К вопросу о происхождении бокситов Южного Тимана. — Литология и полезные ископаемые, № 2, 1968.
- Горецкий Ю. К. Закономерности размещения бокситовых месторожд. — Труды ВИМС, вып. 5. М., 1960.
- Горецкий Ю. К., Лаврович Н. С., Любимов А. Л. Бокситы. Госгеолиздат, 1949.
- Горянский В. Ю., Егоров Г. И., Зекель Я. Д. Палеогеография и стратиграфия нижнего карбона северо-западного крыла Подмосковной котловины. — Советская геология, № 6, 1958.
- Григорьев В. Н., Гуткин Е. С., Дементьев В. Н. Конкреции в бокситах Северного Урала и Средней Азии. — Литология и полезные ископаемые, № 2, 1968.
- Григорян С. В., Каблуков А. И. Об использовании корреляционного анализа для интерпретации данных геохимического опробования. — Геол. рудных месторожд., № 4, 1965.
- Гуткин Е. С. Галлий, скандий, ниобий и тантал в бокситах Северо-Уральского бассейна. — Литология и полезные ископаемые, № 3, 1970.
- Гуткин Е. С., Березницкая Р. Я. Верхнетриасовые бокситы и латериты восточного склона Южного Урала. — Советская геология, № 1, 1970.

