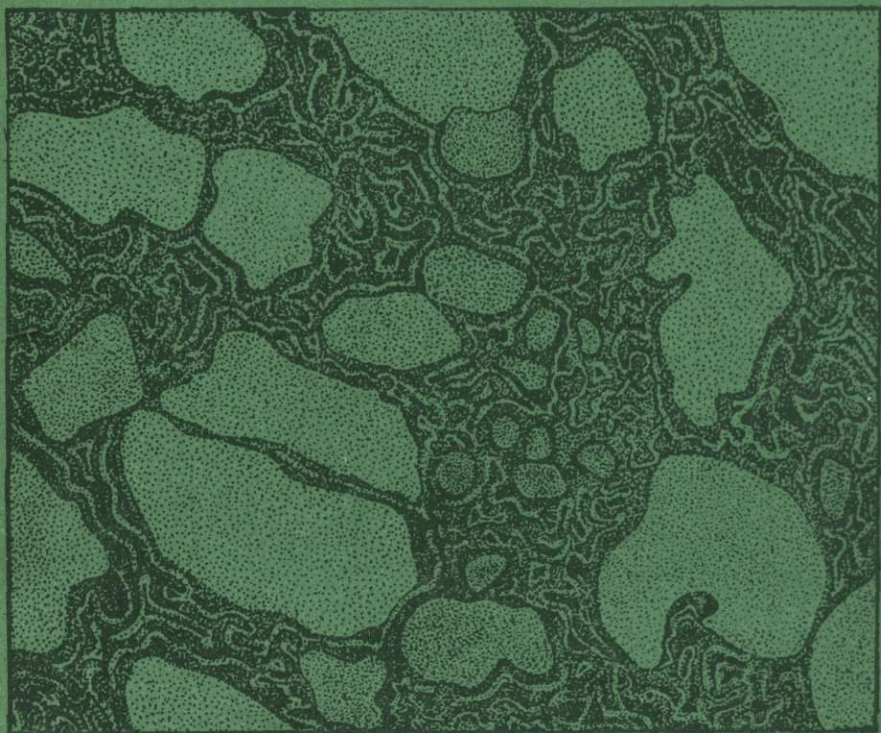


О.Н. ОГОРОДНИКОВ, А.К. ГЛАДКОВСКИЙ

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ
БОКСИТОВ
НА УРАЛЕ
И ИХ СВЯЗЬ
С ВУЛКАНИЗМОМ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

Институт геологии и геохимии им. акад. А. Н. Заварицкого

О. Н. ОГОРОДНИКОВ, А. К. ГЛАДКОВСКИЙ

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ
БОКСИТОВ НА УРАЛЕ
И ИХ СВЯЗЬ
С ВУЛКАНИЗМОМ

1567

551.21+553.49



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» · МОСКВА
1975



Геосинклинальные месторождения бокситов на Урале и их связь с вулканизмом. Огородников О.Н., Гладковский А.К. М., "Наука", 1975 г.

В книге на основании петрографических, минералогических и геохимических исследований показывается, что уральские геосинклинальные бокситовые месторождения по происхождению вещества – эндогенные, а по способу отложения – осадочные гидротермально-метасоматические образования. Глиноземные минералы отлагались хемогенным и метасоматическим путями по известнякам и обломочному карбонатному материалу. В составе рудных залежей присутствует рудный и силикатный пирокластический материал, частично или полностью замещенный глиноземными минералами.

Табл. 16. Библ. 57 назв. Илл. 47.

Ответственный редактор

Л.В. АНФИМОВ

ВВЕДЕНИЕ

За последние годы в геологической литературе, посвященной проблеме происхождения бокситов, появляется большое количество работ, в которых генезис бокситов рассматривается с позиций латеритно-осадочной гипотезы. Наряду с этим по уральским геосинклинальным бокситам имеется много новых фактов, которые противоречат этой гипотезе.

При написании данной работы использованы материалы по многим геосинклинальным месторождениям бокситов восточного и западного склонов Урала. В качестве же главного источника информации служил Североуральский бокситовый бассейн (СУБР), поскольку здесь присутствуют все известные разновидности бокситов, встречающиеся в геосинклинальных месторождениях.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО БОКСИТОВОГО БАССЕЙНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ

В задачу наших исследований не входило изучение стратиграфии и тектоники рассматриваемого района. Этому вопросу посвящена обширная литература, поэтому предлагаемый раздел построен исключительно по литературным данным.

Стратиграфический разрез района бокситовых месторождений впервые детально изучали Е.П. Молдаванцев (1934), а также Г.К. Волосюк, О.В. Лахтионов и А.Н. Ходалевич. За сорокалетний период после открытия бокситов на Урале стратиграфические исследования проводились многими геологами. Среди них отметим Н.Г. Маркову и Н.А. Штрейса (1937), А.Н. Ходалевича (1938, 1951), которые впервые расчленили карбонатные отложения на горизонты и установили последовательность их образования. В настоящее время для бокситоносных и вмещающих их толщ Среднего и Северного Урала создана унифицированная стратиграфическая схема (1968 г.).

Бокситовые месторождения Среднего и Северного Урала расположены в пределах Тагильского мегасинклинория, в строении которого принимают участие силурийские и девонские образования, представленные эффузивными, вулканогенно-осадочными, терригенно-карбонатными и карбонатными породами.

В северной части Зеленокаменного синклиория, в районе Североуральских бокситовых месторождений, А.В. Пейве (1947) выделил три крупные меридионально вытянутые тектонические структуры: срединное Петропавловское поднятие, западный Кумбинский и восточный Турьинский прогибы. Границами этих трех тектонических структур являются региональные разломы. В дальнейшем Н.А. Штрейс (1961) проследил эти зоны по всей зеленокаменной полосе Урала.

Детальная разработка стратиграфии силура и девона Среднего и Северного Урала принадлежит А.Н. Ходалевичу (1938 и др.). Стратиграфическая схема, построенная им по фаунистическим данным, не потеряла своего значения до настоящего времени. Для Североуральского района стратиграфическая схема с местными названиями была создана С.М. Андроновым и А.В. Пейве в 1943 г.

Силурийские отложения в пределах изучаемого района пространственно связаны главным образом с западной — Кумбинской зоной и представлены образованиями лудловского яруса. В его составе А.В. Пейве выделил (снизу вверх): воскресенскую, колонгинскую, сарайную и петропавловскую свиты. Последняя является переходной от верхних горизонтов лудлова к низам жединского яруса нижнего девона. Позднее С.М. Андронов (1961) отнес сарайную свиту к нижней части петропавловской. Согласно данным М.В. Шурыгиной, М.Г. Брейвеля и др., к петропавловским отложениям отнесены также осадки сосьвинской свиты (рис. 1).

По стратиграфической схеме С.М. Андропова (1961), принятой при геологоразведочных работах, в основании лудловского яруса в районе североуральских бокситовых месторождений расположены отложения воскресенской свиты (S_2^1). Они представлены светло-серыми, розовыми брекчиевидными и брекчиевыми неслоистыми известняками, залегающими на отложениях покровской свиты (S_2^1).

Породы воскресенской свиты протягиваются не сплошной полосой, а со значительными перерывами, когда на осадках покровской свиты залегают колонгинские отложения. Возраст воскресенских известняков на основании богатой фауны брахиопод трактуется как ранне-лудловский; мощность — до 250 м.

Отложения колонгинской (S_2^1) свиты несогласно залегают на породах воскресенской, а местами покровской свит и представлены слоистыми темно-серыми битуминозными известняками, переслаиваемыми с песчаниками, конгломератами, реже сланцами. На основании фауны, собранной из известняков, возраст ее установлен как среднелудловский. Мощность всей толщи 200–400 м.

Породы сосьвинской (S_2^2) свиты залегают на осадках колонгинской и представлены туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфосланцами и покровами различных порфиритов. Ее наиболее полный разрез прослежен на широте Черемуховского месторождения по р. Сосьве. Несколько южнее, на широте 2-го Северного рудника, при-

В северной части Зеленокаменного синклиналия, в районе Североуральских бокситовых месторождений, А.В. Пейве (1947) выделил три крупные меридионально вытянутые тектонические структуры: срединное Петропавловское поднятие, западный Кумбинский и восточный Турьинский прогибы. Границами этих трех тектонических структур являются региональные разломы. В дальнейшем Н.А. Штрейс (1961) проследил эти зоны по всей зеленокаменной полосе Урала.

Детальная разработка стратиграфии силура и девона Среднего и Северного Урала принадлежит А.Н. Ходалевичу (1938 и др.). Стратиграфическая схема, построенная им по фаунистическим данным, не потеряла своего значения до настоящего времени. Для Североуральского района стратиграфическая схема с местными названиями была создана С.М. Андроновым и А.В. Пейве в 1943 г.

Силурийские отложения в пределах изучаемого района пространственно связаны главным образом с западной — Кумбинской зоной и представлены образованиями лудловского яруса. В его составе А.В. Пейве выделил (снизу вверх): воскресенскую, колонгинскую, сарайную и петропавловскую свиты. Последняя является переходной от верхних горизонтов лудлова к низам жединского яруса нижнего девона. Позднее С.М. Андронов (1961) отнес сарайную свиту к нижней части петропавловской. Согласно данным М.В. Шурьгиной; М.Г. Брейвеля и др., к петропавловским отложениям отнесены также осадки сосьвинской свиты (рис. 1).

По стратиграфической схеме С.М. Андронova (1961), принятой при геологоразведочных работах, в основании лудловского яруса в районе североуральских бокситовых месторождений расположены отложения воскресенской свиты (S_2^1). Они представлены светло-серыми, розовыми брекчиевидными и брекчиевыми неслоистыми известняками, залегающими на отложениях покровской свиты (S_1^2).

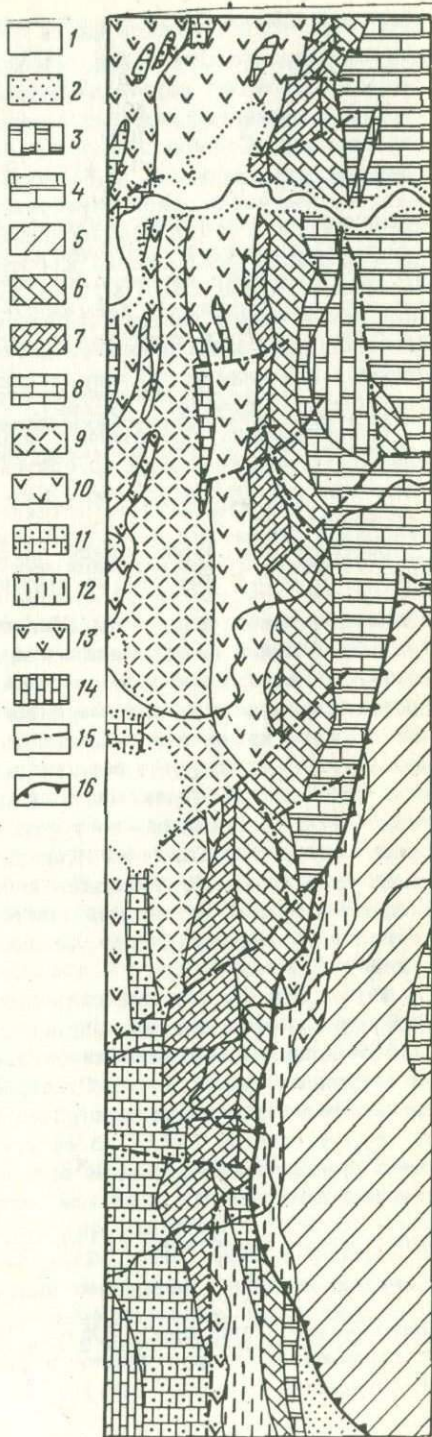
Породы воскресенской свиты протягиваются не сплошной полосой, а со значительными перерывами, когда на осадках покровской свиты залегают колонгинские отложения. Возраст воскресенских известняков на основании богатой фауны брахиопод трактуется как ранне-лудловский; мощность — до 250 м.

Отложения колонгинской (S_2^1) свиты несогласно залегают на породах воскресенской, а местами покровской свит и представлены слоистыми темно-серыми битуминозными известняками, переслаиваемыми с песчаниками, конгломератами, реже сланцами. На основании фауны, собранной из известняков, возраст ее установлен как среднелудловский. Мощность всей толщи 200–400 м.

Породы сосьвинской (S_2^2) свиты залегают на осадках колонгинской и представлены туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфосланцами и покровами различных порфиритов. Ее наиболее полный разрез прослежен на широте Черемуховского месторождения по р. Сосьве. Несколько южнее, на широте 2-го Северного рудника, при-

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Североуральского бокситового бассейна (составлена по материалам Североуральской комплексной геологоразведочной экспедиции, с дополнениями авторов)

1 - глины, суглинки, пески (Q); 2 - аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты (T_3-J_1); 3 - известняки светло-серые и серые, сланцы глинистые с прослоями известняков (D_3^1); 4 - известняки светло-серые, серые и темно-серые с прослоями глинистых сланцев и песчаников (D_2^2); 5 - сланцы известково-глинистые, песчаники, конгломераты с прослоями известняков (D_2^2); 6 - известняки светло-серые, серые и темно-серые с прослоями глинистых сланцев и кристаллотуфов; в основании - бокситы субровского горизонта (D_2^1 - вагранская свита); 7 - известняки светло-серые и розовые, сланцы, песчаники, конгломераты и темно-серые известняки ($S_2^2 - D_1$ - петропавловская свита); 8 - известняки светло-серые и серые, массивные (S_2^2); 9 - конгломераты, песчаники, сланцы, частично туфогенные (S_2^2); 10 - порфириды плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые с покровами диабазовых и базальтовых (S_2^2); 11 - известняки светло-серые, серые, розовые, темно-серые, переслаивающиеся со сланцами, песчаниками и конгломератами (S_2^1); 12 - конгломераты, песчаники, сланцы, частично туфогенные (S_2^1); 13 - порфириды пироксен-плагиоклазовые с покровами диабазовых (S_1^1); 14 - известняки светло-серые (S_1^2); 15 - тектонические нарушения; 16 - надвиги



сутствует только нижняя часть свиты, а южнее р. Колонги отложения сосвинской свиты отсутствуют и на колонгинских осадках залегают отложения петропавловской свиты. Граница между колонгинской и сосвинской свитами нерезкая, переход от одной в другую постепенный. Сосвинская свита широко развита в пределах Североуральского бассейна. Она протягивается по простиранию через весь исследуемый район. Наибольшее распространение имеет нижняя часть свиты — толща туфопесчаников, туфосланцев и туфобрекчий. Максимальная мощность на широте Черемуховского месторождения составляет около 1500 м, а на юге она полностью выклинивается. Положение между палеонтологически охарактеризованными слоями колонгинской свиты и нижней частью петропавловской свиты, относящейся к верхнему лудлову, позволяет относить отложения сосвинской свиты к среднему лудлову.

Некоторые исследователи с образованиями сосвинской свиты связывают формирование латеритных кор выветривания, за счет размыва которых якобы образовались североуральские бокситовые месторождения.

Завершается разрез силура отложениями петропавловской свиты ($S_2^2 - D_1$), которая по фаунистической характеристике условно делится на две части. Нижняя часть относится к верхнему лудлову, а верхняя — к низам жединского яруса нижнего девона. В южной части исследуемого района нижняя и верхняя части свиты представлены светло-серыми рифогенными известняками. Нижняя часть свиты изменчива в фациальном отношении; состав ее неоднороден и представлен глинистыми темно-серыми известняками в одном участке, песчаниками и конгломератами в другом, рифогенными известняками — в третьем. Терригенно-карбонатные породы, присутствующие на Кальинском и Черемуховском месторождениях, ранее относились к сарайной свите (Пейве, 1947). Возраст верхней и нижней частей свиты определен по многочисленной фауне. Общая мощность петропавловской свиты достигает 500 м.

Фаунистически охарактеризованные девонские отложения в районе Североуральского бассейна представлены осадками нижнего и среднего отделов. Известняки жединского яруса развиты в верхней части петропавловской свиты. Отложения среднего девона, с несогласием залегающие на толщах разного возраста, представлены вагранской свитой (D_2^1). В ее составе выделяется несколько стратиграфических горизонтов. В основании расположен субровский бокситовый горизонт ($D_2^1 a$), выше залегают надрудные темно-серые амфиоровые известняки ($D_2^1 b$), горизонт светло-серых массивных известняков ($D_2^1 c$), горизонт плитчатых известняков ($D_2^1 d$) и светло-серые известняки ($D_2^1 e$). Выделенные горизонты b, c, d, e не выдержаны по простиранию и фациально замещаются друг другом (Гладковский, Шарова, 1951).

Рудный горизонт ($D_2^1 a$) залегает на очень неровной поверхности светло-серых известняков петропавловской свиты, нередко на разных стратиграфических горизонтах свиты. Рудное тело имеет неоднородное сложное строение, о чем детальнее сказано ниже. Мощность бокситовых залежей 0–25 м и более.

В основании надрудного горизонта ($D_2^1 b$) темно-серых битуминозных известняков залегают темно-серые глинистые и известково-глинистые сланцы. На территории Североуральского бассейна они развиты спорадически. Максимально их развитие отмечается на Черемуховском месторождении. На глинистых и карбонатно-глинистых сланцах лежат темно-серые, почти черные битуминозные амфипоровые известняки.

Мощность описанного горизонта изменчива: 0–50 м.

Горизонт светло-серых массивных известняков ($D_2^1 c$) залегает согласно на темно-серых известняках с очень постепенным переходом.

Мощность горизонта резко меняется от 0 до 300 м.

Горизонт плитчатых известняков ($D_2^1 d$) представлен тонкослоистыми окремнелыми битуминозными известняками с прослоями глинистых сланцев и песчаников. Мощность горизонта 0–200–300 м.

Силикатные прослои горизонта, как мы увидим ниже, являются пирокластическими породами и представлены кристаллотуфами и хлоритизированным вулканическим пеплом. Плитчатый горизонт к востоку замещает известняки, и такая разнородность в составе вагранской свиты исчезает.

Подобное деление вагранской свиты на самостоятельные горизонты оказало существенную помощь при поисках и разведке месторождений бокситов, хотя их и нельзя рассматривать в качестве самостоятельных стратиграфических единиц ввиду крайней неустойчивости по падению и простиранию. В некоторых местах такая последовательность горизонтов нарушается, отмечается замещение одних горизонтов другими и выпадение их из разреза.

Несмотря на обилие фауны, возраст описанных толщ девона трактуется неодинаково. Одни исследователи всю вагранскую свиту относят к эйфельскому ярусу, а время образования субровского бокситового горизонта считают раннеэйфельским (Ходалевич, 1951; Ходалевич, Брейвель, 1968). Другие геологи в нижней части свиты выделяют отложения кобленцкого яруса нижнего девона (Пейве, 1947).

В 1965 году С.М. Андронов пересмотрел свою точку зрения на возраст осадков вагранской свиты. Согласно его новым данным, которые приведены в табл. 1, субровский бокситовый горизонт залегает на отложениях нижней части жединского яруса, а покрывается отложениями нижнего кобленца. Два надрудных горизонта вагранской свиты также относятся к нижнему кобленцу. Выше надрудного горизонта и рифогенных известняков с несогласием залегают отло-

жения эйфельского возраста, к основанию которых С.М. Андронов относит бокситы козьереченского горизонта. Осадки этого горизонта постепенно переходят вверх по разрезу в толщу плитчатого горизонта, представленного темно-серыми кремнистыми битуминозными известняками, переслаивающимися с пропластками кремнисто-глинистых сланцев и песчаников.

Разрез более молодых образований здесь не рассматривается, так как они не имеют отношения к выяснению происхождения бокситов и тектоники Североуральского бокситового бассейна.

Для геологической истории Североуральского бокситового пояса в палеозое характерно развитие блоковой тектоники, что накладывало отпечаток и на характер фаций в каждой из выделенных структур (Пейве, 1947). Позднее это было подтверждено результатами сейсмических работ, на основе которых в строении района четко выделяются три структурных этажа: верхний, сложенный карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями девона; средний, представленный эффузивными и эффузивно-осадочными толщами силура; нижний, состоящий из эффузивных и метаморфических образований, условно отнесенных к ордовику — кембрию. Для каждого структурного этажа отмечаются многочисленные разрывные нарушения. Например, для верхнего структурного этажа установлены восточные падения поверхности смещения, по которым отдельные блоки девонских пород надвинуты с востока на запад (Гуткин и др., 1970).

Пострудная тектоника выразилась в разрывном нарушении и смещении бокситового тела, в результате чего отдельные его блоки оказались опущенными или приподнятыми.

Глубинные разломы и блоковая тектоника "определили также особенности пространственной локализации поверхностного вулканизма" (Пейве, 1947, стр. 133). С зонами краевых разломов, по-видимому, связано наиболее интенсивное поступление гидротермальных растворов, несущих полезные компоненты, такие как алюминий, железо и пр.

По данным Е.С. Гуткина и Ю.М. Родченко (1966, стр. 72), "бокситовые месторождения Североуральского бассейна формировались при пассивном тектоническом режиме", вулканическая деятельность в пределах СУБРа отсутствовала.

На основании наших данных мы считаем, что в период накопления рудных осадков, а также до и после этого в пределах месторождений бассейна существовал не пассивный, а активный вулканический режим. Южным окончанием Североуральского бокситового бассейна мы считаем козьереченский горизонт (Гладковский, 1942).

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ БОКСИТОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

На Урале известны четыре разновозрастных девонских бокситовых горизонтов: два эйфельских и два франских. Бокситовые тела залегают на неровной поверхности светло-серых известняков и согласно перекрываются темно-серыми, иногда битуминозными. Непосредственно на бокситах нередко лежат темно-серые глинистые и известково-глинистые сланцы, выше которых находятся известняки кровли. На некоторых месторождениях Южноуральского бокситового бассейна известняки кровли и подошвы рудного горизонта практически ничем не различаются.

Переход от красных бокситов к подстилающим известнякам на разных месторождениях неодинаков. Местами переходная зона состоит из разобренных между собой корродированных кусков известняка, расположенных в боксите (рис. 2). В верхней части переходной зоны преобладает боксит, в нижней — известняк; мощность ее до 2 м. Подобную зону условно называют бокситовой (рудной) брекчией. Особый интерес представляет псевдослоистая бокситовая брекчия, встречающаяся в месторождениях Южноуральского бокситового бассейна (рис. 3). Верхняя часть такой брекчии сложена редкими остатками слоистого известняка, ориентированными согласно слоистости и изолированными друг от друга бокситовым веществом. Вниз по разрезу величина включений слоистого известняка и их количество увеличиваются, а расстояние между ними в слоях и вниз по разрезу уменьшается вплоть до полного исчезновения бокситового цемента. Бокситовая брекчия не имеет повсеместного распространения.

В некоторых месторождениях отмечаются другие формы перехода бокситовой залежи в подстилающие известняки: от бокситового тела вниз отходят толстые (до 1 м) ветвистые "корни". Более подробные характеристики переходных зон различных месторождений Урала приведены в работах В.С. Мелещенко (1945), А.В. Пейве (1947), А.К. Гладковского и А.К. Шаровой (1951), А.К. Гладковского и др. (1964).

Надо учитывать и то обстоятельство, что бокситовые бассейны и отдельные месторождения различаются между собой не только типами бокситов, но и составом продуктивной толщи. Поэтому многие вопросы состава и происхождения бокситов нельзя окончательно выяснить в одном бассейне. В качестве примера можно привести Южноуральский бассейн, где бокситы в западном и юго-западном направлениях замещаются типичными диапор-шамозитовыми оолитовыми образованиями. Здесь осадочное хемогенное происхождение диапора сомнения не вызывает. На восточном склоне Урала имеется несколько месторождений бокситов (Известковское, Малоименновское и 3-е Талицкое), в которых над бокситом залегают окатанные и дисковидные обломки (длиной до 15 см, шириной до 10 см и толщиной до 5 см), сложенные мало измененными пирокластическими

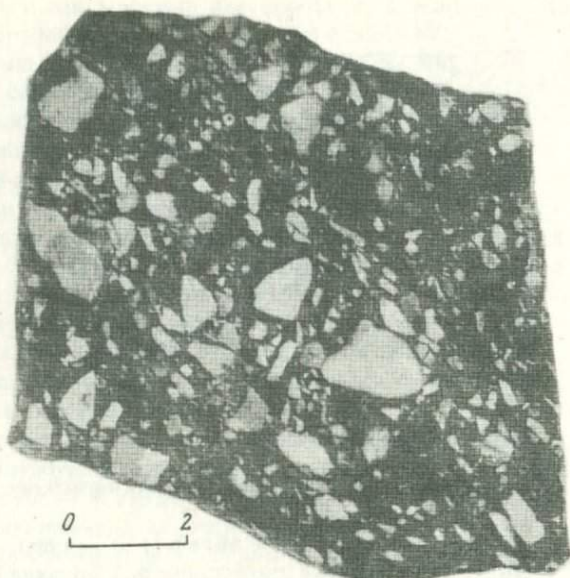


Рис. 2. Метасоматическая рудная брекчия из переходной зоны. Полированный штуф. Белое - известняк, темное - красный боксит. СУБР, Кальинское месторождение

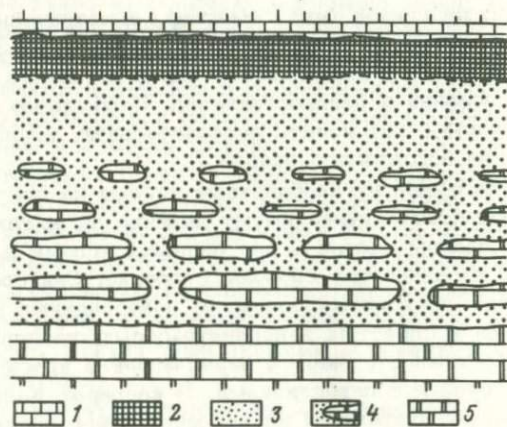


Рис. 3. Схематическая зарисовка постепенного перехода от плитчатых известняков подошвы в боксит

1 - темно-серые известняки кровли; 2 - бокситы зеленовато-серые; 3 - бокситы красные, каменистые; 4 - зона "караваев" плитчатого известняка в красном каменистом боксите; 5 - серые плитчатые известняки подошвы рудного слоя

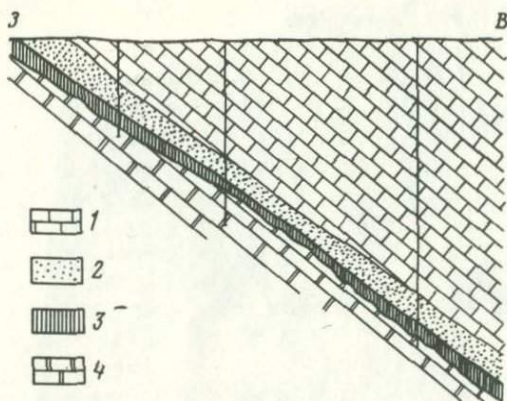


Рис. 4. Геологический разрез по скважинам Известковского месторождения бокситов

1 - известняк темно-серый (верхний эйфель); 2 - туфы; 3 - бокситы; 4 - известняк светло-розовый грубослоистый (верхний эйфель)

породами (рис. 4). Последние примеры мало известны широкому кругу геологов.

Девонские бокситы имеют полиминеральный состав, неодинаковые текстуры и структуры, что является результатом деятельности различных процессов: диагенеза, метасоматоза, выветривания, взаимодействия с вмещающими осадками и растворами. Нельзя только на основании современных особенностей бокситов делать вывод об условиях их образования и распространения. Необходимо "снять" наложенные процессы и установить первоначальную природу материнской породы или бокситового осадка.

Бокситы и вмещающие их карбонатные породы на восточном склоне Урала в большинстве случаев имеют падение на восток под углом 35° , а на западном склоне - под разными углами к западу.

Залежи имеют неоднородное сложное строение. Они состоят из красных неслоистых и слоистых бокситов, приуроченных к нижней части рудного тела и слоистых зеленовато-серых, расположенных выше красных. Местами отмечается переслаивание красных и серых бокситов между собой и с известняками. В карьерах Кальинского и Черемуховского месторождений на неровной поверхности подстилающих известняков ниже красных бокситов встречены зеленовато-серые бокситы. В них отдельные прослои содержат рудные минералы.

Неровная поверхность подстилающих известняков обусловлена чередованием без всякой закономерности западин и выступов. Соответственно этому мощность бокситового тела изменяется на коротких расстояниях от нескольких метров до 70 м. В месторождениях с сильно расчлененным известняковым ложем депрессии обычно запол-

нены красными марками диаспоровыми бокситами. Здесь отмечаются столбообразные останцы известняка высотой до 5–6 м. На более возвышенных местах, где поверхность известняков относительно ровная или слабо расчлененная, залегают красные яшмовидные бёмитовые бокситы. Немаркие бёмит–диаспоровые руды занимают промежуточное положение между первыми и вторыми. Эти первоначальные литологические типы красных бокситов имели горизонтальные контакты между собой и с зеленовато–серыми бокситами.

В результате выветривания первичных диаспоровых и диаспор–бёмитовых образуются вторичные красные диаспор–бёмитовые и бёмитовые бокситы, имеющие между собой и с первичными красными почти вертикальные контакты. Выветривание приводило к перерождению диаспора в бёмит (Гладковский и др., 1964). По–видимому, дорудная поверхность карбонатных образований была сравнительно ровной, а современная ее расчлененность в значительной степени является следствием процессов бокситообразования.

В Североуральском бассейне широко распространены красные и серые средне– и крупнобобовые бокситы с бобовинами размером от одного миллиметра до нескольких сантиметров. Это конгломератовидные бокситы; в выветрелом состоянии они называются порфирировидными. Крупные бобовины имеют иногда серый цвет, скрепляющая их масса – красный или зеленовато–серый. Такие бокситы называют соответственно красными и серыми порфирировидными (рис. 5).

Красный цвет бокситов обусловлен равномерным распределением в них тонкодисперсных гематита и гидрогематита, а зеленовато–серый – присутствием шамозита. Последний часто ассоциирует с пиритом и мельниковитом. Верхняя граница между красными и зеленовато–серыми бокситами нерезкая и неровная; смена одних бокситов другими в разрезах, перпендикулярных к слоистости, происходит постепенно, перерывов в отложениях не наблюдается. В нижней части рудного тела и внутри него переход от красных к серым бокситам более или менее резкий.

Зеленовато–серые бокситы характеризуются ясно выраженной слоистостью. Слои (1 мм – 2 см) различаются либо размерами бобовин, либо неодинаковым содержанием бобовин, хлорита и рудных минералов. Бобовины сложены диаспором и бёмитом. С бокситовыми бобовинами ассоциируют кальцитовые и известняковые обломки и гальки. Кроме того, в зеленовато–серых бокситах наблюдаются маломощные слои, обогащенные рудными минералами – титаномagnetитом и ильменитом.

Слоистая текстура в толще красных бокситов хотя и имеет меньшее распространение, однако обладает специфическими особенностями. Слоистость часто подчеркивается чередованием слоев разного состава. Одни из них обогащены рудными минералами и синхронным кальцитом, другие лишены упомянутых минералов, но богаты красными диаспоровыми бобовинами, скрепленными черным хлоритизированным цементом (рис. 6).



Рис. 5. Бокситовый конгломерат с редкими крупными "гальками" боксита. СУБР, Черемуховское месторождение

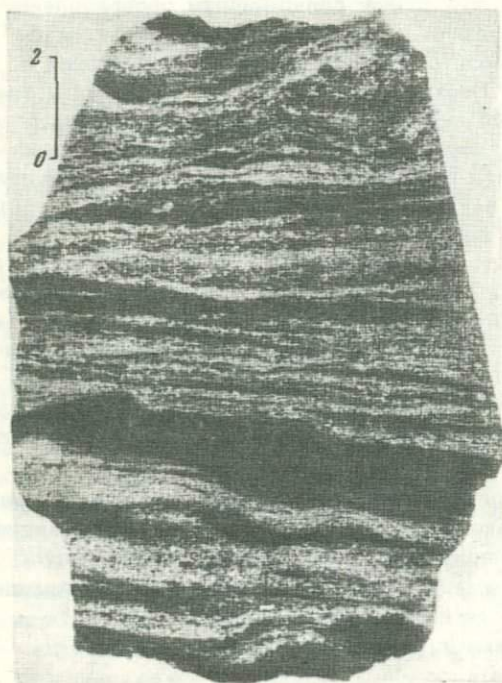


Рис. 6. Характер слоистости в мелкобобовом боксите. Полированный штупф. Белое — прослои рудных зерен в кальцитовом цементе, черное — красные бобовины в черном хлоритизированном стекле. Обр. 409-69 СУБР, Кальинское месторождение

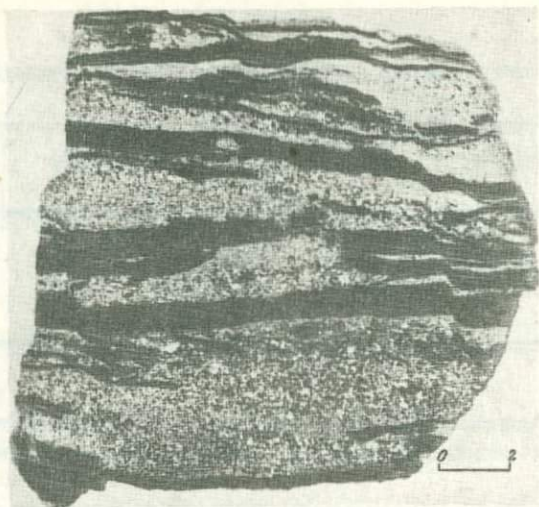


Рис. 7. Слоистый боксит, подстилающий красные маркированные бокситы. Белое — слои порфирированного боксита, диаспоровые бобовины которого скреплены хлорит-диаспоровым цементом; черное — тонкозернистые слои хлорит-диаспорового состава. Обр. 372-68. СУБР, Черемуховское месторождение

Под красными маркированными бокситами, непосредственно на подстилающих известняках иногда залегают серые слоистые руды. В пределах Кальинского месторождения такие руды характеризуются незначительным количеством рудных минералов и продуктов их изменения в красных гематит-хлорит-диаспоровых слоях и обогащением этими минералами светло-серых хлорит-диаспоровых прослоев. Слоистые руды Черемуховского месторождения имеют другие отличительные особенности. Здесь переслаиваются светло-серые сильнопористые слои бобового облика со слоями тонкозернистыми. Бобовое строение первых обусловлено значительным количеством белых, нередко рыхлых диаспоровых бобовин в темно-сером диаспор-хлоритовом цементе. Состав темно-серых тонкозернистых слоев аналогичен составу цементирующей массы бобовых прослоев, т.е. диаспор-хлоритовый (рис. 7).

Некоторые разновидности слоистых бокситов из разных частей бокситовой залежи показаны на рисунках 8, 9. В слоистом боксите Кальинского месторождения одни слои состоят из красных гематит-диаспоровых бобовин и рудных зерен (до 5-10%), сцементированных вулканическим пеплом. Структурные особенности такого слоя приведены на рис. 8. Здесь мелкозернистый диаспор цемента замещает хлоритизированный или слабо затронутый хлоритизацией пепел. Другие слои сложены серым, переходящим в красный, тонкослоистым

Таблица 2

Химический состав прослоев слоистого боксита из Черемуховского

Слой	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
1	9,34	1,90	52,98	6,32	8,94
2	13,02	3,34	25,95	6,82	24,68

яшмовидным бокситом. Полосчатость в таких прослоях обусловлена их неоднородностью: краевые части – серые, внутренняя часть – красная.

В табл. 2 приведены результаты химических анализов отдельных прослоев образца, изображенного на рис. 9. Слой 1 представлен красным немарким неслоистым бокситом, который не содержит руд-



Рис. 8. Зарисовка части слоя серого слоистого боксита. Обр. 193-68, x 7. СУБР, Кальинское месторождение

1 – красные гематит-диаспоровые бобовины; 2 – мелкозернистый диаспор, заместивший силикатную пирокластическую; 3 – хлоритизированная пирокластическая; 4 – зона смещения; 5 – светло-серый однородный хлорит

месторождения (вес. %)

CaO	MgO	CO ₂	П.п.п.	Сумма
1,17	1,05	4,92	12,66	99,28
3,47	2,79	10,84	8,29	99,20

ных минералов. Слой 2 отличается от первого серым цветом и содержанием черного, неполностью хлоритизированного вулканического пепла и рудных минералов.

Слоистость красных яшмовидных, немарких и марких бокситов иногда обусловлена послойно расположенными остатками фауны амфифор и пахиопор (рис. 10).

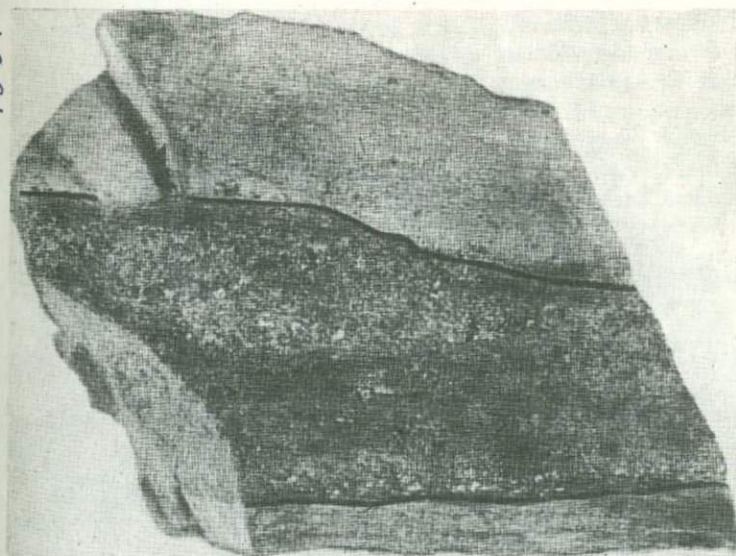


Рис. 9. Полированный штуф. Верхний и нижний слои - светло-розовый диаспор-бемитовый мелкобобовый боксит. Средний темно-серый слой - серые и красные бемит-диаспоровые бобовины (20%) и рудные зерна (10%), скрепленные темно-серым хлоритизированным пеплом. Обр. 285-68, 2/3 нат. вел. СУБР, южная часть Черемуховского месторождения



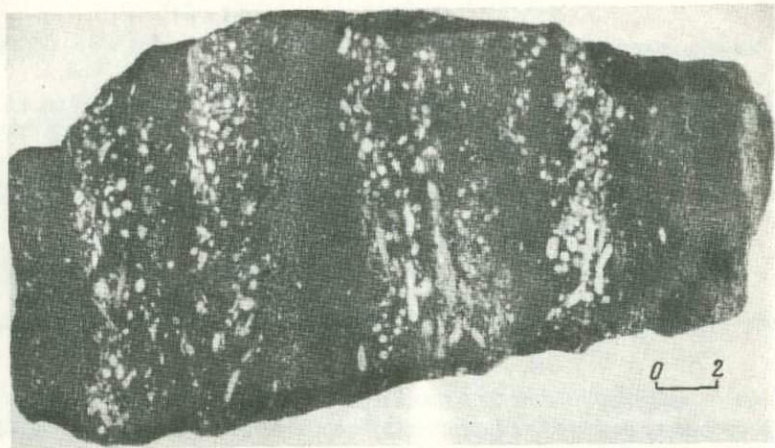


Рис. 10. Слоистый красный полумаркий боксит со слоями, содержащими остатки амфибор и пахиопор. Полированный штуф. СУБР, месторождение Красная Шапочка

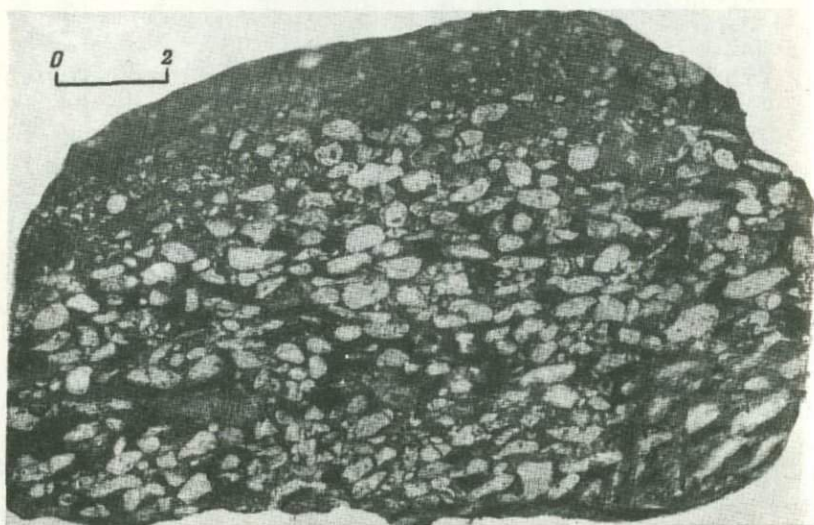


Рис. 11. Боксит серый порфировидный. Полированный штуф. Белые диаспоровые бобовины неправильной формы в сером цементе. СУБР, Черемуховское месторождение

Бокситы геосинклинальных месторождений Урала сложены образованиями, условно называемыми бобовинами. Размеры их различны, но не более нескольких сантиметров в поперечнике. Происхождение указанных бобовин геологи объясняют неодинаково. В яшмовидных бокситах встречаются мельчайшие (не более 0,1 мм) бобовины оолитового облика. Они сложены чередующимися концентрами сидерита или кальцита и тонкозернистого диаспора. В яшмовидных и мелкозернистых бокситах отмечаются бобовины уплотненно-деформированного облика. В них бобовины тесно прижаты, и выступы одних бобовин соответствуют углублениям других. Некоторые плоские бобовины приобрели указанную форму в результате переработки обломков бокситов морскими волнами в прибрежных условиях (рис. 11). Происхождение же большинства мелких, средних и крупных бобовин до сих пор оставалось не выясненным. Их нельзя считать бокситовым материалом, принесенным из латеритной коры выветривания с суши. Бобовины не являются также материалом, переработанным волнами в континентальных условиях.

Положения, изложенные ниже, возможно, покажутся дискуссионными сторонникам латеритной и латеритно-осадочной гипотез. Однако изучение минералогии, петрографии и текстурных особенностей руд, более детальное, чем производилось предыдущими исследователями, убедило нас в правильности наших положений.

Ранние работы Е.В. Рожковой и А.Н. Ляминой (1948, 1949; и др.), А.К. Шаровой (1958) и других исследователей по минералогии бокситовых месторождений Урала в настоящее время уже недостаточны для генетических выводов. Можно напомнить случай с рудными минералами: несмотря на широкое распространение, а нередко и высокое содержание (20–80% объема боксита), много лет их присутствие отрицалось, а изучение не проводилось. Однако вряд ли следует начинать дискуссию по этим выводам прежде, чем будут получены новые, более представительные факты. Во всяком случае, каменный материал, на котором базируются наши выводы, собран в достаточном количестве и может быть предоставлен заинтересованным лицам.