- Гуткин Е. С., Родченко Ю. М. Формации и фации бокситоносных отложений Северо-Уральского бассейна. — Советская геология, № 5, 1968.
- Гуцаки В. А. Кора выветривания основных пород Орского Зауралья. — В кн.: Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья, вып. 3. Изд-во Саратовского ун-та, 1963.
- Гуцаки В. А., Гудошников В. В. История формирования и минералогический состав кор выветривания Орского Урала и Зауралья. — В кн.: Коры выветривания Урала. Изд-во Саратовского ун-та, 1969.
- Дашкевич Н. Н., Мусатов Д. И., Фейгин Е. В., Шерман М. Л. Основные этапы развития и глубинное строение западной части Сибирской платформы. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, вып. 6. Красноярск, 1969.
- Дашкевич Н. Н., Стародубцев Г. С., Германов Е. К. О кимберлитовых трубках и структуре Чадобецкого поднятия. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, вып. 3. Красноярск, 1962.
- Демина В. Н. Влияние вторичных изменений на качество бокситовых руд на примере Тимана. — Геол. рудных месторожд., № 5, 1971.
- Демина В. Н., Гуляев Г. П., Колокольцев В. Г. О палеозойских гибситовых бокситах Тимана. — Геол. рудных месторожд., № 2, 1970.
- Дмитриев Ю. И. Особенности петрогенезиса траппов при различных условиях внедрения. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1966.
- Дронов В. И., Левен Э. Я. Новые данные о пермских отложениях Центрального Памира. — Геология и разведка, № 3, 1971.
- Дюфур М. С. О границе структур Кузнь-Луния и Кара-Корума на Памире (О главной тектонической линии Памира). — В сб.: Геология Средней Азии. Изд. ЛГУ, 1961.
- Дюфур М. С., Попова В. А., Кривец Т. Н. Альпийский метаморфический комплекс восточной части Центрального Памира. Изд. ЛГУ, 1970.
- Егоров В. П., Новиков В. М. Латеритные бокситы Мугоджар и Орского Зауралья. — В сб.: Кора выветривания, № 12, «Наука», 1973.
- Журавлев В. С., Осадчук М. И. Структурно-фациальная зональность рифейского складчатого фундамента Тимана. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 35, вып. 3, 1960.
- Захаревич В. А. К вопросу бокситоносности палеозоя и нижнего мезозоя в Южном Узбекистане. Ташкент. Изд. Комитета геол. УзССР, 1939.
- Ильина Н. С. Геология и генезис Боксонских бокситов в Восточных Саянах. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. Изд-во АН СССР, 1958.
- Кальберг Э. А. Новые данные по стратиграфии и тектонике Среднего Тимана. — Советская геология, № 33, 1948.
- Кальберг Э. А., Левандо Е. П., Мачнач Э. К. Бокситы Северо-Запада Русской платформы. — В кн.: Платформенные бокситы СССР. «Наука», 1971.
- Калюжный В. А. Диабазы, их метаморфизм и влияние на коллекторы нефти Ярегского месторождения на Южном Тимане. — Материалы 3-й геол. конф. КОМИ АССР. Сыктывкар, 1948.
- Калюжный В. А. К характеристике петрографической провинции Тимана. — Докл. АН СССР, 109, № 2, 1956.
- Калюжный В. А. Метаморфические древние толщи и металлогенетические черты Тимана. — Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1959.
- Калюжный В. А., Иванова К. П. Продуктивные отложения среднего и верхнего девона Южного Тимана. — Труды ВНИГРИ, вып. 133. 1959.
- Каранетов С. С., Миклухо-Маклай А. Д. К стратиграфии верхнекаменноугольных и пермских отложений Центрального Памира. — В сб.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе, 1964.
- Киреев Ф. А. О некоторых вторичных процессах на Тихвицких бокситовых месторождениях. — Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1971. М., 1972.
- Киселев Л. И. О возрасте древней коры выветривания в Мугоджарах. — Вестник АН Каз. ССР, № 7, 1963.
- Киселев Л. И. Условия образования бокситовых месторождений Мугоджарского района. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1966.
- Клекль В. Н. Древние коры выветривания КМА и перспективы поисковых работ на бокситы. — Литология и полезные ископ., № 5, 1969.
- Клекль В. Н. Закономерности размещения и происхождения бокситов КМА. — В кн.: Генезис бокситов. «Наука», 1966.
- Клекль В. Н., Леоенко И. Н. Белгородский бокситоносный район. — Разведка и охрана недр, № 4, 1970.
- Клекль В. Н., Никитина А. П., Сиротин В. И. О генезисе бокситов КМА. — Разведка и охрана недр, № 2, 1965.
- Клекль В. Н., Сиротин В. И. Литолого-минералогические типы бокситов КМА и их промышленное значение. — Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1972.
- Колокольцев В. Г., Паучковский А. М., Плякин А. М., Беляев В. В. Палеозойские латериты на Тимане. — Разведка и охрана недр, № 4, 1971.
- Копнов Л. П. Кайракское месторождение бокситов. — В кн.: Геология СССР, т. 23. Госгеолиздат, 1948.
- Копнов Л. П. К вопросу о бокситах Кундайджазского месторождения в Южном Узбекистане. — Докл. АН Уз. ССР, № 4, 1957.

- Кониов Л. П. Латериты и латеритно-осадочные бокситы Средней Азии. — В сб.: Латериты. «Недра», 1964.
- Ковман В. С. Об особенностях докаменноугольной поверхности девона в северной части Тихвинского бокситопосного района. — В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР, вып. 3. Л., «Недра», 1962.
- Ковман В. С. Основные особенности разреза нижнекаменноугольных отложений в южном Прионежье. — Вестник ЛГУ, № 12, 1964.
- Ковман В. С. Палеогеоморфологические особенности поверхности девонских отложений в пределах Северо-Западной окраины Подмосквовного бассейна. — В кн.: Доклады по геоморфологии и палеогеографии Северо-Запада Европейской части СССР, вып. 2, ч. 1. Л., 1966.
- Ковман В. С., Горянский В. Ю. Каменноугольная система. — В кн.: Геология СССР, т. I, «Недра», 1971.
- Кочетков О. С. К вопросу о стратиграфии и тектонике древних толщ фундамента Тимана. — Труды ин-та геологии КОМИ фил. АН СССР, Сыктывкар, 1964.
- Крейгер В. М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. «Недра», 1969.
- Кувоский Е. Г. О минералогических превращениях в коре выветривания кристаллических пород юга Украинского кристаллического массива. — В сб.: Кора выветривания, вып. 5, 1963.
- Куренкина И. Е. Кора выветривания протерозойских кварц-серицитовых углистых сланцев Гостипцевского месторождения КМА. — Сб. Кора выветривания, вып. 8, 1967.
- Лисицина Н. А. Некоторые особенности накопления континентальных бокситов Казахстана. — Докл. АН СССР, № 2, 1965.
- Лисицина Н. А. Древняя кора выветривания западной части Казахского нагорья. Госгортехиздат, 1959.
- Лисицина Н. А. Вторичная минерализация в бокситовой толще и коре выветривания Тургайской и Северо-Казахстанских месторождений бокситов. — Геол. рудных месторожд., № 1, 1964.
- Лисицина Н. А., Пастухова М. В. Карстовые бокситы Казахской складчатой страны и Тургайской впадины. «Наука», 1964.
- Лисицина Н. А., Пастухова М. В. Структурные типы мезокайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири.
- Лихарев Б. К. Некоторые данные по геологии Южного Тимана, т. 49, № 2, Изд. ГГРУ, 1930.
- Лихарев Б. К. Геологические исследования в Южном Тимане. — Труды ВГРО ВСНХ СССР, вып. 150, 1931.
- Лукашев К. И., Ковалев В. А., Генералова В. А. О содержании и некоторых особенностях дифференциации Al и Si в торфяниках. — Докл. АН БССР, 15, № 7, 1971.
- Мазина Е. А., Михайлов Б. М. К вопросу о закономерностях размещения бокситов в северной части Тургайского прогиба. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала и Тургай. Л., 1960.
- Малахов А. А. Геология Среднего Тимана и Западного Прикамья. — Труды Сев. геол. упр., вып. 6, 1940. Свердловск.
- Малаякин С. Ф. Тихвинские бокситы. — Журн. заседания науч. совета Геол. ком., прил. 6. Л., 1925.
- Малаякин С. Ф. Боксит. — В кн.: Курс рудных месторождений. Ч. 1, ОНТИ, 1934.
- Марковский А. П. Зеравшано-Гиссарская горная область. — Труды т. 10 ПЭМ. Л. Изд-во АН СССР, 1937.
- Михайлов Б. М. Бокситы западных районов Либерийского щита. — В кн.: Генезис бокситов. «Наука», 1966.
- Михайлов К. Я., Моралев В. М., Перфильев Ю. С., Чальян М. А. О бокситоносности мезозойских отложений южной части Афрано-Таджикской депрессии. — Разведка и охрана недр, № 7, 1969.
- Михайлов В. М., Теплова Л. С. Некоторые вопросы литологии меловых и палеогеновых отложений бассейна р. Шет-Иргиз. — В кн.: Геология Тургайского прогиба, вып. 1, Л., 1961.
- Мовчан Н. П. Разложение каолинитов различной степени кристаллическости в кислых условиях. Геологический ж., № 2, Киев, 1971.
- Музыкаченко П. М. Стратиграфия верхней пестроцветной толщи Главного девонского поля. — В сб.: Девон Русской платформы. Госгортехиздат, 1953.
- Нагорский М. П. Генезис девонских бокситов Салаирского кряжа. — В сб.: Бокситы, их минералогия и генезис. Изд-во АН СССР, 1958.
- Нагорский М. П. Закономерности размещения девонских бокситов Салаира. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3. Изд-во АН СССР, 1960.
- Навикин Д. В., Чуенко П. П., Попов В. И., Юдин Г. Л. Геологическое строение Памира. — Труды ГРО, вып. 182, Л., 1932.
- Никитина А. П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. «Наука», 1968.
- Никитина А. П. Древняя латеритная кора выветривания докембрийских пород Воронежской антеклизы. — В кн.: Латериты. «Недра», 1964.
- Никитина А. П. Каолинизация и бемитизация в коре выветривания хлоритовых сланцев Яковлевского месторождения КМА. — В кн.: Материалы совещания по исследованию и использованию глин. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1957.