При решении генетических вопросов бокситообразования некоторые геологи существенное место отводят отношению TiO_2 к Al_2O_3 . Это отношение называют титановым модулем. Ряд исследователей (Бушинский, 1963; Ронов, Мигдисов, 1965) считает, что в бокситах существуют два типа титанового модуля – упорядоченный и пестрый. В первом случае наблюдается прямая пропорциональная зависимость между содержаниями TiO_2 и Al_2O_3 . Объясняется это изоморфным замещением титаном алюминия в кристаллической решетке глинистых и глиноземных минералов. Согласно этому мнению, титановый модуль, существующий в бокситах, устанавливается при формировании коры выветривания и наследуется от нее бокситами. При пестром модуле никакой связи между двуокисью титана и глиноземом нет. Это зависит либо от наложения на упорядоченный модуль

неравномерного рассеивания обломочных титановых минералов, либо от перераспределения TiO_2 в условиях повышенного pH, когда титан неподвижен (Страхов, 1963; Бушинский, 1963; и др.).

Однако имеются случаи, когда на одном и том же месторождении одни исследователи пишут об упорядоченном типе титанового модуля, а другие – о пестром. Так, по североуральским бокситам у Г.И.Бушинского (1963) получается прямая пропорциональная зависимость содержания двуокиси титана от глинозема, а у Ю.М. Родченко (1964) – обратная.

Результаты наших исследований позволили установить, что в геосинклинальных бокситах на Урале титан связан преимущественно с пирокластическими рудными минералами и вулканическим пеплом, равно как и с небольшим содержанием TiO_2 хемогенного происхождения. Поэтому мы подробнее остановимся на этой стороне проблемы.

ШИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ БОКСИТАХ НА УРАЛЕ

Значительное количество рудных минералов в бокситах Североуральского бассейна было открыто А.К. Гладковским и А.К. Шаровой в 1946 г. (Гладковский, 1952). Тогда эти минералы ошибочно были названы терригенными. Такое происхождение рудных минералов потом без достаточной проверки было признано другими геологами. Наряду с этим наши исследования показали, что рудные зерна в североуральских бокситах имеют ряд характерных особенностей, которые более подробно будут рассмотрены ниже.

В основных и ультраосновных интрузиях Урала густая вкрапленность и массивные руды магнетита и титаномагнетита встречаются довольно часто. Д.С. Штейнберг и др. (1965) нераспавшийся титаномагнетит называют "однородным", или "гомогенным", а распавшийся – "неоднородным", или "гетерогенным". Последний, как известно, имеет решетчатое строение и представляет собой прорастание магнетита ильменитом. Гетерогенный титаномагнетит и более или менее чистый магнетит всегда присутствуют в упомянутых выше интрузивных породах Урала. Гомогенный же титаномагнетит на Урале очень редок. Он встречается в виде вкрапленности в основных эффузивных породах, быстро застывших на дневной поверхности или в земной коре на небольшой глубине. В дальнейшем, при описании рудных минералов в бокситах, мы используем терминологию указанных авторов.

Распределение рудных минералов в бокситах разных месторождений Среднего и Северного Урала крайне неравномерно. Обычно они редко рассеяны в основной массе боксита, количество их не превышает 1–2% объема руды. Наряду с этим в отдельных слоях иногда отмечается значительная концентрация рудных зерен, линейные скопления которых придают бокситам слоистый облик. Здесь наблюдается чередование бокситовых слоев с редкими рассеянными

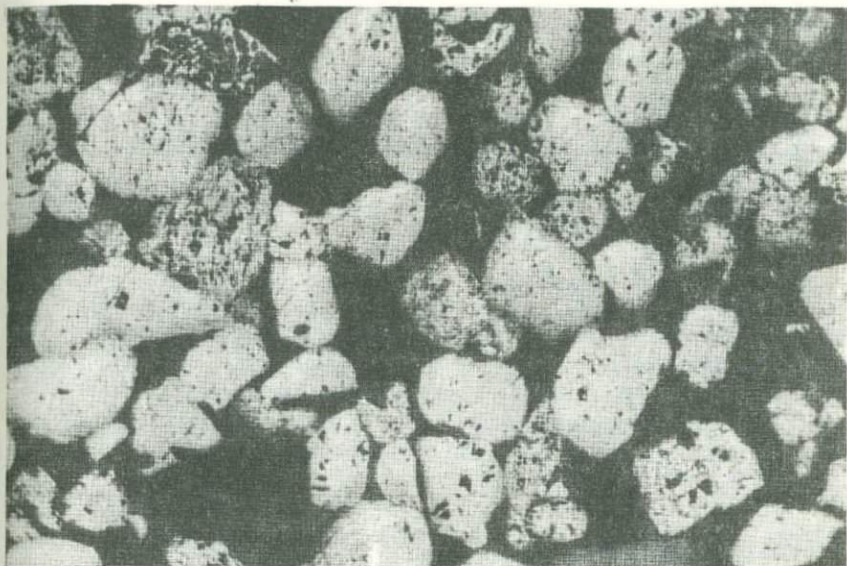


Рис. 12. Характер проявления рудных минералов в бокситах. Полировка 4-66, отраженный свет, масляная иммерсия, $\times 90$. СУБР, Кальинское месторождение

рудными зернами со слоями, существенно ими обогащенными (см.рис.6). В последних количество таких зерен достигает 50-80% объема породы. Цементом для рудных минералов являются сингенетичные кальцит, диаспор или хлорит.

В бокситах СУБРа, на Козьереченском и Малоименновском месторождениях, присутствуют единичные зерна и их скопления округлой или остроугольной, а иногда и октаэдрической формы (рис. 12). Они представлены гомогенным и своеобразным гомогенно-гетерогенным титаномагнетитом. Последний состоит из гомогенного титаномагнетита (основная масса), который прорастается пластинчатым ильменитом (решетка). Размеры зерен рудных минералов не превышают 0,5 мм, составляя в среднем 0,1-0,2 мм. Иногда рудные минералы вместе с бокситовыми бобовинами переработаны волнами в прибрежно-морских условиях. Об этом говорит дисковидная форма отдельных крупных бобовин (3-5 мм) и ассоциирующих с ними зерен рудных минералов.

Рудные зерна в бокситах в основном свежие, мало измененные. В этом случае общее количество зерен гомогенного титаномагнетита от всего объема рудных минералов составляет не ниже 80%, ильменита - 10%, мартита и гематита - 10%. Присутствие гомогенного титаномагнетита в бокситах подтверждается результатами минераграфических исследований полировок и полированных шлифов

Таблица 3

Химический состав концентрата магнитных рудных минералов из

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
110	3,90	7,40	7,17	54,63	22,00
111	1,89	9,20	1,82	64,93	18,59
112	1,92	6,25	5,32	74,48	9,12

Примечание. Обр. 110 – концентрат рудных минералов из бокситов Черемуховского месторождения, исходный материал которого содержит незначительное количество мартита с мелкими включениями гомогенного титаномагнетита, мало первичного гематита и в единичных случаях мельчайшие сростки (до 0,01 мм) кристаллов рутила и анатаза с мартитом или титаномагнетитом. Обр. 111 –

в отраженном поляризованном свете, а также методом точечного микроспектрального анализа рудных зерен в аншлифах.

Для сравнения нами собраны и изучены образцы, содержащие магнетит, титаномагнетит и мартит из различных месторождений железных и титаномагнетитовых руд. Среди них были образцы и полировки криворожских и курских магнетитовых железистых кварцитов и магнетит-мартитовых богатых железных руд, титаномагнетиты из ультраосновных пород Качканара, магнетиты из уральских контактово-метасоматических месторождений железа и магнетиты из Халактырского черного пляжа (Камчатка). В отраженном свете магнетит из указанных месторождений по характеристикам отличается от однородного титаномагнетита. Если первый имеет светло-серый цвет, то титаномагнетит из бокситов – серый цвет с бурым оттенком различной интенсивности. Кроме того, на месте зерен однородного титаномагнетита, замещенных кальцитом, диаспором или хлоритом, образуются минералы титана – рутил, анатаз, сфен и лейкоксен. Подробно об этом будет говориться при описании минералогии и геохимии титана в геосинклинальных бокситах.

Следует отметить, что около 5–10% рудных зерен по составу и оптическим свойствам в отраженном свете занимают промежуточное положение между магнетитом и гомогенным титаномагнетитом. Такие зерна нами также относятся к последнему.

Выше приведен химический состав рудных концентратов трех образцов, в которых минераграфическими исследованиями установлено ничтожное содержание ильменита как в виде отдельных зерен, так и в сростании с гомогенным титаномагнетитом (табл. 3).

По содержанию Fe₂O₃ и FeO обр. 110 можно отнести к гомогенному титаномагнетиту, а образцы 111 и 112 представляют собой

бокситов разных месторождений Североуральского бассейна (вес.%)

CaO	MgO	CO ₂	П.п.п.	Сумма
0,29	1,32	0,39	3,29	100,39
0,80	0,08	Нет	2,91	100,22
Сл.	0,67	"	2,56	100,32

концентрат рудных минералов из зоны замещения бокситового тела рудными песчаниками в северной части Кальинского месторождения. Титаномагнетит здесь существенно окислен и замещен кальцитом и диаспором, что привело к образованию рутила, анатаза и сфена. В обр. 112 магнетит, мартит и титаномагнетит находятся в сростании с мелкими кристаллами рутила, анатаза и сфена.

смесь гомогенного титаномагнетита, мартита и магнетита с рутилом, анатазом и сфеном.

В распределении рудных минералов в бокситах Североуральского бассейна наблюдается ясно выраженная закономерность, которая касается количественного распространения зерен, текстурных особенностей бокситов, трещиноватости и степени изменения рудных зерен. Линия разграничения проходит в центре бассейна на широте Кальинской сопки и делит бокситоносный горизонт на северную и южную части. Наибольшее количество рудных зерен отмечается вблизи вулканогенных образований Кальинской сопки. Здесь бокситовая залежь замещается песчаниками рудного состава. К северу и югу от центра бассейна количество таких зерен и мощность прослоев, сложенных ими, постепенно уменьшаются. На флангах бассейна (месторождение Красная Шапочка) мощность не превышает 5–10 см.

Севернее Кальинской сопки, в южной части Черемуховского месторождения, слои боксита, содержащие рудные минералы, имеют мощность до 0,5 м. Каждый из слоев состоит из отдельных невывержанных по падению и простирацию слоев, которые часто выклиниваются и снова появляются на этом или другом уровне. Слойки непараллельны между собой; мощность их непостоянна и на коротких расстояниях изменяется от нескольких сантиметров до 20 см. В центральной части Черемуховского месторождения мощность слоев и их протяженность становятся более постоянными. На долю рудных минералов на первом участке приходится 25–80% объема боксита, а на втором, более северном – 20–50%.

Микроскопическое изучение рудных минералов в полировках и полированных шлифах при отраженном свете показало, что их соотно-

Таблица 4

Химический состав бокситов Черемуховского месторождения, ралов из них (вес.%)

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
31	16,16	2,60	29,22	13,70	19,60
31к	7,70	7,65	14,35	41,90	19,55
436	11,36	7,60	19,62	35,15	15,26
436к	4,40	5,74	10,40	55,43	19,57

Примечание. Обр. 31 – красный каменистый боксит, слабо обогащенный рудными минералами, из центральной части месторождения; обр. 31к – концентрат магнитных рудных минералов из обр. 31;

шение, при общем объеме, принятом за 100%, на северном участке следующее: гомогенный титаномагнетит составляет 50 – 70%, гомогенно-гетерогенный титаномагнетит – 15 – 20%, мартит – 5–10%, ильменит – не более 2%. В южной части месторождения содержание гомогенного титаномагнетита 40–70%, гомогенно-гетерогенного – до 30%, мартита – до 10%, ильменита – до 2%. Результаты химических анализов бокситов с рудными минералами из разных частей Черемуховского месторождения приведены в табл. 4.

При описании рудных минералов необходимо отметить, что под магнитными мы понимаем такие, которые выделяются в магнитном поле напряженностью 1200–2000 эрстед. Магнитная сепарация производилась мокрым способом на универсальном электромагнитном сепараторе УЭМ-1 с четырех-пятикратным отмывом пробы. В результате разделения во фракцию сильномагнитных минералов попали гомогенный и гомогенно-гетерогенный титаномагнетит, а также связанные с ними мартит и ильменит.

Пересчет результатов химического анализа обр. 31 на минеральные компоненты показал, что на долю гомогенного и гетерогенного титаномагнетита и связанного с ними ильменита приходится до 25 вес.%. В обр. 436 гомогенный и гетерогенный титаномагнетит с ильменитом составляют около 40%, мартит – 13% и рутил – 2%.

При минераграфическом изучении рудных минералов в бокситах обращает на себя внимание присутствие среди гомогенного титаномагнетита зерен с более низкой отражательной способностью и более темным, почти коричневым оттенком отраженного света. Объяснить это только примесью титана трудно, поскольку в других зернах диоксид титана также присутствует, а их оптические свойства отличаются от упомянутых.

П. Рамдор (1962) указывал, что у магнетитов с высоким содержанием магния и алюминия отражательная способность ниже, чем у

обогащенных рудными минералами, и концентратов магнитных мине-

CaO	MgO	CO ₂	П.п.п.	Сумма
2,96	2,00	3,61	9,51	99,36
1,36	1,52	1,33	4,97	100,33
He обн.	1,10	He обн.	8,68	98,68
0,69	0,97	He обн.	1,90	99,10

обр. 436 – серый боксит, содержащий рудные минералы, из южной части месторождения; обр. 436к – концентрат магнитных рудных минералов из обр. 436.

ильменита. В нераспавшихся титаномагнетитах, которые присутствуют в бокситах, иногда отмечается растворенная в них шпинель, а “высокие содержания Al₂O₃ и MgO, возможно, замедляют распад как ильменита, так и шпинели” (Рамдор, 1962, стр. 884).

Химический анализ рудного концентрата из бокситов Черемуховского месторождения показал в гомогенном титаномагнетите повышенное содержание Al₂O₃ и MgO (см. табл. 3, 4). Очевидно, эти компоненты имеют непосредственное отношение к алломагнезиальной шпинели, выделения которой отмечаются в некоторых зернах гомогенно-гетерогенного титаномагнетита. Это, по-видимому, герцинит или плеонаст. Наиболее тонкие решетчатые вроски шпинели, параллельные (100) кристаллической решетке титаномагнетита, встречаются в его неоднородных зернах (рис. 13); в гомогенном титаномагнетите пластинки шпинели встречаются значительно реже и характеризуются более грубыми выделениями. Здесь отмечаются пластинчатые образования и скопления линейно вытянутых зернышек четковидного характера, развитых также параллельно (100) решетке титаномагнетита. Общее количество рудных зерен с выделениями шпинели практически не превышает нескольких процентов от общего их числа.

Наличие примеси TiO₂ в гомогенном титаномагнетите подтверждается также при изучении его окисленных разновидностей. В мартите нередко отмечаются тончайшие каплевидные и линейно вытянутые выделения рутила, появившиеся в результате перераспределения вещества при окислении первичного титаномагнетита.

При исследовании рудных минералов в бокситах Среднего и Северного Урала обращает на себя внимание присутствие в некоторых зернах гомогенного титаномагнетита узорчатых трещин. Наибольшее количество таких зерен встречается в северной части Североуральского бассейна, в бокситах Черемуховского месторождения. Здесь

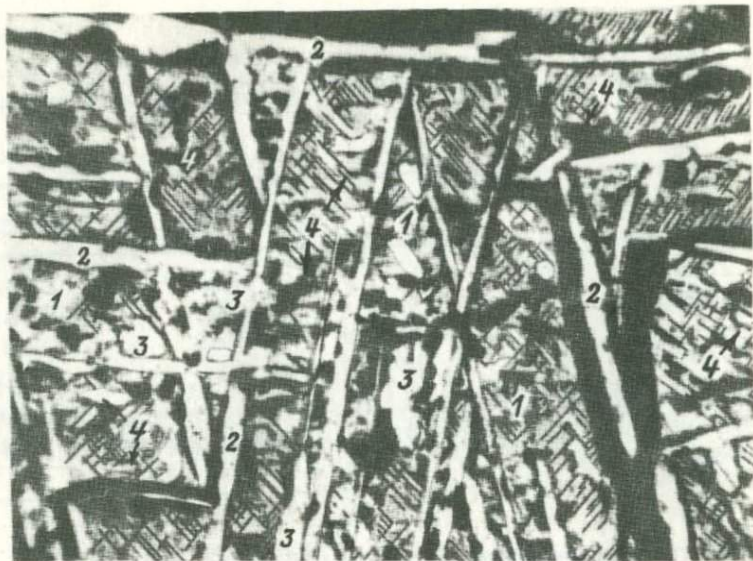


Рис. 13. Часть зерна гетерогенного титаномагнетита с тонкими пластинчатыми выделениями шпинели, развитой параллельно (100) кристаллической решетки титаномагнетита. Полировка 515-70, отраженный свет, масляная иммерсия, $\times 300$. СУБР, Кальинское месторождение

1 - гомогенный титаномагнетит; 2 - пластинчатые выделения ильменита; 3 - мартит; 4 - серая решетка - шпинель

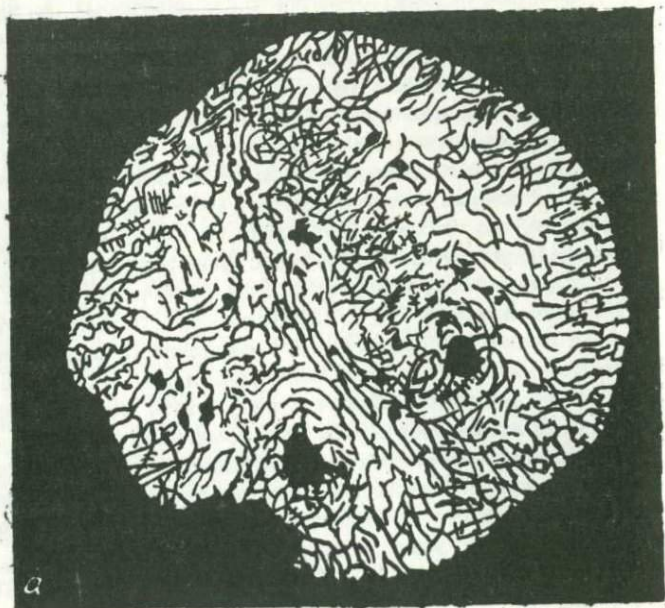


Рис.
14а.

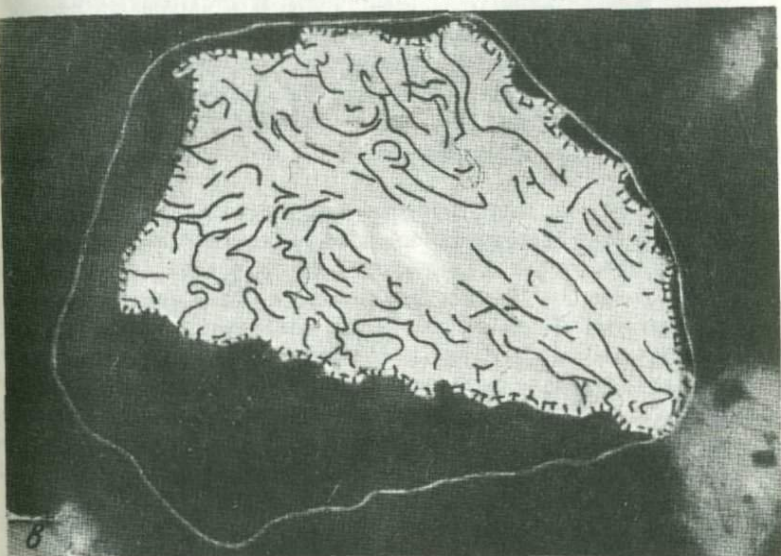
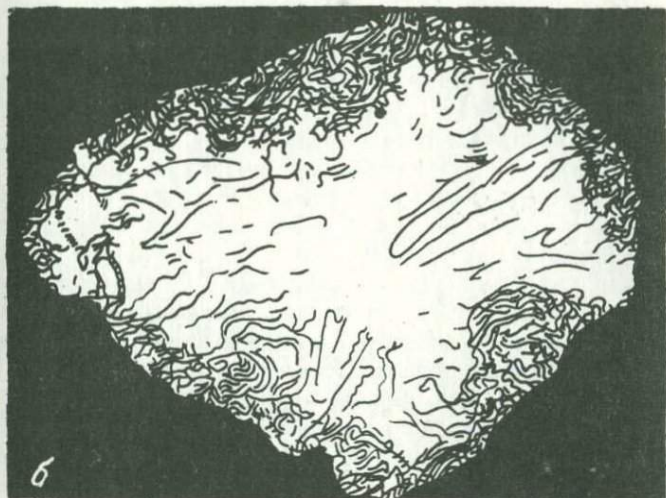


Рис. 14. Трешиноватые зерна гомогенного титаномагнетита; отраженный свет, масляная иммерсия. СУБР, Черемуховское месторождение

а - зерно с узорчатой трещиноватостью. Полировка 10, \times 250;
 б - зерно с зоной интенсивной трещиноватости по периферии и слабой трещиноватостью внутри зерна. Полировка 10, \times 250; в - остатки гематита. Первоначальные размеры зерна устанавливаются по наружной контурной линии. Внутри контура: темное - бокситовое вещество, заместившее гомогенный титаномагнетит; белое - гомогенный титаномагнетит с трещинами. Полировка 123-68, \times 360

в отдельных слоях количество трещиноватых рудных зерен достигает 40–50% от общего содержания рудных минералов; в других месторождениях бассейна трещиноватых зерен меньше (10–15%). Многогомогенного титаномагнетита с узорчатыми трещинами (более 30%) в бокситах Малоименновского бокситопоявления на Среднем Урале. Наряду с этим нередко отмечаются слои, в которых содержание трещиноватых рудных зерен ничтожно или они отсутствуют.