- Никитина А. П.* К вопросу о формировании и типах кор выветривания на породах кристаллического фундамента КМА. — В сб.: Кора выветривания, вып. 6. Изд-во АН СССР, 1963.
- Никитина А. П.* Различия в условиях и механизме формирования месторождений латеритных бокситов Европейской части СССР. Conference o jilové mineralogii a petrologii. Praha—Kutná Hora, 1973.
- Никитина А. П., Алексеева З. И.* Кора выветривания и бокситы Ольховатского месторождения Курской магнитной аномалии. Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1969. МИГЕМ АН СССР, 1970.
- Никитина А. П., Алексеева З. И.* Новые данные по минералогии и геохимии бокситов и коры выветривания КМА. — В сб.: Кора выветривания, вып. 12, 1973. «Наука».
- Никитина А. П., Витовская И. В., Никитин К. К.* Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания и некоторые вопросы методики их изучения. «Наука», 1971.
- Никитина А. П., Сиротин В. И.* О шамозитизации в латеритной коре выветривания и бокситах Белгородского района КМА. — В кн.: Древние продуктивные породы выветривания, вып. 8. «Наука», 1967.
- Николаев И. Д.* К вопросу об истории формирования бокситов Западного борта Тургайского прогиба. — Советская геология, № 7, 1964.
- Новиков В. М., Зиборова Т. А., Шолова Г. О.* Особенности гиббситов из латеритных и осадочных бокситов. Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1971 г. ИГЕМ АН СССР, 1972.
- Одокий Б. Н.* Бокситоносная осадочная формация юго-западного склона Воронежской антеклизы. — Тезисы семинара. лит. фации анал. осад. рудосыновных формаций Al-Fe-Mn. ВСЕГЕИ, Л., 1971.
- Орлова П. В.* Закономерности размещения бокситоносных отложений Русской платформы. — Минеральное сырье, вып. 1, 1960.
- Орлова П. В.* Литология, условия образования и закономерности размещения бокситов Боксонского м-ния. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис, 1958. Изд-во АН СССР.
- Оффман П. Е.* Происхождение Тимана. — Труды ГИН АН СССР, вып. 58, 1961.
- Оффман П. Е., Новикова А. С.* О палеозойском вулканизме на Среднем Тимане. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 25, вып. 5, 1950.
- Пасова Ф. Г.* Химико-минералогическая характеристика бокситов и вмещающих пород. — Труды ГИН АН Каз. ССР, вып. 2, Алма-Ата, 1959.
- Пейве А. В.* Тектоника Североуральского бокситового пояса. М., Изд-во МОИП, 1947.
- Пономаренко З. К.* Возраст и палеоклиматическая обстановка формирования платформенных бокситов Казахстана. Ф., 1966.
- Попов В. И.* История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд. Комитета наук УзССР, Ташкент, 1938.
- Пустовалов Л. В.* Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии. — Проблемы советской геологии, т. 1, № 1, М., 1933.
- Разницын В. А.* Тектоника Южного Тимана. М.—Л., «Наука» 1964.
- Разницын Л. А., Разницын В. А.* О некоторых особенностях базальтового магнетизма Тимана. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 39, вып. 5, Изд. МГУ, 1964.
- Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Изд-во АН УзССР, 1969.
- Родченко Ю. М.* Анализ плотности разведочной сети. — Советская геология, № 7, 1964.
- Саломон А. П.* Размещение фаций и полезных ископаемых с палеотектоникой (на примере северо-западной части Подмосковского бассейна). — В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-запада РСФСР, вып. 5, Л., 1966.
- Саломон А. П., Фандерфлит Е. К.* К стратиграфии песчано-глинистой толщи нижнего карбона северо-западной части Подмосковского угленосного бассейна. — В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-запада РСФСР, вып. 5, Л., 1966.
- Салон Л. И.* Геология Байкальской горной области. «Недра», 1967.
- Сапожников Д. Г.* О структурно-тектонической приуроченности древних кор выветривания. — В сб.: Кора выветривания, № 10, 1967.
- Сапожников Д. Г.* О перспективах поисков месторождений бокситов в геосинклинальных областях СССР. — «Советская геология», № 1, 1971.
- Сапожников Д. Г.* Перспективы бокситоносности платформенных областей СССР. — Вестн. АН СССР, № 1, 1973.
- Сапожников Д. Г., Богатырев Б. А.* и др. Платформенные бокситы СССР. «Наука», 1971.
- Сердюченко Д. П.* Древние кристаллические породы Южного Тимана. — Материалы 2 геол. конференции Коми фил. АН СССР. Сыктывкар, 1947.
- Сердюченко Д. П.* Граниты Южного Тимана и их акцессорные минералы. Изд-во АН СССР, 1959.
- Сиротин В. И., Дедов В. С.* О минеральном составе осадочных бокситов Белгородского района КМА и его связи с глиноземной корой выветривания. — В сб.: Кора выветривания, вып. 11. «Наука», 1970.
- Склярков Р. Я.* Некоторые черты геологического строения Чадобецкого

- антиклинального поднятия. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, 1962.
- Слукин А. Д. Древние коры выветривания и связанные с ними бокситы в одном районе Сибирской платформы. — В кн.: Генезис бокситов. «Наука», 1966.
- Слукин А. Д. Коры выветривания и бокситы Чадобецкого поднятия. «Наука», 1973.
- Солнцева О. А., Кушнарева Т. И. Тимано-Печорская провинция. — Труды ВНИГРИ, вып. 101, 1957.
- Спичарский Т. Н. Сибирская платформа, ее возникновение и история развития. — В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. «Наука», 1964.
- Степанович А. Д., Искюль В. И., Овсянников В. П. Тихвинский боксит в геологическом, химико-минералогическом и техническом отношении. — Сб. Материалы для изучения естеств. производительных сил России. № 31. Изд. КЕПС, 1949.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, 2. Изд-во АН СССР, 1962.
- Сухарина А. Н. Обуховское месторождение корундовых пород. — В сб.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Издание Томского ун-та, вып. 1, Томск, 1966.
- Сухарина А. Н. Бокситоносные формации юго-востока Западной Сибири. — «Советская геология», № 2, 1973.
- Тихомиров С. В. Девон среднего Тимана. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1948.
- Тихонович Н. Н. Материалы Ухтинской геологической экспедиции 1929—1930 гг. — Нефтяное хозяйство, № 8-9, приложение, 1946а.
- Тихонович Н. Н. О структуре Тиманского кряжа. — Бюлл. МОИП, новая серия, геол. отд., 21 (6), 1946б.
- Троицкий В. И. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. Л., «Недра», 1967.
- Троицкий В. И. Эволюция процессов бокситонакопления в покровных формациях Средней Азии. — Тезисы докладов межведомственного рабочего совещания по геологии бокситов Ср. Азии. Ташкент, 1972.
- Трубина К. Н. Древняя латеритная кора выветривания в районе Северо-Онежских месторождений бокситов. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис, 1958.
- Тюрин Б. А. Геохимические особенности распределения титана в бокситах и глинах Амангельдинского бокситорудного района и их генезис. Сб. Кора выветривания, № 6, 1963.
- Тюрин Б. А. Месторождения гидробокситов Амангельдинского бокситового района в Центральном Казахстане. — В сб.: Бокситы, их минералогия и генезис. Изд-во АН СССР, 1959.
- Тюрин Б. А. Методика составления металлогенической и прогнозной карты на мезозойские бокситы по Центральному Казахстану. — В сб.: Материалы научной сессии по металлогении и прогнозным картам, т. 1. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.
- Тюрин Б. А. Платформенное бокситонакопление на территории Казахстана. — В кн.: Платформенные бокситы СССР. «Наука», 1971.
- Фандерфлит Е. К. К вопросу о стратиграфии нижнекаменноугольных отложений Южного Тимана. Кн. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. Гостехиздат, Л., 1962.
- Феодотов К. М. Гидраты глинозема. — Труды ГИН, вып. 120, 1949.
- Ферсман А. Е. Геохимия России, вып. 1. Научно-хим. тех. изд-во, 1922.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1960.
- Хардер Е. Примеры бокситовых месторождений различного происхождения. — В кн. Происхождение бокситов. ИД, 1959.
- Харин Г. С. Стратиграфия девонских отложений Салаира. — Труды СНИИГИМС, т. 2, вып. 20. Новосибирск, 1961.
- Ходалевиц А. П. Нижнедевонские и эйфельские брахиоподы Свердловской области, Госгеолгиздат, 1951.
- Хожаинов Н. П., Акаемов С. Т. О палеогеографических условиях формирования отложений нижнего карбона в связи с генезисом бокситов на территории Курской магнитной аномалии. — Труды 3-го совещ. по пробл. изуч. Воронеж. антеклизы. Изд. ВГУ, Воронеж, 1966.
- Хожаинов Н. П., Акаемов С. Т. Белые тонкодисперсные бокситы Яковлевского месторождения Курской магнитной аномалии. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1968.
- Хозе Г. Р. Генезис бокситов, руд алюминия. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. «Мир», 1964.
- Хорошева Д. П. Бейерит, бемит, диаспор и корунд в бокситах Среднего Приднепровья. — Ж. Литология и полезные ископаемые, 1965.
- Чикризов Г. С. Интрузивные комплексы в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. — Труды САГУ, вып. 95, геол. науки, кн. 4, Ташкент, 1953.
- Чуенко П. П. Юго-Западные отроги Гиссарского хребта. — В сб.: Геология Узб. ССР, т. 2. М.—Л., ОНТИ, 1953.
- Шарова А. К. О зависимости между сложением и составом девонских бокситов Урала. — Минералогический сборник, № 1 (Труды горно-геологического ин-та УФАИ СССР, вып. 14), Свердловск, 1948.
- Шарова А. К., Руднова М. Я. Стриговит