Можно выделить несколько типов трещиноватости. Одни зерна разбиты системой сложных узорчатых трещин, равномерно распределенных по всей плоскости среза (рис. 14, а). В других случаях в гомогенном титаномагнетите отмечается зональность, в которой можно выделить наружную сильнотрещиноватую зону с неглубокими узорчатыми трещинками и внутреннюю часть с редкими линейно вытянутыми и слабоволнистыми трещинами (рис. 14, б). Наконец, в некоторых зернах гомогенного титаномагнетита наблюдаются только слабоволнистые трещинки (рис. 14, в). Однако почти во всех случаях по периферии зерна отмечается зона сильной трещиноватости. При окислении гомогенного титаномагнетита, которое в начальной стадии чаще приурочено к периферической части зерна, мартит иногда развивается по узорчатым трещинам. Впоследствии, после метасоматического замещения рудных минералов нерудным веществом (диаспором, кальцитом или хлоритом), мартит, развитый по трещинам, сохраняет в диаспоровых бобовинах структурные особенности первичного рудного минерала.

Для выяснения причин возникновения узорчатой трещиноватости были рассмотрены случаи развития трещин в обломках вулканического стекла. В южной части Североуральского бокситового бассейна, в районе Козьереженского бокситопоявления, в отложениях сосвинской свиты, подстилающих петропавловские известняки, скважинами на глубине около 100 м были вскрыты вулканогенные образования — гиалокластиты и вулканические брекчии. В настоящее время подобные образования известны в составе многих вулканогенных формаций Урала (Иванов, Чурилин, 1971). Однако в пределах Североуральского бассейна они не отмечались. Мы не ставили перед собой задачу детального описания гиалокластитов и приводим о них лишь краткие сведения, необходимые для освещения происхождения трещиноватости в рудных минералах. Вулканическая брекчия нередко несет на себе следы воздействия неоднократных вулканических извержений. В этом случае раскристаллизованные обломки из толщ предшествующих извержений скреплены изотропной нераскристаллизованной массой более поздних извержений.

Гиалокластиты сосвинской свиты характеризуются резко выраженным обломочным, гиалокластитовым сложением. В главной своей массе они представлены стекловатым материалом. По внешнему виду стекло имеет смоляно-черный цвет. Обращают на себя внимание гидратация и палагонитизация, а также хлоритизация и гидротермальная минерализация гиалокластов. Это говорит о том, что поро-

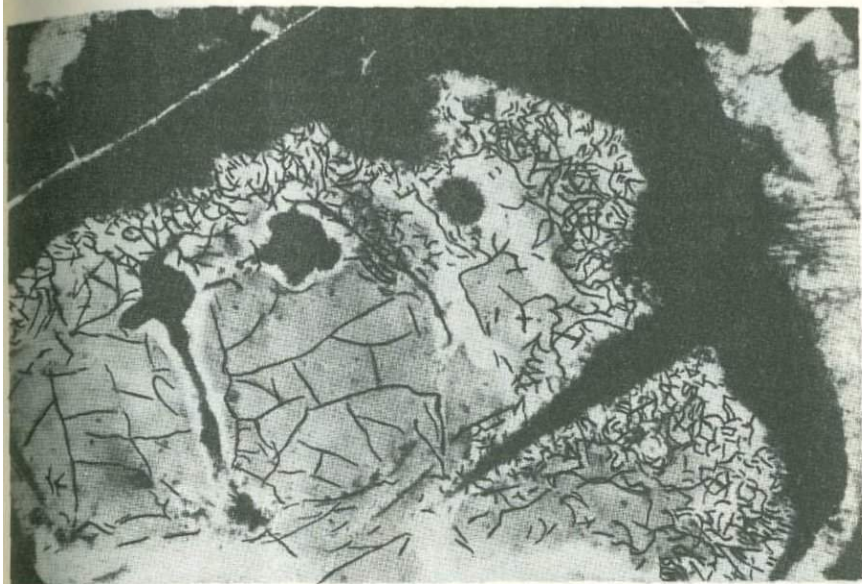


Рис. 15. Обломок вулканического стекла; его контуры обозначены белой линией. Наружная часть зерна (черное) – разложенное бурое трещиноватое стекло. Внутренняя часть зерна (серое и белое) – стекляннопрозрачное вулканическое стекло, разбитое тонкими трещинками, многочисленными по периферии и редкими в центре. Шлиф 96-66, без анализатора, $\times 200$. СУБР, Козьмереченский участок

да образовалась при фрагментации магматического расплава в ходе быстрого его охлаждения водой (Ритман, 1958). В результате дробления вулканического стекла на отдельные угловатые обломки в последних появляются микроскопические извилистые трещинки, которые образуют другой рисунок по сравнению с рудными зернами, но густота их также уменьшается от периферии к центральной части обломков (рис. 15). По-видимому, по способу отложения рудные минералы имеют сходство с гиадокластитами в том, что те и другие попали в морской бассейн в разогретом состоянии: первые в результате подводных излияний, а вторые через воздух. Существование морского бассейна подтверждается присутствием кальцита в качестве цемента в каждом из указанных случаев.

Микроскопическое изучение образцов из наружной части лавового потока вулкана Кихпиньч (Камчатка) показало, что в результате перепада температур в верхней части потока при его остывании возникает несколько типов трещиноватости. Подавляющее число трещин ориентировано по движению потока лавы. Они огибают фенохристы плагиоклаза. В других, ближе не выясненных условиях, образуется густая сеть неправильных концентрических трещин, отличающихся от таковых в рудных зернах.

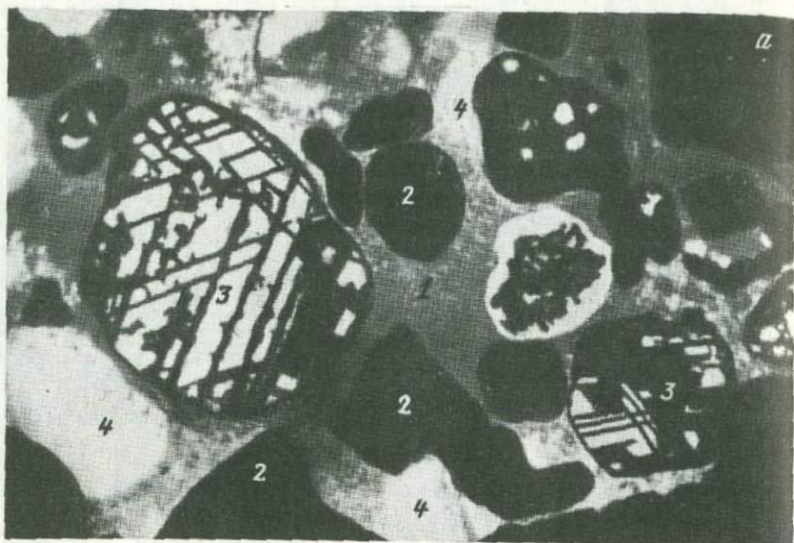


Рис. 16. Зерна гомогенного и гетерогенного титаномагнетита, замещенные и незамещенные кальцитом. СУБР, Кальинское месторождение

а - скопления рудных зерен в боксите: 1 - бёмит-хлоритовый цемент, 2 - зерна незамещенных рудных минералов, 3 - зерна гомогенно-гетерогенного титаномагнетита, частично замещенные

Рудные минералы в бокситах чаще всего ассоциируют с сингенетичными хемогенными кальцитом и хлоритом, которые цементируют бокситовые бобовины и рудные зерна, а нередко и замещают последние. На долю кальцита в таких прослоях приходится иногда до 40% объема слоя. Прослой, бедные рудными минералами, всегда содержат мало кальцита. Более отчетливо это фиксируется, когда бокситовый материал не переработан морскими волнами.

Пространственная ассоциация рудных минералов с кальцитом имеет генетическое значение, так как указывает на их отложение в условиях морской среды. Такой парагенезис вызван тем, что рудные зерна попали в морскую воду в горячем состоянии и нагрели ее. На повышенную температуру рудных зерен указывает широкое развитие узорчатых трещин, которые возникли при быстром охлаждении титаномагнетита в морской воде. Нагревание воды содействовало выделению углекислоты, а в связи с этим уменьшалась растворимость карбоната кальция. Он выпадал в осадок.

Возникает вопрос: каким образом разогретые зерна рудных минералов попали в Североуральском бассейне в бокситы и что является их источником? По-видимому, в большинстве случаев рудные минералы являются вулканическими пирокластическими образованиями, которые выпали в прибрежном участке моря, где в это время происходило накопление бокситового материала. Об этом говорят следующие факты: ассоциация рудных минералов с кальцитом, переслаивание преимущественно рудных прослоев с красными бобовыми и черными пепловыми, ассоциация рудных зерен с пепловым материалом и ряд других данных (Гладковский и др., 1970; Гладковский, 1970; Гладковский, Огородников, 1970).

В геосинклинальных бокситах Североуральского бассейна изучен кальцит трех генераций. Наиболее ранний, добокситовый — известняковый кальцит (перекристаллизованный известняк) слагает бывшие известняковые гальки и песчаники, которые частично или полностью замещены диаспором. Ассоциация кальцита второй генерации с рудными минералами вызвана выпадением его в осадок в результате отложения в морской среде рудных зерен. Кальцит второй генерации нередко замещает гомогенный и гетерогенный титаномагнетит (рис. 16). На месте замещенных зерен остаются рутил, анатаз, сфен, иногда лейкоксен. Наиболее поздний, послебокситовый, кальцит замещает все остальные части боксита. Этот кальцит синхронен известнякам, прикрывающим бокситовую залежь.

кальцитом (в них белое — кальцит, черные линии — ильменит, черные участки — незамещенный титаномагнетит), 4 — кальцит цемента. Шлиф 1-66, без анализатора, $\times 200$; 6 — кристаллы аутигенного рутила (1) в зерне бывшего однородного титаномагнетита, замещенного кальцитом (2), 3 — незамещенные рудные зерна. Шлиф 190-68, без анализатора, $\times 175$

Таблица 5

Химический состав рудных песчаников и бокситов из северной части

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
51	8,76	9,16	2,52	51,21	14,16
51к	2,35	9,50	2,37	63,50	16,30
11	5,52	8,33	9,23	71,24*	Не отр.

*Окись железа определена суммарная.

В северной части Кальинского месторождения, на широте одноименной сопки, наблюдаются более спокойное залегание и большая протяженность рудных слоев. Здесь, в зоне выклинивания бокситовой залежи, отмечается фашиальное переслаивание слоев бокситов с туфопесчаниками и алевритами, содержащими редкие обломки красного бокситового материала и прослой рудных минералов. Мощность переходной зоны 6-7 м. Количество рудных минералов в некоторых прослоях песчаников и сланцев не превышает 20% объема слоя. По минеральному составу среди рудных зерен преобладает титаномагнетит, содержание которого составляет 85% от общего их количества, 75% приходится на долю гомогенного титаномагнетита, а 10% - гетерогенного. Зерна - изометричной формы, свежие или слабо затронутые окислением, их размеры составляют в среднем 0,2-0,3 мм, иногда более мелкие. Около 10-15% зерен гомогенного титаномагнетита имеют слабо развитую трещиноватость, которая при минерографических наблюдениях выявляется плохо; примерно 15% рудных минералов приходится на мартит. Он отмечается в виде как относительно крупных (до 0,3 мм), так и мельчайших (около 0,01-0,02 мм) тонкораспыленных зерен. В более крупных индивидах прослеживаются каплевидные выделения рутила. Химический состав таких песчаников и бокситов, содержащих прослой и вкрапленность рудных минералов, приведен в табл. 5.

Иногда рудное тело замещается песчаником, нацело состоящим из рудных зерен, скрепленных кальцитом или хлоритом. Мощность одного из прослоев рудного песчаника достигает 0,5 м. Химический состав песчаника (обр. 51) и концентрата магнитных рудных минералов из него (обр. 51к) приведен в табл. 5.

Пересчет результатов химического анализа обр. 51 на минеральный состав дает следующее: титаномагнетита, ильменита, маррита и маггемита, а также связанного с последними рутила - 74%, кальцита - 12%, глиноземных минералов и алюмосиликатов - 14%.

Кальинского месторождения (вес. %)

CaO	MgO	CO ₂	П.п.п.	Сумма
6,53	0,53	4,41	1,80	99,08
1,80	0,55	0,80	1,65	98,82
1,65	Не опр.	0,01	3,07	99,05

Трешиноватые зерна гомогенного титаномагнетита встречаются крайне редко.

Одной из скважин, пробуренной в северной части Кальинского месторождения, на глубине около 75 м вскрыт бокситоносный горизонт мощностью 7,6 м. Верхняя, наиболее богатая рудными минералами часть слоя имеет мощность 3,6 м. Здесь рудные зерна и продукты их изменения (рутил, анатаз и мартит) составляют 60–80% объема породы. Химический состав самого верхнего слоя мощностью 1,3 м, содержащего рудные минералы, охарактеризован в табл. 5 (обр. 11). Трешиноватых зерен гомогенного титаномагнетита очень мало.

В центральной части Кальинского месторождения значительная часть образцов, содержащих рудные минералы, собрана в карьере около бывшей шахты 3. Здесь, в низах рудного тела и небольших карстовых воронках, заполнение которых вынималось экскаватором в 1968 г., ниже красных каменистых бокситов были вскрыты слоистые породы ("плохие" бокситы) (рис. 17) и бокситовые брекчии. В них серые слои, содержащие силикатную и рудную пирокластическую, перемежаются с красными (рис. 18). Рудные минералы и продукты из изменения пространственно связаны с серыми прослоями.

Часть бокситов, в которых присутствуют зерна рудных минералов, собрана в отвалах карьера. Содержание указанных зерен здесь колеблется от 3 до 30%. Их минеральный состав следующий: гомогенный титаномагнетит – 10–20%, гетерогенный титаномагнетит 30–40%, мартит – 20–50%, ильменит – до 5%. Результаты химического анализа такого боксита и концентрата рудных зерен из него приведены в табл. 6.

Пересчет результатов химического анализа обр. 55 на минеральный состав показывает, что гомогенный и гетерогенный титаномагнетит, ильменит, рутил и анатаз составляют 31%, мартит и гематит – 29%, глиноземные минералы и алюмосиликаты – 40%.

Таблица 6

Химический состав бокситов, содержащих прослой рудных минералов,

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
55	8,34	7,28	22,44	40,95	11,74
55к	2,72	8,40	14,86	62,37	7,31

из Кальинского месторождения (вес.%)

CaO	MgO	CO ₂	П.п.п.	Сумма
0,23	1,68	Не обн.	7,03	99,69
0,12	1,10	"	3,05	99,93

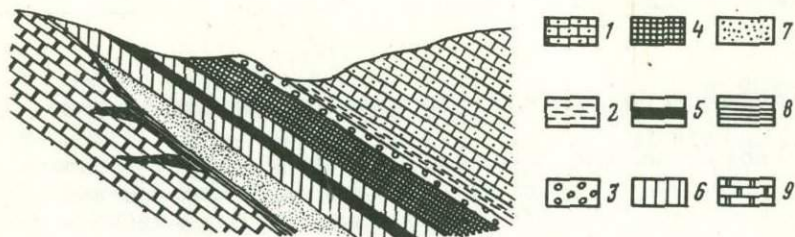


Рис. 17. Разрез-зарисовка карьера в центральной части Кальинского месторождения (1943 - 1969 гг.)

1 - известняки темно-серые; 2 - сланцы черные известково-глинистые; 3 - бокситы пестроцветные; 4 - бокситы серые яшмовидные; 5 - бокситы серые яшмовидные + слоистые; 6 - бокситы красные яшмовидные; 7 - бокситы красные немаркие; 8 - тонкое переслаивание серых зернистых бокситов с красными зернистыми (в цементе серых присутствуют пирокластические зерна рудных минералов и бокситизированное вулканическое стекло с реликтами вулканогенной породы; см. рис. 18); 9 - известняки подошвы светло-серые брекчиевидные

Образцы бокситовой брекчии, взятые в коренном обнажении в 30 м южнее бывшей шахты 3, имеют минеральный состав рудных зерен, существенно отличающийся от описанного выше (обр. 55). Здесь присутствуют следующие рудные минералы: гомогенный титаномагнетит - 68%, гомогенно-гетерогенный титаномагнетит - 14%, мартит - 18%. В составе бокситовой брекчии иногда отмечаются черные хлоритовые прослойки неправильной формы, ориентированные согласно общей слоистости. В таких хлоритовых прослоях присутствует значительное количество (до 10%) мелких угловатых рудных зерен (0,002-0,02 мм). По составу это, по-видимому, гомогенный

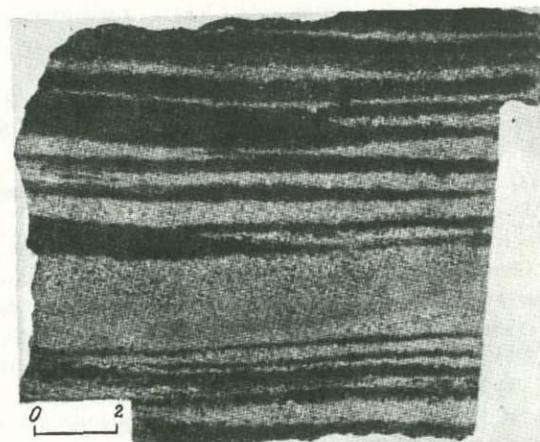


Рис. 18. Слоистый боксит из основания рудного тела. Серое - диаспор-хлоритовые мелкобобовые слои, обогащенные силикатной и рудной пирокластикой и минералами титана; темно-серое - красные гематит-диаспоровые слои с незначительным количеством рудных минералов. Полированный обр. 194-68. СУБР, Кальинское месторождение

титаномагнетит. Точная диагностика затруднена ввиду очень малого размера зерен.

Мы отмечали, что рудные минералы в североуральских геосинклинальных бокситах распространены неодинаково. Наибольшее их количество встречено в северной части бассейна, в пределах Черемуховского и Кальинского месторождений. В южной части бассейна, в зоне выклинивания рудной залежи на Козьереженском бокситопоявлении, рудное тело переслаивается с кристаллотуфами и туффитами. В последних наряду с мелкими (до 0,1 мм) бокситовыми бобовинами встречаются тонкие слои, обогащенные рудными зернами.

В отдельных наиболее богатых прослоях из бокситовидных пород Козьереженского рудопоявления количество бокситовых бобовин составляет 20–25%, а рудных минералов – до 5% объема слоя. Последние иногда сгруппированы в тонкие (до 1 мм) слойки; чаще же мелкие зерна (не более 0,1 мм) рассеяны в основной массе преимущественно карбонатного состава. Форма зерен неправильная – это обломки, иногда с остроугольными краями. Среди рудных минералов преобладает гомогенный титаномагнетит. Он, как правило, свежий, реже в разной степени окисленный. В последних разностях отмечаются точечные корродированные остатки первичного титаномагнетита. Зерна с узорчатой трещиноватостью наблюдаются редко, но они обладают хорошо развитой системой концентрических трещин.

На Среднем Урале в дер. Малая Именная на правом берегу реки того же названия на дневную поверхность выходят бокситы верхнеэфельского бокситоносного горизонта. Здесь яшмовидные бокситы обогащены рудными минералами, распределение которых очень неравномерно. Их количество колеблется от 15–20 до 40–50% объема руды. Минеральный состав рудных зерен непостоянный – он изменяется как в образцах, взятых рядом друг с другом, так и в разных участках одного и того же образца. Отмечены гомогенный титаномагнетит (30 – 70%), гомогенно-гетерогенный титаномагнетит (20 – 30%), мартит (10 – 40%), ильменит (не более 1 – 2%).

Трещиноватость в гомогенном титаномагнетите отмечается довольно часто. Трещины образуют причудливые формы и сложные узоры. Они сохраняются и в окисленных разностях. Некоторые зерна титаномагнетита частично замещены бокситовыми минералами, при этом внутри рудного зерна появляются мелкие кристаллики рутила, анатаза или лейкоксена.

Для выяснения внутреннего строения зерен гомогенного титаномагнетита было проведено их травление концентрированной HCl при комнатной температуре. Травление проводилось в основном для выявления скрытой трещиноватости в тех зернах, у которых при оптическом наблюдении она не отмечалась. Для сравнения при тех же условиях обрабатывались зерна магнетита из порфиритов и туфогенных пород сосвинской свиты, рудные прожилки в бокситах Талицкого месторождения Ивдельского района и магнетиты из железистых кварцитов Лебединского месторождения КМА.