- из Южно-Уральского бокситового бассейна. — В кн.: Закономерности формирования и размещения полезных ископаемых на Урале, т. 3, «Бокситы», Свердловск, 1964.
- Hasan Zia-yl.* On the occurrence and Geochemistry of Bauxite deposits of Monghyr Area (India) — Econ. Geol., 61, N 4, 1966.
- Maignien R.* Contribution à l'étude du cuirassement des sols en Guinée française. — Mém. Serv. carte geol. Als. Lor., 16, 1958.
- Millot G.* Géologie des Algérie. Paris, 1964.
- Nikitina A. P., Zvyagin B. B.* Origin and crystal structure features of clay minerals from the lateritic bauxites in the European part of the USSR. — M. K. of clay in Spanien, Madrid, 1972.
- Zans V. A.* Bauxite resources in Jamaica and their development. — Colon. Geol. and Mineral Resources, 3, N 4, 1953.
- Zans V. A.* The origin of bauxite deposits in Jamaica. — Repts XX Session of International. Geol. Congr. Mexico, 1956.
- Zans V. A.* Recent views on the origin of bauxites. Geonotes, 1, N 5, 1959.

Содержание

Предисловие	3
Глава первая	
Генетическая классификация бокситовых месторождений. <i>Д. Г. Сапожников</i>	5
Глава вторая	
Бокситовые месторождения остаточные и полигенные латеритно-осадочные	21
Висловское и Ольховатское месторождения латеритных бокситов стадийного формирования (Воронежская антеклиза). <i>А. П. Никитина, З. И. Алексеева</i>	22
Высокопольское месторождение латеритных бокситов стадийного формирования. <i>А. П. Никитина</i>	45
Полигенные латеритно-осадочные бокситопроявления Мугоджар и Орского Зауралья. <i>В. М. Новиков</i>	58
Полигенное латеритно-осадочное бокситовое месторождение Чадобецкого поднятия. <i>А. Д. Слукин</i>	72
Глава третья	
Месторождения склонового, овражного и речного типов	83
Тулонское бокситопроявление склонового типа (Западное Прибайкалье). <i>Ж. В. Домбровская</i>	84
Бокситопроявление Западный Пшарт склонового типа (Центральный Памир). <i>Б. А. Богатырев</i>	98
Тихвинские бокситовые месторождения овражного типа. <i>Ф. А. Киреев</i>	108
Смелянское месторождение бокситов речного типа. <i>А. П. Никитина</i>	120
Кедва-Тобысское месторождение бокситов речного типа (Тиман). <i>В. Н. Демина</i>	128
Глава четвертая	
Бокситовые месторождения — озерные, застойных водоемов и прибрежно-морские	136