Травлению подвергались образцы бокситов Черемуховского и Кальинского месторождений, бокситовидных пород из северной части Кальинского месторождения и бокситов месторождения Красная Шапочка. Образцы были выбраны с таким расчетом, чтобы в них отсутствовали или было очень мало трещиноватых рудных зерен. Трещиноватость, как узорчатая, так и простая, имеется не во всех зернах гомогенного титаномагнетита. Наибольшее количество таких зерен отмечено в бокситах Черемуховского месторождения, а наименьшее – в месторождениях южной части СУБРа. Отношение трещиноватых зерен к нетрещиноватым составляет в среднем в черему-

Таблица 7

Средний состав рудных минералов в бокситах разных месторождений СУБРА, образцы которых были подвергнуты травлению HCl

Место- рождение	Содержание минералов, % от их общего количества				
	Гомоген- ный титано- магнетит	Гетероген- ный тита- номагнетит	Мар- тит	Марге- мит	Ильме- нит
Черемухов- ское	85	10	5	-	Ед. зер- на
Северо- кальинское	75	10	15	-	"
Кальинское	50	20	30	-	"
Красная Шапочка	80	Ед. зерна	10	5	5

ховских бокситах 4:6, а в кальинских - 2:8. В исследованном образце из месторождения Красная Шапочка узорчатая трещиноватость наблюдается лишь в единичных зернах. В образцах из северной части Кальинского месторождения трещиноватость в зернах гомогенного титаномагнетита развита слабо. Минеральный состав рудных зерен в бокситах, подвергнутых травлению, приведен в табл. 7.

В результате травления установлено, что гомогенный титаномагнетит слабо поддается воздействию в него концентрированной соляной кислотой. При одних и тех же условиях в разных зернах получены различные результаты.

В большинстве случаев скрытые структурные особенности проявились после 3 - 5-минутной обработки кислотой, а в некоторых зернах существенных изменений не отмечалось и после 15-минутного травления. Это можно объяснить неодинаковым действием кислоты на различные плоскости срезов кристаллов. Мы считаем, что это является следствием неоднородности состава зерен гомогенного титаномагнетита. Однородный титаномагнетит с повышенным содержанием TiO_2 слабее поддается действию кислоты, наоборот, в зернах, где TiO_2 меньше, быстро проявляются скрытые структуры. Этот вывод подтверждается данными П.Рамдора (1962), который отметил, что "титансодержащие магнетиты обычно затравливаются медленнее обычных магнетитов" (стр. 876). По-видимому, в описываемом случае мы имеем дело именно с неодинаковым содержанием примеси TiO_2 в различных зернах нераспавшегося титано-

магнетита. Методом точечного микроспектрального анализа зерен гомогенного титаномагнетита установлено, что кроме значительного содержания TiO_2 они содержат примесь ванадия и марганца. Возможно, что эти примеси также затрудняют реакцию титаномагнетита с кислотой.

При травлении рудных минералов установлено, что не все зерна гомогенного титаномагнетита проявляют одинаковое внутреннее строение. Проявившиеся структуры можно разделить на две группы: со скрытой узорчатой или простой трещиноватостью и с трещинами отдельности кристаллов, соответствующими строению кристаллической решетки титаномагнетита. В первом случае в зернах однородного титаномагнетита при быстром охлаждении не произошло разрядки напряженности кристаллической решетки и образование трещин. Воздействие кислоты на минерал происходило по напряженным участкам реакции. От общего количества зерен гомогенного титаномагнетита, обработанных кислотой, элементы трещиноватости проявились примерно в 15–20% этих зерен. В одних зернах обнаружались простые трещины, которые пересекают зерно титаномагнетита от одного края до другого по прямой или волнистой линии с незначительным разветвлением трещин, в других – появляется система сложных узорчатых трещин. На рис. 19 видно, что после 5-минутного травления в зерне гомогенного титаномагнетита из бокситов Красной Шапочки выявились три зоны трещиноватости. Наружная зона характеризуется редкими глубокими радиальными трещинами, средняя – значительным количеством причудливых узорчатых и, по-видимому, неглубоких трещин. В центральной части зерна вновь отмечаются редкие глубокие трещины. Видимо, в различных зонах таких зерен в момент их осаждения температура, а также и напряжение кристаллической решетки были неодинаковыми. Наружная зона рудного пирокласта имела температуру, несколько меньшую, чем внутренняя. По этой же причине в разных зернах проявляется разная трещиноватость, т.е. в момент отложения разные зерна имели неодинаковую температуру нагрева.

В зернах гомогенного титаномагнетита, у которых разрядка напряженности происходила по плоскостям отдельности кристалла, травлением выявляется строение их кристаллической решетки. Это отчетливо наблюдается в некоторых зернах из бокситов Черемуховского и Кальинского месторождений, слабо затронутых мартитизацией. Начальная стадия окисления нередко бывает приурочена к наиболее ослабленным частям на периферии однородного титаномагнетита, а именно – к трещинам отдельности кристаллической решетки. Затем процесс окисления постепенно проникал внутрь зерна с образованием пластинчатых выделений мартита, ориентированных вдоль этих трещин (рис. 20). В результате травления было выявлено строение кристаллической решетки однородного титаномагнетита, которое, как и следовало ожидать, напоминает строение магнетита. Плоскости отдельности кристаллов расположены в виде системы параллель-

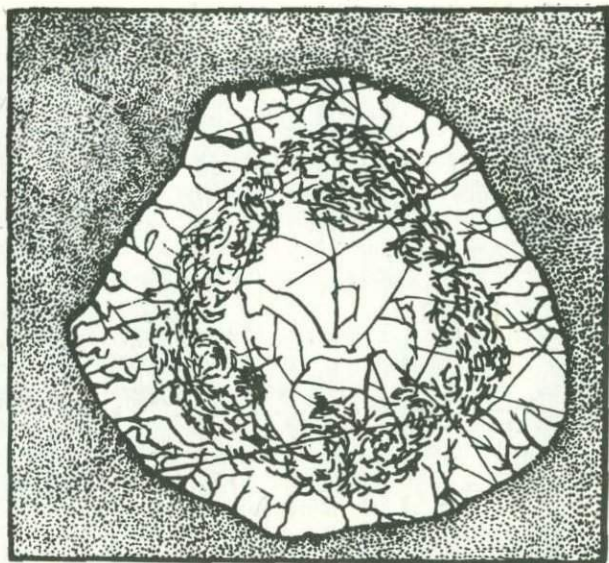


Рис. 19. Узорчатая трещиноватость в зерне гомогенного титаномагнетита, появившаяся после его травления HCl . Белое - мартит. Полировка 552-70, отраженный свет, масляная иммерсия, $\times 420$. СУБР, 2-й Северный рудник

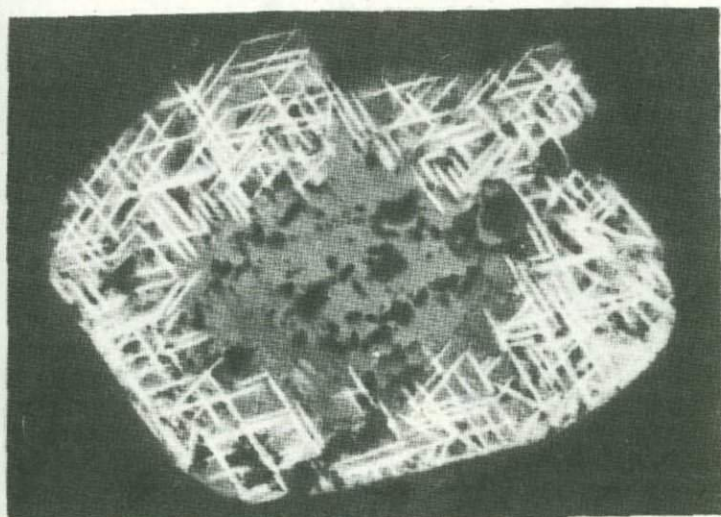


Рис. 20. Начальная стадия замещения гомогенного титаномагнетита (серое) мартитом (белое) по плоскостям трещин отдельных его кристаллической решетки. Полировка 552-70, отраженный свет, масляная иммерсия, $\times 420$. СУБР, 2-й Северный рудник

ных и пересекающихся трещин, ориентированных по (111) кристаллической решетки титаномагнетита.

В некоторых зернах, например из бокситов Кальинского месторождения, отмечается одновременное появление как узорчатой трещиноватости, так и трещин по плоскостям отдельности.

Для выяснения степени воздействия HCl на рудные минералы и зависимости скорости реакции от количества примеси двуокиси титана было проведено травление магнетитов с незначительным содержанием TiO_2 . Здесь действие кислоты в течение только 5–10 секунд отчетливо выявляет неоднородность в строении зерен магнетитов.

Магнетит из порфиритов сосьвинской свиты содержит не более 3–4% TiO_2 , а поэтому хорошо реагирует с соляной кислотой. В результате травления отдельных зерен видно, что в большинстве случаев мы имеем дело не с единичными кристаллами и их обломками, как это установлено в бокситах, а с агрегатами. Различно ориентированные плоскости срезов отдельных кристаллов по-разному реагируют с кислотой, и происходит неодинаковое потемнение разных участков одного зерна.

В бокситах Талицкого месторождения в Ивдельском районе, содержащих вкрапленность и прожилки магнетита, травлением выявлено, что большинство зерен и прожилки представляют собой агрегаты кристаллов магнетита. Здесь, как и в порфиритах, в зависимости от ориентировки сечений отдельных срезов реакция протекала по-разному, что выразилось в различной степени изменения магнетита. Одни зерна быстро реагировали с кислотой и уже после 10-секундного травления сильно побурели, другие изменили цвет в меньшей степени.

Изучение метаморфизованных полосчатых железистых кварцитов из Лебединского месторождения КМА (рис. 21, а) позволило установить, что в магнетитах, слагающих рудные прослои и представленных агрегатами зерен, никаких следов узорчатой трещиноватости нет. Наиболее отчетливо агрегатное строение рудных прослоев выявляется в результате травления их кислотой (рис. 21, б). Содержание TiO_2 в магнетите из железистых кварцитов крайне незначительно (до 0,1%), поэтому реакция протекала очень быстро, и даже незначительное увеличение времени воздействия кислоты приводило к перетравлению. Это выразилось в сильном побурении всех зерен магнетита.

Ни в одном из указанных здесь случаев, кроме неоднородности, не отмечалось внутренних структур ни в виде узорчатой трещиноватости, ни в виде трещин по плоскостям отдельностей. Зерна ильменита и мартита в образцах бокситов не реагировали с соляной кислотой, и даже при длительном воздействии никаких изменений в них не происходило.

К числу существенных более поздних преобразований минерального состава североуральских бокситов относится образование пи-

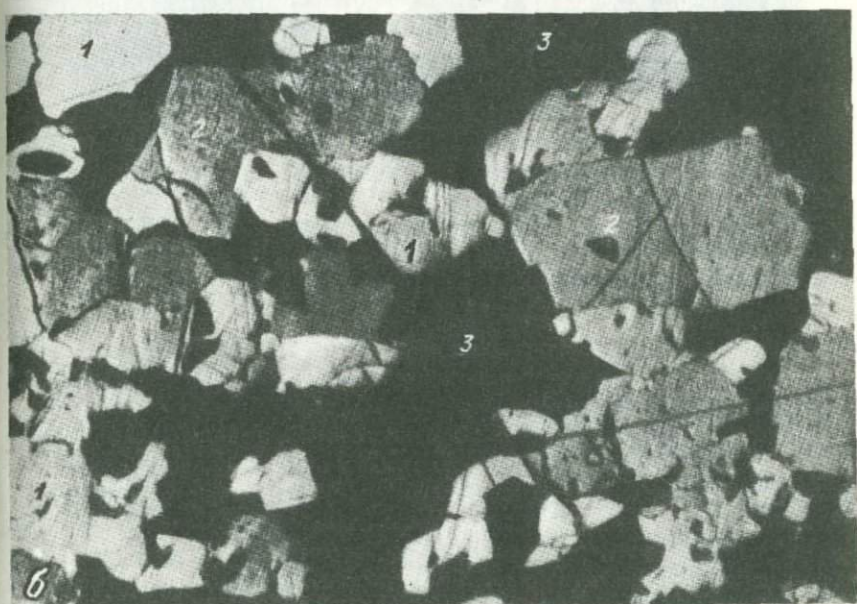
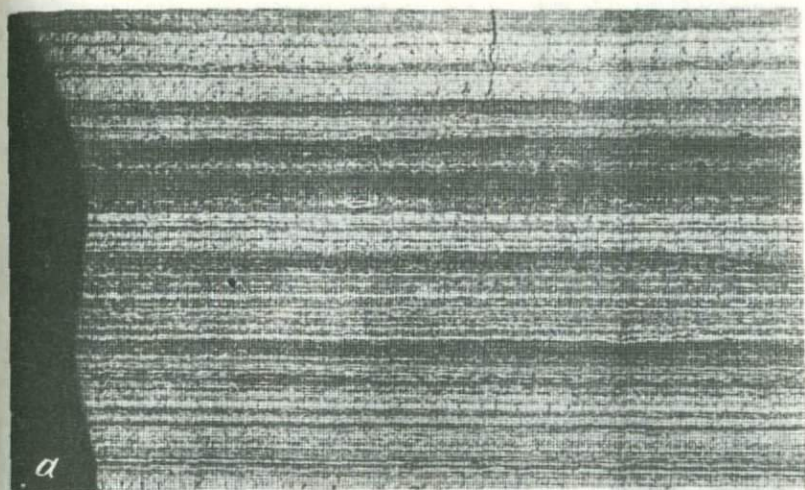


Рис. 21. Характер развития магнетита в железистых кварцитах КМА, Лебединское месторождение

а - штуф полосчатых железистых кварцитов. Белое - магнетитовые прослои; серое - кварцевые слои. Нат. вел. б - агрегатное состояние магнетитовых прослоев (после травления соляной кислотой): 1 - магнетит, не реагировавший с кислотой; 2 - магнетит, потемневший от воздействия кислоты; 3 - кварц. Полировка 10281, отраженный свет, масляная иммерсия, $\times 100$

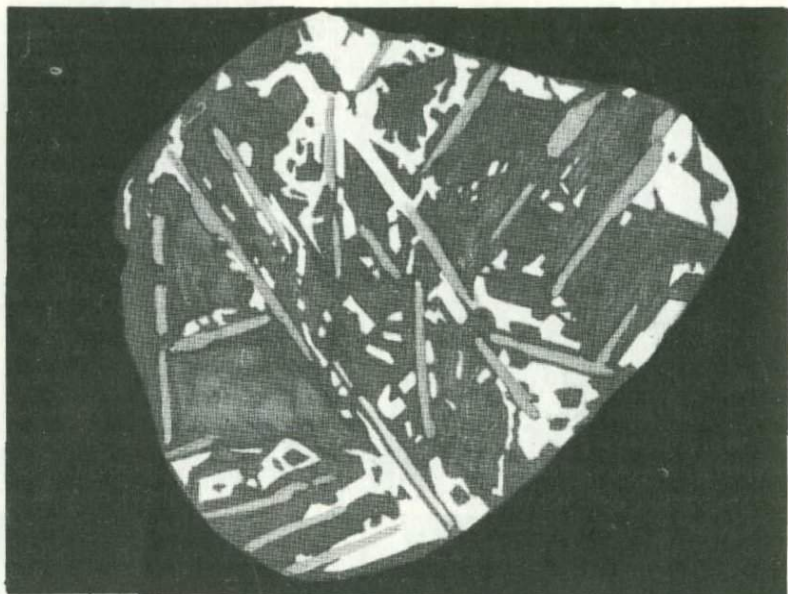


Рис. 22. Зерно гомогенно-гетерогенного титаномагнетита, неполностью замещенное пиритом. Белое - пирит, образовавшийся по гомогенному титаномагнетиту; темно-серое - гомогенный титаномагнетит; светло-серые узкие линейно вытянутые участки - ильменит. Полировка 1-66, отраженный свет, масляная иммерсия, $\times 250$. СУБР, Черемуховское месторождение

рита по рудным зернам. Восстановительная обстановка среды выразилась в переходе окисных форм железа в закисные. Это происходило либо за счет мобилизации железа из титаномагнетита и мартита, либо путем псевдоморфного замещения рудных минералов. В последнем случае в окружении пирита сохраняются неправильные, сильно корродированные остатки первичного минерала или решетка ильменита в бывшем гетерогенном титаномагнетите. На рис. 22 приведен пример начальной стадии замещения зерна гетерогенного титаномагнетита пиритом. Иногда такое замещение происходит по микроскопическим трещинкам отдельности титаномагнетита, ориентированным согласно (111) его кристаллической решетки.

Для решения некоторых вопросов, имеющих значение в проблеме происхождения геосинклинальных месторождений бокситов на Урале, рассмотрим состав и строение сложных слоев, обогащенных рудными минералами. Наблюдаются четыре типа сложных слоев, различающихся между собой минеральным составом и строением: первый - хлорит-карбонатный, второй - хлоритово-рудный, третий - карбонатный и четвертый - хлоритовый, или безрудный.

Главной особенностью сложных слоев является то, что они залегают в толще красных бокситов или ниже их (второй тип), непосредственно на известняках, подстилающих рудную залежь.

Первый тип характеризуется чередованием слоев разного состава. Одни слои сложены главным образом рудными минералами с редкими красными диаспоровыми бобовинами и белым кальцитовым цементом, другие — представлены преимущественно красными диаспоровыми бобовинами, редкими рудными зёрнами, скрепленными черным хлоритовым цементом (см. рис. 6).

Во втором типе сложных слоев хлоритово-рудный состав обусловлен чередованием светло-серых прослоев с красными (см. рис. 18). В состав первых входят пирокластические рудные зёрна (титаномагнетит) и продукты их разложения — рутил, анатаз, сфен, а иногда и лейкоксен, серые диаспоровые бобовины и, наконец, зеленовато-серая хлоритизированная силикатная пирокластическая. Мелкозернистый диаспор в этих слоях слагает бобовины или "замещает" хлорит. Крупнолистоватый и крупностолбчатый диаспор и крупнолистоватый хлорит вместе с рутилом, анатазом, сфеном и лейкоксом располагаются на месте разложенных зёрен гомогенного титаномагнетита. В состав красных слоев входят гематит-диаспоровые бобовины и редкие рудные зёрна. Цемент хлоритовый.

Третий тип сложных слоев представлен безрудными или почти безрудными слоями (см. рис. 7). Здесь прослои различаются тем, что в одних преобладает хлорит, а в других диаспор. Везде мелкозернистый диаспор частично или существенно замещает вулканическое стекло, сохранившиеся остатки или слои которого в значительной степени хлоритизированы.

Необходимо отметить, что бокситы, в которых рудные минералы сцементированы хомогенным диаспором, иногда содержат тонкие линзовидные прослои, где цементом является хлорит того же происхождения, что и диаспор.

Четвертый — карбонатный тип слоев обусловлен чередованием темных рудно-кальцитовых слоев, имеющих титаномагнетит-ильменит-кальцитовый состав, с красными прослоями, представленными гематит-диаспоровыми бобовинами и незначительным содержанием кальция в цементе.

Как указывалось, в карьере Кальинского месторождения, в основании рудного тела под слоем красных марких и немарких бокситов иногда залегают руды со сложными слоями второго типа. Они имеют важное значение для выяснения геохимии титана и происхождения геосинклинальных бокситов Урала.

В кальинских слоистых рудах переслаиваются красные и светло-серые слои, минеральный состав и цвет которых является первичным. Мощность отдельных прослоев не превышает 1–1,5 см. Светло-серые слои не могли образоваться в результате обесцвечивания красных после формирования бокситового тела. Об этом говорят тонкое переслаивание красных и серых слоев и наличие хлорита в качест-

Таблица 8

Химический состав слоев из полосчатых бокситов Черемуховского

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
355	10,26	1,40	50,03	14,18	7,18
356	15,62	1,17	36,14	14,37	18,14
357	9,22	1,21	52,98	10,89	9,68
358	2,94	1,58	73,82	5,03	0,32

Примечание. Обр. 355 – светло-серый пористый хлорит-диаспоровый прослой из серого слоистого боксита (см. рис. 7); обр. 356 – темно-серый диаспор-хлоритовый прослой из того же

ве цементирующего минерала в каждом типе слоев. По-видимому, рудные зерна, находящиеся в составе светло-серых прослоев, создавали восстановительные условия среды, препятствовавшие осаждению окислов железа. Последние на самой ранней стадии накопления бокситового тела находились в растворенном состоянии.

Присутствие зеленовато-серых слоистых бокситов, содержащих хлоритовые прослои, – нередкое явление и на Черемуховском месторождении (см. рис. 7). Здесь такие руды заполняют неровности в известняковом ложе. Их слоистость обусловлена переслаиванием серых порфиридных бокситов с темно-серыми тонкозернистыми. Первые представляют собой богатую бокситовую руду, в которой светло-серые бобовины цементируются зеленовато-серым диаспор-хлоритовым веществом. Бобовины сильнопористые и сложены по периферии мелкозернистым, а внутри столбчатым диаспором. Обогащение руды глиноземом произошло в результате выноса остатков кальцита из этих бобовин под воздействием более поздних экзогенных факторов. Темно-серые слои сложены преимущественно тонкозернистой диаспор-хлоритовой массой, в которой также присутствуют редкие пористые диаспоровые бобовины. В табл. 8 приведены некоторые результаты химического анализа различных слоев из таких бокситов.

Из табл. 8 видно, что светло-серые прослои представлены почти мономинеральным диаспоровым веществом с очень высоким содержанием Al₂O₃ (обр. 358), тогда как в темно-серых слоях присутствует много хлорита (обр. 356) и отношение глинозема к кремнезему составляет около 2.

Темно-серые слои отличаются от светло-серых повышенным содержанием окисного и закисного железа, которого в первом случае в несколько раз больше. Это также объясняется присутствием в темно-серых бокситах хлорита, в состав которого и входит железо,

месторождения (вес. %)

CaO	MgO	CO ₂	П.п.п.	Сумма
Нет	0,40	1,03	14,04	98,52
"	0,98	0,58	12,48	99,48
"	0,75	0,59	13,57	98,89
"	Сл.	0,49	14,72	98,90

образца, что и предыдущий; обр. 357 – серый прослой из брекчиевидного боксита; обр. 358 – светло-серый сильнопористый слой из того же штуфа, что и обр. 357.

Слоистые бокситы выполняют мелкие неровности и карстовые полости подстилающих известняков. По характеру залегания эти слои часто не совпадают с общим положением рудного тела. Наличие в составе руд хлорит-диаспоровых прослоев указывает на то, что в начальный этап формирования рудной залежи мелкие карстовые воронки и полости заполнялись обломочным и пирокластическим материалом. Среди первых преобладали продукты разрушения известняка, а в составе пирокластики присутствовал как силикатный, так и рудный материал. Наличие неокисленного титаномагнетита в этих слоях противоречит возможности латеритного преобразования первичного осадка.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ В РАЙОНЕ СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО БАССЕЙНА И ВОЗМОЖНОСТЬ ИХ СВЯЗИ С БОКСИТООБРАЗОВАНИЕМ

Силикатные горные породы (вулканические и пирокластические) в районе Североуральского бокситового бассейна распространены широко. Это диабазы, стекловатые лавы, вулканические туфы, агломераты, туффиты. Последние представляют собой переотложенные в море пирокластические образования вулканических построек. При выяснении происхождения бокситов могут иметь значение только силикатные породы, расположенные к западу от субровского горизонта, так как они древнее, а в некоторых пунктах синхронны известнякам, подстилающим рудное тело.

В этом отношении интересна Кальинская сопка, находящаяся к западу от центра бассейна и сложенная вулканогенными породами

Таблица 9

Химический состав концентратов магнитных минералов из порфиритов

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
329	19,00	4,09	9,84	39,78	16,77
494	12,28	3,90	5,58	57,70	10,59

сосьвинской свиты – порфиритами и их туфами. Ранее указывалось, что на широте сопки максимально распространены пирокластические рудные зерна и продукты силикатного состава в толще бокситового горизонта. Кроме того, на восточном склоне сопки на контакте с перекрывающими известняками петропавловской свиты установлена маломощная (около 1 м) кора выветривания неясного происхождения и возраста. Все это позволило сторонникам латеритно-осадочного происхождения бокситов предположить существование генетической связи между вулканогенными образованиями Кальинской сопки и бокситами.

Порфириты и туфы, слагающие Кальинскую сопку, содержат рудные минералы, которые присутствуют как в мелкообломочном цементе, так и в крупных (1–5 см) обломках. На долю рудных зерен здесь приходится не более 1–2% объема породы. Состав рудных минералов в порфиритах и их туфах следующий: магнетит – 50–70%, гетерогенный титаномагнетит – 10–20%, гематит – 20–30% от общего количества рудных зерен. Магнетит и титаномагнетит, как правило, свежие или слабо затронуты окислением. Они имеют агрегатное строение. Это подтверждается результатами их травления концентрированной HCl. Трещиноватость в магнетите отмечается крайне редко и характеризуется простым узором трещин. В составе обломков присутствуют главным образом магнетит и редкие зерна гематита и гетерогенного титаномагнетита. Гематит в цементе и обломках синхронен магнетиту. Это не мартит.

Магнетит из силикатных пород характеризуется невысоким содержанием TiO₂. В табл. 9 приведены некоторые результаты химических анализов концентратов магнитных минералов, полученных из порфиритов сосьвинской свиты района Черемуховского месторождения (обр. 329) и туфогенных образований сосьвинской свиты района Кальинской сопки (обр. 494).

Повышенное (до 4%) содержание TiO₂ связано с ильменитом из гетерогенного титаномагнетита.

Таким образом, главная особенность силикатных пород заключается в том, что рудные минералы здесь представлены магнети-

и туфоконгломератов сосьвинской свиты (вес. %)

CaO	MgO	CO ₂	П.п.п.	Сумма
3,67	2,29	2,24	3,12	100,81
1,83	1,36	0,61	2,28	95,52

том, гематитом и гетерогенным титаномагнетитом. В последнем случае ильменит решеткой прорастает зерна магнетита. В силикатных породах из района Североуральского бокситового бассейна отсутствуют зерна гомогенного титаномагнетита, который является главным из рудных минералов в бокситах. Очевидно, силикатные породы сосьвинской свиты не могли быть источником бокситового вещества.

В Североуральском бассейне к западу от Кальинского месторождения была обнаружена кора выветривания проблематичного возраста и происхождения. Здесь, севернее пос. Калья, в меридиональной канаве глубиной 1,2 м, расположенной в 300–400 м к западу от выходов рудного тела на поверхность, на протяжении более 800 м вскрыта толща сильно выветрелых туфогенных пород, местами сохранивших первичные структурные особенности. В верхней части разреза эти дезинтегрированные породы переходят в глинистую кору выветривания от зеленого до бурого цвета. С целью детализации разреза на дне траншеи был пройден шурф глубиной 1,3 м. Разрез вскрытых пород следующий. На забое – сильно выветрелые порфириты, сохранившие первичную структуру. На дезинтегрированных порфиритах лежит глинистая кора выветривания зеленого и желтовато-зеленого цвета с мелкими гнездами вишневой и тонкими прослоями темно-бурой, без видимых реликтов материнской породы. Верхняя часть разреза представлена бурой глиной с гнездами желтовато-коричневой. Видимая мощность глинистых пород 0,3–0,8 м. В разрезе нет четко выраженных горизонтов; из профиля нередко выпадают зеленые глины, и непосредственно на разрушенных порфиритах лежат верхние бурые глины. Состав глинистой коры выветривания преимущественно монтмориллонитовый. Мы считаем, что указанная кора выветривания не является переотложенной. Верхней части этой коры в виде латеритов не было.

Для выяснения связи коры выветривания с подстилающими породами были использованы результаты химических анализов свежих и выветрелых порфиритов, образцы которых отобраны соответственно на вершине Кальинской сопки и в 15–20 м западнее вскрытой ко-

ры выветривания. В табл. 10 использованы результаты химических анализов порфиров и глин, любезно переданные нам В.П. Шатовым.

С целью изучения проблематичной коры был проведен ее анализ с точки зрения выноса отдельных компонентов. В латеритных корях выветривания выделяется несколько миграционных рядов различных элементов. Наибольшей миграционной способностью обладают Cl, Br, J, составляющие ряд энергично выносимых элементов; Ca, Na, Mg и K составляют ряд легковыносимых элементов; кремний силикатов, P и Mn - подвижных; Fe, Al и Ti - инертных и кремний кварца - практически инертный элемент.

Рассмотрим отношение Al_2O_3 ко всем остальным окислам. Результаты химического анализа и расчетные данные по отношениям отдельных компонентов приведены в табл. 10. Поскольку алюминий и титан в коре выветривания инертны, их отношение во всех частях описываемого разреза должно оставаться постоянным, а по нашим данным отмечается колебание его в довольно значительных пределах. Кремнезем, относящийся к алюмосиликатам, должен быть подвижным и интенсивно выноситься при выветривании. Очевидно, по мере выноса величина $Al_2O_3 : SiO_2$ должна постепенно увеличиваться. Однако расчет показал, что это отношение практически остается постоянным, чего, как известно, при латеритном выветривании не наблюдается. В отношениях $Al_2O_3 : Fe_2O_3$ и $Fe_2O_3 : FeO$ отчетливо прослеживается увеличение количества окисного железа, связанного с окислением FeO рудных минералов. Содержание последнего существенно уменьшается вверх по разрезу от свежих порфиров к коре выветривания. Количество щелочей в разрезе уменьшается в том же направлении.

На основании изложенного можно сделать следующий вывод: в зоне перехода от свежих порфиров к глинистой коре выветривания уменьшение количества закисного железа и одновременное увеличение окисного связано прежде всего с окислением рудных минералов, присутствующих в порфиритах. Кремнезем алюмосиликатов по всему разрезу остается практически неподвижным. Это объясняется тем, что процесс образования данной коры выветривания не был латеритным.

На выветрелых туфогенных породах залегают светло-серые и розовые известняки петропавловской свиты, азимут падения которых 70° , углы падения $20-40^\circ$. Бокситы субровского горизонта, как известно, лежат на этих известняках, т.е. кора выветривания и бокситы залегают на разных стратиграфических уровнях. Видимо, при горизонтальном залегании слоев в период накопления бокситового вещества кора выветривания была перекрыта и изолирована от горизонта бокситообразования толщей петропавловских известняков, а следовательно, она не могла служить источником глиноземного материала для этих бокситов. Не исключено также, что эта кора является более молодой и по времени формирования не соответствует периоду бокситообразования.

Таблица 10

Химический состав пород из переходной зоны от свежих порфиритов к глинистой коре выветривания (вес. %) и отношения отдельных компонентов из этой зоны

Компоненты	Образцы				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	55,08	54,45	50,67	53,47	52,95
TiO ₂	0,73	0,66	0,80	0,82	0,54
Al ₂ O ₃	16,73	17,71	18,18	17,03	18,50
Fe ₂ O ₃	2,33	7,22	8,47	9,28	6,70
FeO	5,67	1,71	2,06	0,69	0,54
CaO	7,90	6,32	5,66	3,21	2,47
MgO	6,84	3,43	5,43	4,96	4,74
MnO	0,02	0,11	0,06	0,10	0,07
K ₂ O	0,41	1,50	0,75	1,48	1,40
Na ₂ O	3,28	2,40	1,69	0,49	0,08
П.п.п.	1,15	4,86	5,83	8,68	11,92
Сумма	100,14	100,37	99,54	100,21	99,91
Al ₂ O ₃ :TiO ₂	22,9	26,9	22,8	20,8	34,4
Al ₂ O ₃ :SiO ₂	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3
Al ₂ O ₃ :Fe ₂ O ₃	7,2	2,5	2,1	1,8	2,8
Al ₂ O ₃ :FeO	3,0	10,1	8,9	24,7	34,3
Fe ₂ O ₃ :FeO	0,4	4,2	4,1	13,5	12,4
Al ₂ O ₃ :CaO + + MgO+K ₂ O+Na ₂ O	0,9	1,3	1,4	1,7	2,1
Al ₂ O ₃ :П.п.п.	48,4	11,4	8,7	6,2	1,6

Примечание. Обр. 1 - порфирит свежий; обр. 2 - порфирит выветрелый; обр. 3 - порфирит дезинтегрированный; обр. 4 - глинистая кора выветривания зеленая; обр. 5 - глинистая кора выветривания бурая.

Подтверждением того, что проблематичная кора выветривания не могла быть источником бокситовых веществ, может служить разрез, изученный в северной части поселка Калья. Здесь почти от рудного тела на запад была пройдена широтная траншея (глубиной до 2,5 м), вскрывшая с востока на запад толщу розовых известняков, лежащих под ними выветрелых туфогенно-осадочных пород и серые известняки, переслаивающиеся с кристаллотуфами. Последние уходят под известняки с азимутом падения 60° и углами падения от 16 до 60°. Этот разрез свидетельствует об отсутствии связи коры выветривания с бокситами.

Изучение шлиха рудных минералов из проблематичной коры выветривания выявило следующий его состав: единичные зерна свежего магнетита, много зерен мартита, маггемита, образовавшихся за счет окисления магнетита, единичные зерна ильменита и сильно окисленные зерна гетерогенного титаномагнетита. Гомогенный титаномагнетит не обнаружен. Как указывалось выше, его нет также в свежих вулканогенных и пирокластических породах района. Таким образом, по минеральному составу рудных зерен и степени их сохранности бокситы отличаются от кор выветривания.

Дополнительным доказательством, которое указывает на отсутствие связи геосинклинальных бокситов Урала с корами выветривания вообще и латеритной в частности является состав кор и бокситов мезозойско-кайнозойского возраста. На восточном склоне Урала и Тургайской равнине много бокситовых месторождений мезозойско-кайнозойского возраста и еще больше участков с древними корами выветривания, образовавшихся на порфиритах. Мощностю кор местами достигает десяти метров и более. Все они (снизу доверху) сложены силикатами алюминия (галлуазитом и гидрослюдой, монтмориллонитом и пр.). Везде верхние части глинистых кор выветривания не содержат рудных минералов — они здесь разложены. В самих бокситах, которые считаются переотложенными продуктами латеритной коры, нет рудных минералов, кроме переотложенных и вторичных рутила и анатаза. Интересно отметить, что в древних корях выветривания на контактово-метасоматических месторождениях магнетита (горы Благодать, Высокая, Магнитная) магнетит до глубины 50 м превратился в мартит. Именно мартитовые руды в свое время создали славу уральской черной металлургии.

Представляется маловероятным, чтобы при латеритном процессе силикаты алюминия разложились с образованием свободных гидратов глинозема, а рудные минералы при этом остались практически свежими. Бокситы не могут иметь генетической связи с проблематичными корами выветривания еще и потому, что в основных вулканогенных и пирокластических породах, как и в коре выветривания, состав рудных минералов не такой, как в бокситах.

Рассмотрим еще одну сторону возможной связи коры выветривания с бокситовыми залежами. Как указывалось, скопления зерен рудных минералов, а также продуктов силикатного состава прост-

ранственно расположены в центральной части бассейна около Кальинской сопки. Площадь, занимаемая здесь вулканогенными породами, незначительна. Кроме того, на восточном склоне сопки на порфиритах и их туфах известна описанная выше кора выветривания. Если связывать образование североуральских бокситов с указанными корами выветривания, то для формирования рудной залежи была бы необходима латеритная кора мощностью более 250 м. Этот расчет был проведен на основании общего количества рудных минералов в бокситах и количества их в вулканогенных породах сосьвинской свиты, слагающих Кальинскую сопку.

ПИРОКЛАСТИКА СИЛИКАТНОГО СОСТАВА В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ БОКСИТАХ СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО БАСЕЙНА

При изучении слоистых бокситов, типы которых были описаны выше, установлено, что в некоторых из них на долю черного хлоритизированного вещества, скрепляющего красные диаспоровые бобовины, иногда приходится до 20–60% объема слоя. Создается впечатление, что хлорит замещается диаспором. В действительности же оказалось, что хлорит и диаспор развиваются по первоначальному вулканическому стеклу. Сначала мелкозернистый диаспор неравномерно замешал часть стекла, а в более позднее время остатки стекла частично или полностью хлоритизировались. Поэтому возникает вопрос: откуда в бокситах появилось вулканическое стекло?

Выше мы приводили данные, которые позволяют считать рудные минералы продуктами вулканической деятельности. Действительно, присутствие в девонских бокситах рудных пирокластов указывает на то, что в момент накопления бокситовых залежей вулканическая деятельность должна была проявиться в отложении не только рудных зерен, но и материала силикатного состава.

Известно, что в современных вулканических областях среди продуктов пирокластики на долю рудных минералов приходится незначительная часть ее объема (1–6%). Значительно большее количество рыхлых продуктов вулканических извержений представлено материалом силикатного состава. Вулканическое стекло обычно составляет 50–95%, плагиоклазы – 5–30%, темноцветные минералы – 1–20% объема пирокластики (Гушенко, 1965). Очевидно, в период формирования бокситовых залежей состав рыхлых вулканогенных продуктов должен был примерно соответствовать составу современных.

Однако до настоящего времени в девонских бокситах на Урале не были найдены остатки вулканического пепла. Это объясняется тем, что первоначальное вещество бокситов сильно изменено наложенными процессами, и некоторые вторичные свойства нередко принимаются за первичные, на основе чего делаются ошибочные выводы. При этом следует отметить, что петрография бокситов вообще изучена слабо.

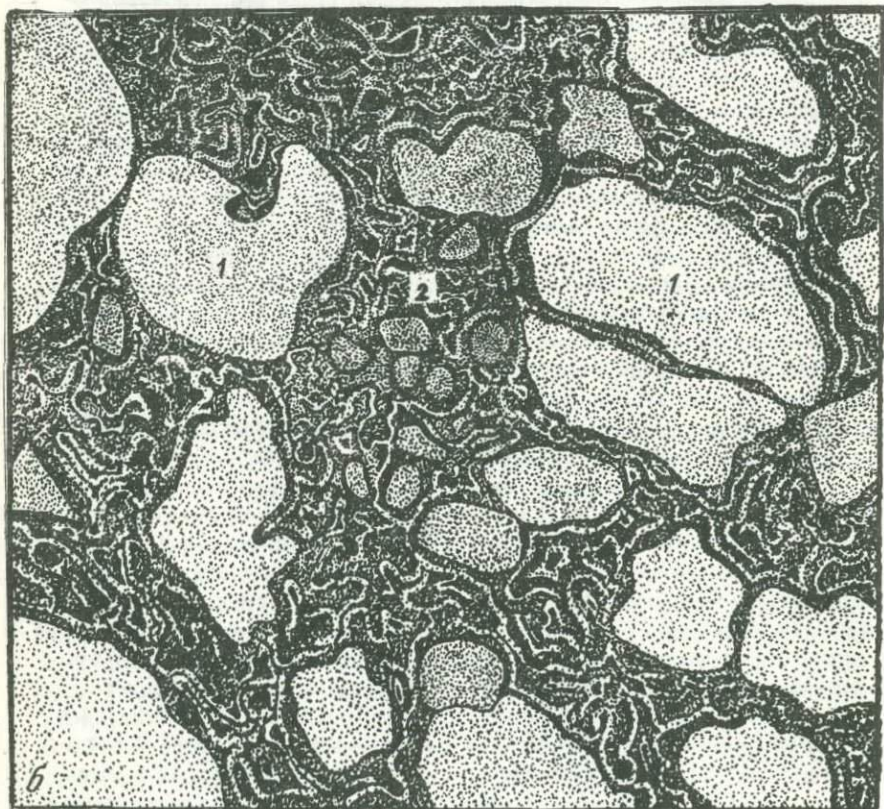
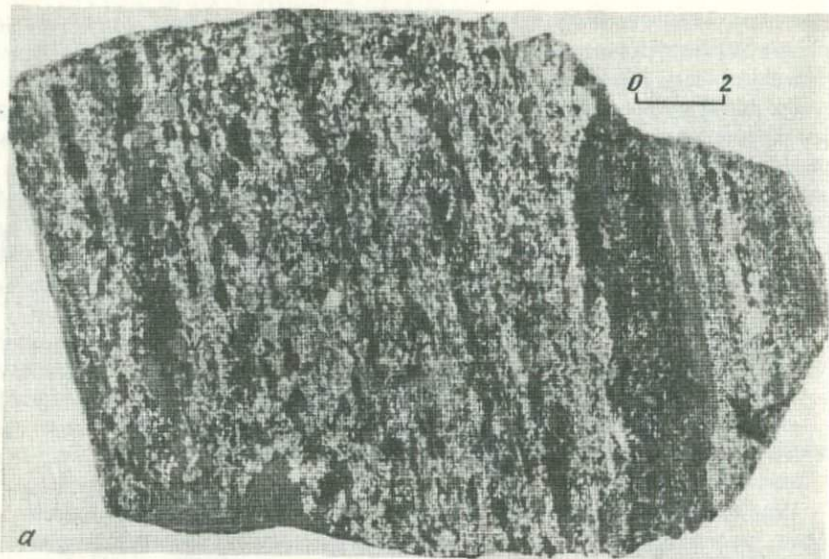




Рис. 23. Боксит серый порфировидный, содержащий значительное количество продуктов силикатной пирокластики. Обр. 432-69. СУБР, Черемуховское месторождение

а - общий вид образца (полированный штупф). Белое - бёмитовые и диаспоровые бобовины; темное - слабо хлоритизированное вулканическое стекло; б - структура пепловых частиц из цемента: 1 - обломки хлоритизированного вулканического стекла, 2 - хлоритизированная основная масса с флюидальной текстурой. Зарисовка в проходящем свете, без анализатора, $\times 150$; в - участок сильно хлоритизированного вулканического стекла из цемента. Призматические микролиты полевого шпата в настоящее время нацело хлоритизированы. Шлиф, проходящий свет, без анализатора, $\times 200$

В последнее время в ряде геосинклинальных месторождений бокситов как у нас, так и за рубежом были встречены образования ювенильного происхождения. В.Н. Григорьев (1968) в бокситовых породах Средней Азии отмечал структуры, напоминающие пепловую. Сходные структуры встречены в некоторых бокситовых породах Югославии.

Исследования, проведенные нами, показали, что в пределах Североуральского бокситового бассейна значительная часть основной массы серых порфировидных бокситов в их первоначальном виде

Таблица 11

Химический состав серых бокситов с хлоритизированным вул-

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
16	14,68	1,97	33,33	14,42	22,91
209	9,30	3,27	34,62	4,30	14,98
432	18,60	1,55	39,09	3,79	18,32

Примечание. Обр. 16—серый слой из боксита Кальинского месторож

была представлена пирокластическими образованиями. Это был рыхлый материал — вулканический пепел и песок. По составу здесь преобладало вулканическое стекло, обломки зерен полевых шпатов и пироксена имели незначительное распространение. Вулканическое стекло, как наименее устойчивый компонент пирокластики, быстро подвергалось разложению и разрушению, в процессе которых происходила его интенсивная хлоритизация и замещение минералами глинозема.