Североопежские месторождения бокситов озерного типа. <i>Ф. А. Киреев</i>	136
Бокситы осадочного происхождения на Висловском месторождении. <i>З. И. Алексеева</i>	152
Тимперское месторождение бокситов застойных водоемов. <i>В. Н. Демина</i>	160
Серпеевское проявление диаспор-хлоритовых пород прибрежно-морского типа. <i>Д. Г. Сапожников</i>	173
Глава пятая	
Полигенные седиментационные и седиментационно-карстовые бокситовые месторождения	
Кайракское месторождение полигенного седиментационного типа (Гиссарский хребет). <i>Б. А. Богатырев</i>	177
Полигенное Аркалыкское месторождение бокситов аквально-карстового типа. <i>В. В. Жуков</i>	190

Глава шестая

Карстовые бокситовые месторождения приморского типа	209
Североуральские бокситовые месторождения. <i>Д. Г. Сапожников</i>	209
Боксонское месторождение бокситов. <i>Г. В. Медведев</i>	227
Обуховское месторождение метаморфизованных бокситов. <i>Ж. В. Домбровская</i>	239

Глава седьмая

Бокситовые месторождения карстовых депрессий	248
Месторождения неглубокого карста	249
Кызылджарское бокситопроявление. <i>Д. Г. Сапожников</i>	249
Бокситовые месторождения Среднего Тимана. <i>В. Н. Демина</i>	251
Бокситовые месторождения Чадобецкого поднятия. <i>А. Д. Служин</i>	258
Месторождения глубокого карста	265
Белинское месторождение бокситов. <i>В. В. Жуков</i>	265
Краснооктябрьское месторождение бокситов. <i>В. М. Новиков</i>	273
Шенуровское месторождение афациального типа (Подмосковный бассейн). <i>Л. Н. Захарова</i>	284

Глава восьмая

Некоторые особенности бокситовых месторождений различных типов	287
<i>Д. Г. Сапожников</i>	
Литература	299

**Генетическая классификация
и типы бокситовых месторождений СССР**

*Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии*

Редактор *С. Г. Самыгин.*

Редактор издательства *Л. М. Бекасова.* Художник *Л. А. Грибов*
Технические редакторы *Л. И. Курьянова, Т. С. Жарикова, Ю. В. Рылина*

Сдано в набор 29/V 1974 г. Подписано к печати 18/X 1974 г. Формат 70×108¹/₈.

Бумага типографская № 2. Усл. печ. л. 27. Уч.-изд. л. 26,7.

Тираж 1200. Т-13442. Тяп. зак. 1234.

Цена 2 р. 67 к.

Издательство «Наука»

103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

1-я типография издательства «Наука»

199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, д. 12

2 р. 67 к.

1155