Реликты первичного силикатного вещества лучше сохранились в серых бокситах и бокситовидных породах как в пределах зон выклинивания рудных залежей, так и в кровле и подошве рудного тела. Здесь, несмотря на существенное изменение первоначального облика силикатного материала, среди сильно хлоритизированной массы встречаются остатки структур первоначальных пород. В красных бокситах реликты пирокластики обнаруживаются с трудом и только там, где они оказались обесцвеченными.

Для выяснения характера первичного осадка значительный интерес представляют некоторые образцы серых бокситов, отобранные нами в кровле рудного тела на Черемуховском месторождении. Одни из них (рис. 23, а) по внешнему виду не отличаются от типичных серых порфировидных бокситов. Здесь мелкие белые бокситовые бобовины цементируются темно-серым хлоритизированным веществом. Сходство это, однако, только внешнее. При микроскопическом изучении видно, что основная часть породы, как цемент, так и некоторые из бобовин, представлена первичным сильно хлоритизированным вулканическим пеплом.

Как правило, бокситы, содержащие хлоритизированные остатки силикатной пирокластики, являются рудами небогатыми, с отношением $Al_2O_3 : SiO_2$, равным 2–4 (табл. 11).

Изучение слоя, из которого взят обр. 16, показало, что он состоит из красных гематит-диаспоровых бобовин (70%) и укрепляющего их черного хлоритизированного стекла (30%), с которым практически связано все содержание кремнекислоты. При пересчете на

каническим пеплом (вес.%)

CaO	MgO	CO ₂	П.п.п.	Сумма
0,29	1,39	Не опр.	10,79	99,78
12,55	1,32	9,83	9,07	99,24
Не обн.	1,56	3,34	13,81	100,06

деня; обр. 209 и 432 —серые бокситы Черемуховского месторождения.

100% содержания частично хлоритизированного стекла количество SiO₂ в нем будет около 50%.

В хлоритизированном цементе бобовых бокситов были выявлены участки с отчетливо сохранившимся строением туфогенных и пеплогенных образований. Указанные образования в серых бокситах представлены отдельными пепловыми частицами, образующими слои. Каждая такая частица имеет свои определенные границы и отличается от других какими-либо характерными особенностями. Неоднородность подчеркивается прежде всего различной степенью хлоритизации. Это зависит, очевидно, от того, что обломки первичного вулканического стекла имели неодинаковый состав, а различное по составу стекло замешалось разным хлоритом. Например, в некоторых обломках сохранилась вариолитовая структура, реликты которой под микроскопом видны только при выключенном анализаторе. В таких серых прослоях нередко образовалась своеобразная псевдообломочная структура (рис. 23, б). Иногда сильно хлоритизированные обломки неправильной формы цементируются менее хлоритизированным стекловатым веществом. В редких случаях здесь сохраняются остатки свежего стекла с показателем светопреломления 1,543.

Некоторые обломки силикатных пирокластов содержат сильно измененные микрокристаллы полевых шпатов призматической формы, с правильными кристаллографическими окончаниями (рис. 23, в), которые при микроскопическом изучении в проходящем свете отчетливо фиксируются только при наблюдении с одним николем. В менее измененных обломках отмечаются слабо хлоритизированные микролиты с сохранившимися воронковидными окончаниями кристаллов (рис. 24). Подобные микролиты наблюдаются в вулканическом стекле. Размеры указанных микролитов невелики: 0,01–0,05 мм, редко до 0,1–0,2 мм.

Другим доказательством присутствия в составе бокситов силикатной пирокластики являются отмеченные в некоторых сильно хлоритизированных участках цемента мелкие глобулы пироксена, которые, как известно, типичны для вулканического стекла. Размеры глобул из цемента серых бокситов не превышают 0,05 мм.

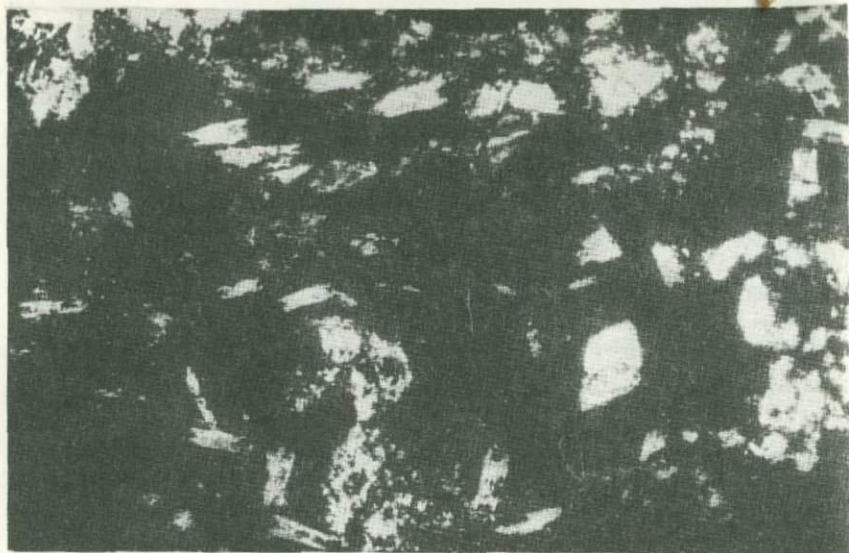


Рис. 24. Микролиты полевого шпата с воронковидными окончаниями кристаллов (белое) в хлоритизированном вулканическом пепле (черное) из серых порфириовидных бокситов. Шлиф 274-68, проходящий свет, николи скрещены, $\times 200$. СУБР



Рис. 25. Серый боксит с унаследованной структурой эффузивной породы. В основной хлоритовой массе, частично замешенной диаспором, видны микролиты полевого шпата, замешенные диаспором (черное) и внутри них остатки хлоритизированного полевого шпата (белое). Зарисовка шлифа 195-68 в проходящем свете, $\times 300$. СУБР, Кальинское месторождение

Аналогичные кристаллиты, но более крупных размеров (0,2–0,3 мм) и в большем количестве встречаются в образованиях фашии гиалокластитов в отложениях сосьвинской свиты.

В цементе слоистых бокситов из основания рудной залежи в карьере Кальинского месторождения также присутствуют реликтовые структуры эффузивной породы. Здесь в основной массе микропорфирового облика, частично замещенной мелкозернистым диаспором, сохранились мелкие разноориентированные микрокристаллы полевого шпата, по которым также развивается диаспор. Внутри таких кристаллов нередко сохраняются остатки хлоритизированного первичного вещества (рис. 25).

Свежие, не измененные обломки таблитчатых зерен полевых шпатов в цементе бобовых бокситов наблюдаются очень редко. Как правило, это зерна только с одной концевой гранью (рис. 26). Иногда они разбиты трещинами перпендикулярно к длинной оси кристалла, однако все обломки находятся вместе. Поэтому не исключено, что зерна полевых шпатов также поступали в толщу формировавшейся залежи в разогретом состоянии. Они не претерпели впоследствии какого-либо перемещения. Чаше полевые шпаты хлоритизированы и с трудом поддаются диагностике.

Некоторые бокситовые бобовины имеют структуру, похожую на долеритовую эффузивных пород, подобную той, когда цоизит развивается по плагноклазу.

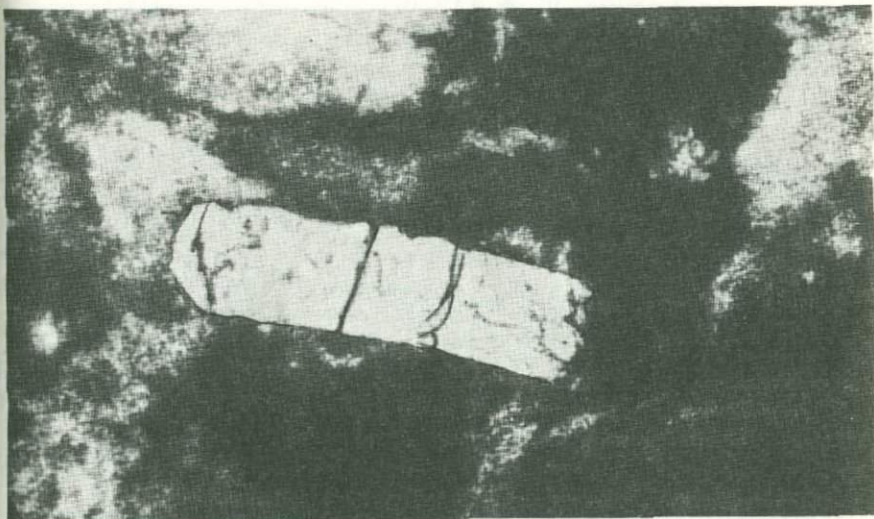


Рис. 26. Обломок зерна свежего полевого шпата в цементе бокситов. Черное – рудные зерна; белое – кальцит. Шлиф, проходящий свет, без анализатора, $\times 250$. СУБР, Кальинское месторождение

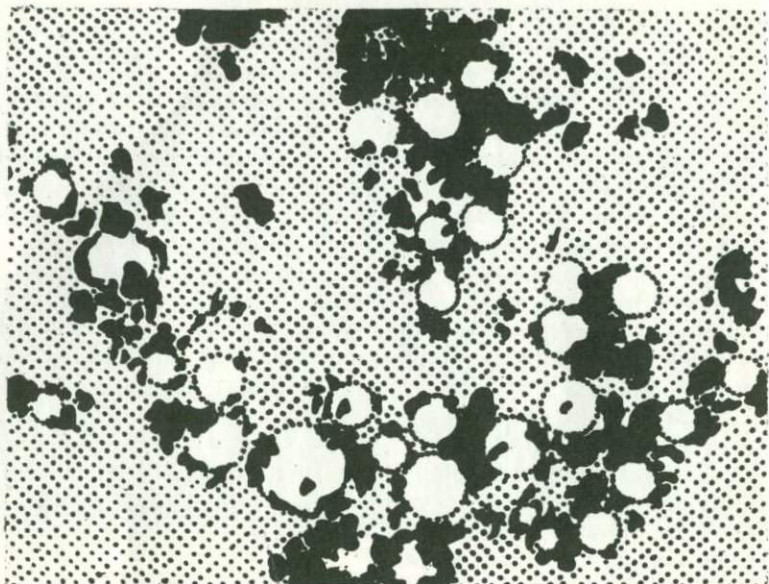


Рис. 27. Остатки миндалекаменной структуры в цементе серых порфирированных бокситов. Бывшие пустотки, заполненные тонкозернистым изотропным каолинитом (белое), находятся в мелкозернистой хлоритовой массе (точки). Черное – крупнозернистый перекристаллизованный хлорит. Шлиф 315–68, зарисовка без анализатора, $\times 200$. СУБР, Кальинское месторождение

Пироксен в североуральских бокситах встречается очень редко и представлен зернами неправильной формы, с характерными трещинами по плоскостям спайности. Размеры отдельных индивидов достигают 0,1 мм. Пироксен хлоритизирован и нередко замещен минералами глинозема. В результате этого иногда появляются мельчайшие кристаллы рутила, сфена и лейкоксена, образовавшиеся при выделении TiO_2 , ранее связанной в кристаллической решетке пироксена.

Крайне редко строение некоторых пирокластов в цементе серых бокситов имеет сходство с миндалекаменной структурой эффузивной породы. На рис. 27 изображен участок цемента, в котором бывшие пустотки заполнены тонкокристаллическим каолинитом и находятся в окружении крупночешуйчатого хлорита (черное). Основная масса цемента – мелкозернистый хлорит. Размеры пустоток очень малы – до 0,1 мм. Кроме каолинита они бывают заполнены вторичными опалом и кальцитом. Иногда отмечается начальная стадия их замещения диаспором с образованием зональных бобовин, наружная зона которых бывает представлена диаспором, а ядро сложено каким-либо вторичным минералом.

Таким образом, приведенные факты свидетельствуют о том, что для уральских геосинклинальных бокситов пирокластический силикатного состава имела важное значение при формировании рудных залежей. В дальнейшем, в результате бокситизации и хлоритизации, силикатный материал был почти нацело изменен и его остатки сохранились лишь в незначительном количестве. Необходимо отметить, что процесс бокситизации был совсем не латеритным. На это указывает совместное нахождение в одних слоях минералов глинозема, первичного хлорита и свежих зерен титаномагнетита. Присутствие в бокситах пирокластического различного состава показывает, что в момент накопления залежей существовала вулканическая деятельность. Имеются данные о том, что вулканическая деятельность продолжалась и после накопления бокситовых залежей. Ее следы встречаются в более верхних горизонтах вагранской свиты, что сказывается на некоторых особенностях состава пород.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ПРОИСХОЖДЕНИЯ ПОРОД ГОРИЗОНТА ПЛИТЧАТЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ В СЕВЕРОУРАЛЬСКОМ БОКСИТОВОМ БАСЕЙНЕ¹

Как указывалось выше, при разведке бокситовых месторождений в Североуральском районе пользуются стратиграфической схемой, основу которой разработал С.М. Андронов (1961). Согласно ей в составе вагранской свиты выделяется несколько стратиграфических горизонтов, расположенных выше бокситового. Один из них, горизонт плитчатых известняков, является важным литологическим репером. Мощность его достигает иногда 300 м. В центральных частях бассейна этот горизонт отделяется от рудного пласта 300-метровой толщей пород, мощность которой к северу уменьшается и составляет в районе Черемуховского месторождения несколько метров (рис. 28). Отсутствие стратиграфического и углового несогласий между горизонтом плитчатых известняков и подстилающими отложениями свидетельствует о фациальной природе этих взаимопереходов. Все исследователи СУБРа, начиная с С.М. Андропова, отмечают, что данный горизонт сложен чередующимися известняками и глинистыми сланцами, представляющими собой нормальные осадочные породы. Некоторые геологи считают, что время накопления осадков этих пород характеризовалось пассивным вулканизмом (Гуткин, Родченко, 1966).

В естественных обнажениях и в бортах карьеров породы горизонта $D_2^1 d$ приобретают характерный макротекстурный облик, что послужило поводом дать горизонту название "плитчатые известняки". Литологически горизонт сложен переслаивающимися карбонатными,

¹ В написании главы принимал участие Л.В. Анфимов.

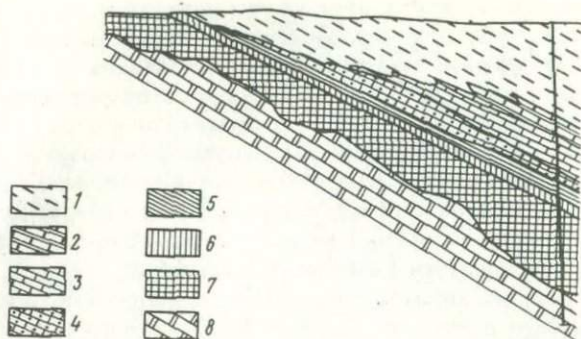


Рис. 28. Геологический разрез через центральную часть Чермуховского месторождения (Гладковский, Шарова, 1951)

1 - сланцы полосчатые из плитчатого горизонта ($D_2^1 d$);
 2 - известняки плитчатые темно-серые ($D_2^1 d$); 3 - известняки светло-серые и розовые ($D_2^1 c$); 4 - известняки амфиоровые, темно-серые, слоистые ($D_2^1 c$); 5 - сланцы известково-глинистые ($D_2^1 b$); 6 - бокситы пестроцветные и зеленовато-серые ($D_2^1 a$); 7 - бокситы красные ($D_2^1 a$); 8 - известняки светло-серые и розовые, неслоистые, брекчиевидные (петропавловская свита)

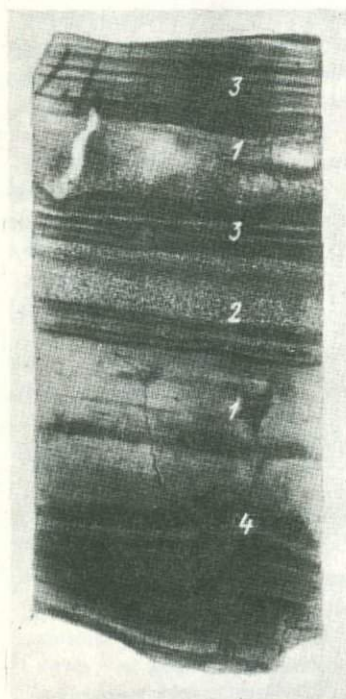


Рис. 29. Взаимоотношения слоев псаммитового, пелитового и карбонатного материала в горизонте плитчатых известняков. Обр. 630. СУБР, Чермуховское месторождение

1 - карбонатный материал; 2 - псаммитовый полевошпатовый материал; 3 - пелитовый хлоритовый материал; 4 - ход илоеда

пелитовыми и псаммитовыми породами (рис. 29). Эти образования С.М. Андронов, а вслед за ним и другие геологи называли известняками, сланцами и песчаниками.

Карбонатные породы в составе горизонта преобладают и образуют хорошо выдержанные слои мощностью 3–10 см, иногда до 0,5–1,0 м. Они разделяются слоями тонкозернистого псаммитового и пелитового материала толщиной, обычно в 2–3 раза меньшей, чем мощность карбонатных слоев. Слоевые поверхности носят бугристый характер, что обусловлено диагенетическими явлениями. Вещество карбонатов, как показало проведенное В.Г. Петрищевой термографическое исследование, представлено кальцитом. Последний имеет пелитоморфную криптозернистую или мелкозернистую структуру и характеризуется следующим химическим составом (табл. 12).

Высокие содержания SiO_2 в некоторых прослоях карбонатов из горизонта плитчатых известняков объяснялись предыдущими исследователями как результат окремнения. Мы находим другое объяснение этому факту, связывая его с существованием слоев и линзочек псаммитового полевошпатового материала внутри карбонатной породы, а также с наличием мелких чешуек хлорита.

Пелитовый материал прослоев, разделяющих карбонатные слои, состоит из мелкоагрегатного железистого хлорита и содержит, как показало термографическое изучение В.Г. Петрищевой, примеси карбоната (до 12%), органики и пирита (суммарно до 1,5%). Местами хлорит метасоматически развивается по мелкообломочному материалу. В пелитовом веществе иногда наблюдается горизонтальная и линзовидная слоистость, выраженная псаммитовым материалом. Химический состав вещества пелитовых прослоев приведен в табл. 13.

Псаммитовый материал количественно всегда подчинен пелитовому. Его прослои могут достигать 10–30 мм. Он встречается не только в пелитовых прослоях, но и в карбонатных слоях. Нижний контакт псаммитовых прослоев всегда резкий, а верхний – постепенный. Характерна градиционная сортировка псаммитовых частиц. Минералогический состав псаммитовых зерен весьма своеобразен, что обусловлено преимущественным развитием полевых шпатов, которым подчинены темноцветные и рудные минералы (табл. 14). Как показал просмотр протолок, в незначительных количествах (единичные зерна) встречается кварц.

Размеры кристаллов и обломков полевых шпатов колеблются в среднем от 0,15 до 0,30 мм. С целью выяснения состава полевых шпатов в 140 свежих таблитчатых зернах (0,20–0,25 мм), выделенных из протолок, были определены в градиентной – гравиметрической трубке удельные веса, показавшие, что в изученной совокупности (обр. 625/2 и 625/1) содержится 15% калишпатов (уд.в. 2,55 – 2,57 г/см³), 35% альбита (уд.в. 2,60–2,63 г/см³), 20% альбит-олигоклаза (уд.в. 2,63–2,64 г/см³), 20% олигоклаза (уд.в. 2,64–2,66 г/см³) и 10% андезина (уд.в. > 2,66 г/см³). Измерения показателей преломления подтверждают это ($N_m' - 1,527$ для калишпатов и альбита; $N_m - 1,555$ для андезина). Обломки

Таблица 12

Химический состав карбонатных пород горизонта плитчатых

Часть горизонта	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂
Нижняя	37,60	10,22	4,08	Сл.
Верхняя	1,40	1,20	0,40	0,00

Таблица 13

Химический состав силикатных пород горизонта плитчатых известняков (вес. %)

№ образца	Материал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO
610-К	Псаммитовый	49,38	0,39	17,20	5,99	4,31	6,20
610-С	Пелитовый	55,06	0,30	16,30	5,19	3,59	4,91
625	Псаммитовый	52,84	0,45	16,90	4,63	4,45	6,37
608-1	"	54,46	0,35	16,23	1,91	1,51	9,81
608-2	Пелитовый	66,16	0,35	7,88	0,94	1,58	9,64

Примечание. В образцах 610-К, 610-С и 625 H₂O⁻ в сумму компонентов

полевых шпатов остроугольные, угловатые, редко полууголоватые (рис. 30а). Встречаются резорбированные зерна. Как правило, таблички и обломки их располагаются в слоях довольно тесно и имеют цементацию карбонатом или тонкоагрегатным хлоритом. Табличчатые кристаллы бывают расколотыми поперек своей вытянутости, а их обломки при этом незначительно смешаются один относительно другого. Это можно объяснить попаданием горячих кристаллов в воду и растрескиванием их вследствие резкого охлаждения (Гладковский и др., 1972). В большинстве случаев плагиоклазы имеют зональное строение (см. рис. 30,а). Когда псаммитовые слои залегают в пелитовой среде, то полевые шпаты, как правило, свежие, неизменные. Если они находятся в карбонатных прослоях, то отчетливо наблюдается замещение их карбонатами через стадию "тене-вых" структур (рис. 30,б) вплоть до полного исчезновения контуров псаммитовых частиц.

Специфический, преимущественно полевошпатовый состав псаммитовых прослоев, наличие среди полевых шпатов хороших табличчатых кристаллов или же угловатых обломков этих минералов, присутствие растрескавшихся зерен позволяют утверждать, что это пирокластический материал (Гладковский и др., 1972). Если воспользоваться классификацией состава песчаников В.Д. ШUTOVA

известняков (вес %) по Е.С. Гуткину

CaO	MgO	П.п.п.	CO ₂	S	Сумма
22,10	6,34	18,40	17,52	1,51	98,74
52,68	0,98	42,68	41,17	0,12	99,34

MgO	MnO	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	CO ₂	Сумма	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
6,73	0,06	Не опр.	0,81	2,69	1,09	100,21	5,36	2,92
5,12	0,02	Не опр.	1,28	2,69	1,14	100,24	4,64	2,15
4,43	0,06	Не опр.	1,34	2,32	1,18	99,85	4,88	1,60
3,10	Не опр.	0,14	1,04	2,58	4,62	99,68	2,49	1,58
2,25	Не опр.	0,17	0,67	1,39	5,97	99,29	2,07	0,39

не входит.

(1967), то можно увидеть, что рассмотренному составу псаммитовых частиц будет соответствовать "поле не собственно терригенного происхождения" (стр. 100). В эту зону попадают кристаллокластические туфы.

Сланцевые прослои из горизонта плитчатых известняков представлены изотропным или слабоанизотропным хлоритом, по которому нередко развивается и с которым ассоциирует лейкоксен. Это позволяет предположить, что и в данном случае имеется сильно измененный вулканический пепел. В составе сланцев присутствуют пирокластические обломки свежего плагиоклаза и пироксена, а также бурого, реже бесцветного стекла с микролитами свежего плагиоклаза. По сланцам нередко развивается кальцит.

Все изложенное выше показывает, что важной особенностью состава пород горизонта плитчатых известняков является присутствие в них пирокластического материала. Дисперсная органика, ходы илюдов, наличие карбонатов кальция и пирокластике показывают, что накопление осадков данного горизонта происходило в спокойном, мелководном морском бассейне седиментации, при аэральном подпитывании его пепловым материалом из довольно близких вулканических очагов. Тектонический режим района в это время был достаточно устойчивым. Глыбовые движения, по-видимому, отсутствовали,

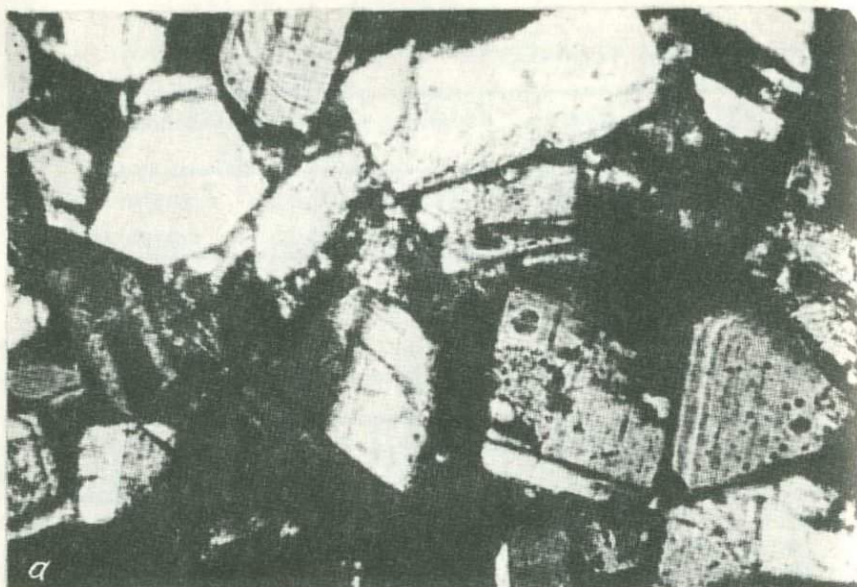


Рис. 30. Разновидности кристаллов плагиоклазов и продуктов их замещения в прослоях кристаллотуфов из горизонта плитчатых известняков. СУБР, Черемуховское месторождение

а - обломки зерен зональных плагиоклазов. Шлиф 625, без анализатора, $\times 100$; б - замещение плагиоклазов кальцитом ("теневые структуры"). Шлиф, без анализатора, $\times 200$

Таблица 14

Минералогический состав* псаммитового материала (%)

Минералы	Образцы		
	625	629	265
Полевые шпаты	76	61	96
Темноцветные (пироксен, роговая обманка)	19	26	Нет
Рудные (титанмагнетит, магнетит)	5	13	4

* Химический состав вещества псаммитовых прослоев дан в табл.13.

так как приноса грубообломочного материала в бассейн, где накапливались осадки горизонта плитчатых известняков, не происходило (Анфимов и др., 1974).

ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ТИТАНА В УРАЛЬСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ БОКСИТАХ

В настоящее время при выяснении условий формирования геосинклинальных бокситов некоторые геологи (Бушинский, 1963; Ронов, Мигдисов, 1965; и др.) важное место отводят геохимии титана, пытаясь таким образом доказать их связь с латеритными корами выветривания. При изучении девонских бокситов Среднего и Северного Урала и рудных минералов из них нами были получены новые данные по геохимии и минералогии титана. Установлено, что в североуральских бокситах значительное количество минералов титана пространственно связано со слоями, содержащими рудные минералы. Такая пространственная ассоциация позволяет предположить их генетическую связь. Мы указывали, что рудные минералы в изучаемых бокситах представлены в основном различными титаномагнетитами, количество двуокиси титана в которых достигает 10%. TiO_2 содержится в рудных зернах в форме двух кристаллических фаз. Пластинчатые выделения ильменита прорастают гомогенный титаномагнетит по плоскостям, параллельным (111) его кристаллической решетки. Сложнее выявить скрытую, нераскристаллизованную фазу TiO_2 в составе гомогенного титаномагнетита. Здесь кроме указанных выше низкой отражательной способности и коричневого оттенка в отраженном свете помогают некоторые косвенные данные.

Таблица 15

Содержание TiO_2 в прослоях слоистых и брекчие-видных бокситов Кальинского месторождения (вес.%)

№ образца	Серый прослой	Красный прослой
313-1	13,26	1,95
313-2	9,42	2,58
196	6,87	2,29
197	6,26	2,06

Примесь титана, находящаяся в нераспавшемся твердом растворе с титаномагнетитом, отчетливо прослеживается при окислении, разложении или замещении рудных минералов нерудным веществом. При этом происходит перераспределение TiO_2 и изменяется ее распределение в слое. Изменение первичного гомогенного титаномагнетита характеризуется определенными чертами.

В разных прослоях слоистых бокситов, расположенных в основании рудного тела, иногда наблюдается резкое несоответствие содержания TiO_2 количеству присутствующих рудных минералов. Эти бокситы, залегающие под слоем красных немарких, а иногда и марких бокситов, характеризуются переслаиванием красных и серых слоев. Красные хлорит-диаспоровые слои (обр. 313-1, 313-2, 196) или обломки (обр. 197) отличаются бедностью рудными минералами и низким содержанием титана. Светло-серые хлорит-диаспоровые прослои обогащены как рудными минералами, так и минералами титана (табл. 15).

Из приведенной таблицы видно, что количество TiO_2 в серых слоях в 3-6 раз больше, чем в красных. Для сравнения напомним, что в концентрате, состоящем нацело из рудных минералов, содержание TiO_2 максимально составляет 10%. Очевидно, что 13,26% TiO_2 , как, например, в сером прослое обр. 313-1, должно соответствовать слою, состоящему только из неразложенных рудных зерен. В действительности же рудные минералы здесь занимают не более 25% объема; остальное приходится на диаспор, бёмит, хлорит и минералы титана. Кальцит в этих слоях отсутствует. Хлорит, по которому развивается мелкозернистый диаспор, является цементом и скрепляет светло-серые бобовины и рудные зерна.

Теоретическое количество TiO_2 в светло-сером прослое обр. 313-1 должно быть примерно 2,7%, а не 13,26%, как мы имеем в действительности. Очевидно, содержание титана здесь не соответствует количеству присутствующих зерен титаномагнетита и ильменита. Минералогическое изучение шлифов из этих бокситов показа-

ло, что около 10% титана из имеющихся 13,26% приходится на рутил, анатаз и лейкоксен. Они образовались при замещении гомогенного титаномагнетита диаспором или хлоритом хемогенного происхождения. Поэтому необходимо подчеркнуть, что только по содержанию TiO_2 вообще нельзя судить о количестве рудных минералов, присутствующих в бокситах. В случае их замещения нерудным веществом происходит выделение таких минералов, как рутил, анатаз, сфен и лейкоксен, а высокое содержание TiO_2 не соответствует количеству имеющихся рудных зерен.

В результате разложения однородного титаномагнетита и последующего его замещения нерудными минералами (кальцитом, диаспором или хлоритом) окисные соединения железа переходили в раствор и выносились, а титан, как менее подвижный компонент, остался на месте. Характер проявления вновь образованных титановых минералов бывает различен. В большинстве случаев это мелкие (0,01–0,05 мм) зерна; реже, когда двуокись титана испытала некоторое местное перемещение, произошло укрупнение отдельных мельчайших выделений. Образовались относительно крупные (до 0,1–0,2 мм) единичные кристаллы рутила, анатаза и сфена или их скопления, которые всегда расположены внутри бывших рудных зерен. Они находятся либо в центральной части зерна в виде одного или нескольких кристаллических образований (рис.31), либо сгруппированы по периферии замещенных рудных зерен, где образуют друзообразные выделения (см. рис.16,б). Присутствие рутила и анатаза подтверждается не только оптическими наблюдениями, но и результатами рентгеноструктурного анализа. Фазовый рентгеновский анализ немагнитных минералов фракции тяжелее $4,0 \text{ г/см}^3$ показал следующие наиболее сильные линии межплоскостных расстояний: для рутила – 3,25; 2,49; 2,18; 1,88; 1,69 и 1,63 Å; для анатаза – 3,49; 2,37; 1,88; 1,70; 1,67; 1,47; 1,36 и 1,34 Å. Все приведенные линии совпадают с табличными данными (Михеев, 1957).

Наряду с крупными кристаллами в бывших рудных зернах встречаются и более мелкие кристаллики рутила и сфена (до 0,01–0,05 мм), расположенные в цементе, на некотором удалении от места первоначального нахождения титана – бывшего гомогенного титаномагнетита. Перераспределение TiO_2 наблюдается и тогда, когда на месте разложенного и замещенного рудного минерала развиваются рутил, анатаз, сфен или лейкоксен в количестве, превосходящем теоретический объем, который они должны занимать. Если предположить, что первичным минералом был ильменит, то даже в этом случае образовавшиеся соединения титана не должны превышать 53% объема минерала-хозяина. Когда же вновь образованные рутил или другие минералы составляют 60–80% объема первичного зерна, мы можем объяснить это только миграцией TiO_2 . На это указывает также нахождение лейкоксена в цементе рудных слоев, концентрация которого бывает настолько велика, что образуются плотные лейкоксен–диаспоровые скопления, цементирующие рудные зерна, или псев-

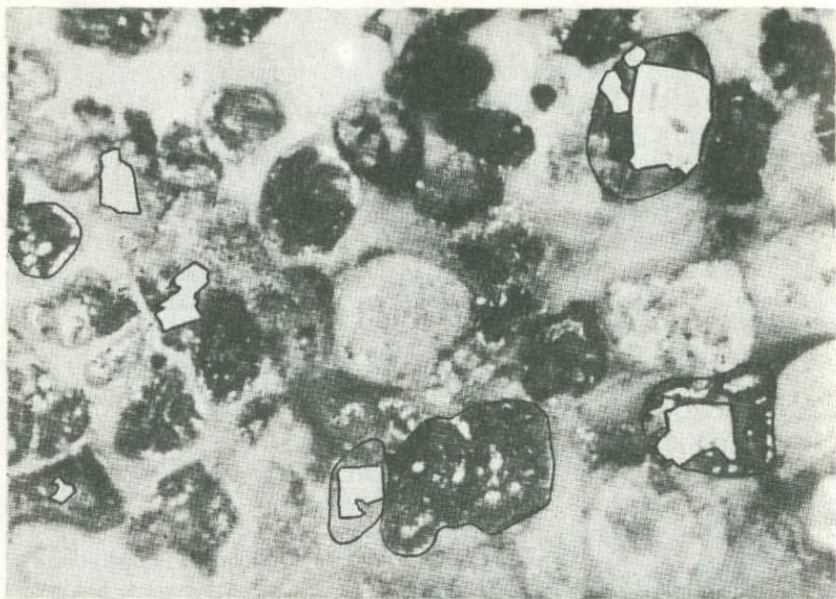


Рис. 31. Бывшие рудные зерна в боксите, замещенные кальцитом. На месте этих зерен образовались крупные кристаллы и мелкая сыпь рутила (белое). Полировка 440-69, отраженный свет, масляная иммерсия, $\times 75$. СУБР, Черемуховское месторождение

доморфозы кальцита по ним (рис.32,а) (Гладковский, Огородников, 1971а).

Лейкоксен нередко присутствует в слоях хлоритового или диаспорового состава. В шлифах под микроскопом иногда он имеет вид аморфной ватообразной массы. Такое состояние объясняется тем, что тонкозернистые образования TiO_2 гидратировались и образовалась аморфная оптически изотропная масса, почти не прозрачная в проходящем свете. В большинстве случаев в отраженном и проходящем свете лейкоксен имеет вид точечных выделений самых причудливых очертаний, которые в скрещенных николях проявляют белые или бледные желтоватые внутренние рефлексии. Крупность отдельных слабоанизотропных зернышек редко достигает тысячных долей миллиметра, в основной массе лейкоксена размеры зерен находятся в пределах десятитысячных долей миллиметра. По наличию среди однородной изотропной массы зерен со слабыми элементами анизотропии можно говорить о присутствии здесь тончайших образований вторичного рутила, который мы также называем лейкоксеном.

В бокситах СУБРа нередко участки, где зерна гомогенного титаномагнетита в различной степени затронуты окислением. Количество окисленных минералов на разных месторождениях неодинаковое и

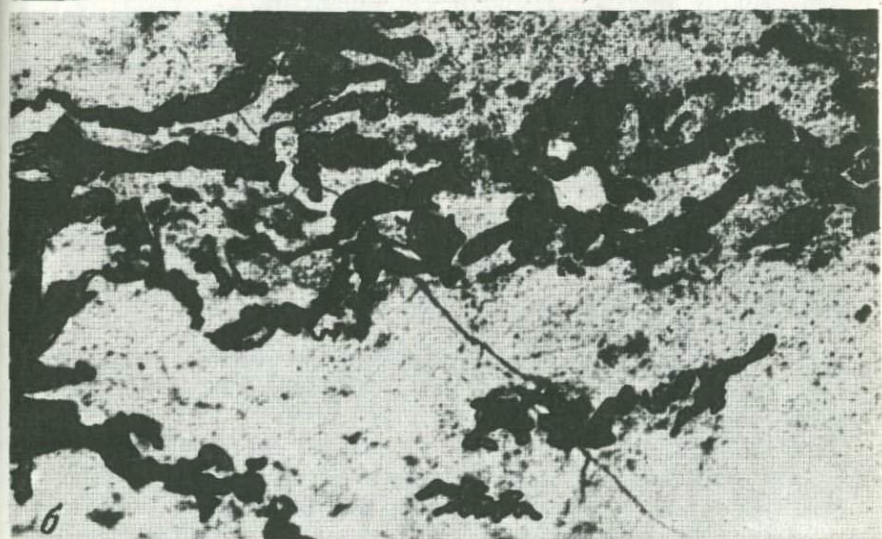
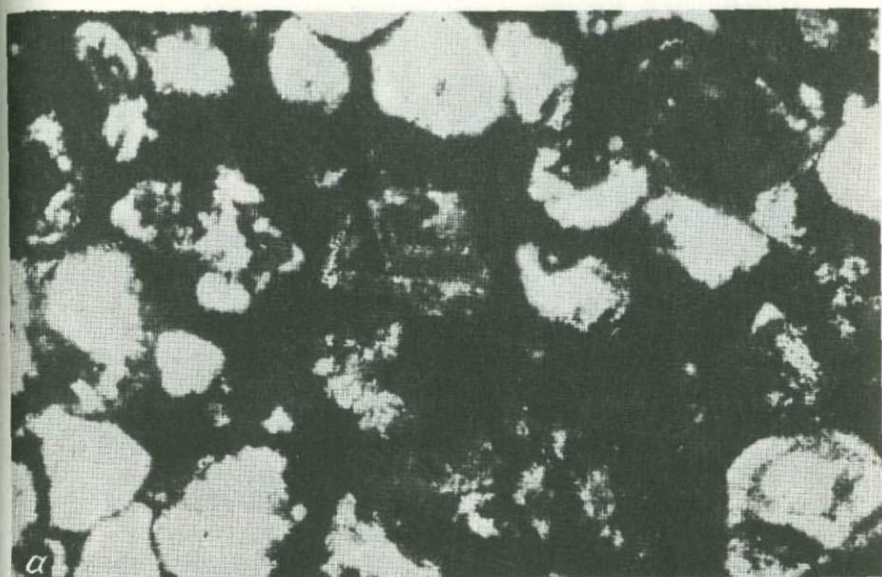


Рис. 32. Характер развития лейкоксена в бокситах Черемуховского (а) и Кальинского (б) месторождений СУБРа

а - лейкоксен (черное) цементирует псевдоморфозы кальцита (белое) по бывшим зернам титаномагнетита. Шлиф 434-69, проходящий свет, без анализатора, $\times 90$; б - волнистые прослой лейкоксена (черное) в хлоритизированной силикатной пирокластике (белое) серых порфировидных бокситов. Шлиф 193-68, проходящий свет, без анализатора, $\times 150$

колеблется от 5–10% на Черемуховском месторождении до 30% на Кальинском. Мартитизация пачищается, как правило, с периферии. Чаще образуются структуры краевых каемок, когда мартит как бы оконтуривает зерно титаномагнетита. Затем окисление проникает внутрь зерна без какой-либо закономерности, и в итоге оно переходит в мартит, в котором нередко сохраняются неправильной формы реликты первичного минерала. Реже окисление протекает в два этапа – сначала образуется маггемит, который затем переходит в мартит.

Иногда окисление титаномагнетита в начальной стадии происходит по каким-либо ослабленным участкам рудных зерен. Прежде всего это наблюдается по плоскостям трещин отдельности кристаллической решетки гомогенного титаномагнетита как по краям зерна (см. рис. 20), так и внутри него. В дальнейшем мартит по тончайшим микроскопическим трещинкам проникает внутрь зерна и густо прорастает его, как бы создавая решетчатое строение. На рисунке видно, что титаномагнетит как бы претерпел комбинированное окисление. Здесь отчетливо видны наружная мартитовая каемка и решетка мартита, развитая по трещинам отдельности.

В более редких случаях окисление протекало по ослабленным зонам узорчатой трещиноватости. Вновь образованный мартит повторяет конфигурацию бывших трещин. Это отчетливо прослеживается, когда зерно титаномагнетита частично или полностью замещено диаспором. При этом узор, выполненный мартитом, нередко сохраняется и в диаспоровой бобовине, как бы указывая на первичную структуру зерна.

При окислении гомогенного титаномагнетита происходило перераспределение двуокиси титана. В мартите нередко присутствуют мельчайшие точечные и каплевидные линейно вытянутые образования рутила. Мартитизация однородного титаномагнетита с узорчатой трещиноватостью сопровождалась иногда новообразованиями рутила, которые пространственно тяготеют к этим микроскопическим трещинам. Агрегаты рутила образуют извилистые червеобразные выделения, которые по характеру их размещения напоминают узорчатые трещины титаномагнетита.

Окисление, судя по всему, происходило на месте – в бокситах. Об этом свидетельствует пространственная связь новообразований минералов титана со слоями рудных минералов, а также разный состав рудных зерен в бокситах и близлежащих вулканогенных породах.

Помимо крупных скоплений минералов титана, приуроченных к слоям с рудными минералами и связанных с ними, в хлоритовом цементе серых бокситов иногда отмечаются волнистые прослои лейкоксена (рис. 32,б). Они ориентированы согласно с текстурными особенностями цемента. Присутствие тонкозернистых соединений титана в слоях хлоритизированного стекла нельзя связывать с рудными минералами, поскольку количество их здесь крайне незначительное. Лейкоксен, а также кристаллы рутила и анатаза (0,01–0,1 мм) образовались при хлоритизации силикатного пеплового материала, в



Рис. 33. Зональное строение известняковой гальки, частично замещенной диаспором и рутилом

1 - наружная зона - мелкозернистый диаспор; 2 - средняя зона - кальцит и рутил; 3 - центральное ядро - кальцит. Шлиф 144-68, проходящий свет, без анализатора, $\times 300$. СУБР, Кальинское месторождение

результате выделения и перераспределения TiO_2 в виде тонкозернистых скоплений, слагающих субпараллельные слои. Продукты же вулканической деятельности, как показано выше, имеют в геосинклинальных бокситах СУБРа значительное распространение. Известно, что современные вулканические пеплы содержат до 2% TiO_2 .

Незначительная часть минералов титана в описываемых бокситах образовалась путем выпадения из растворов при замещении обломочного карбонатного материала бокситовым веществом. При изучении шлифов в проходящем свете под микроскопом это фиксируется в зональных бобовинах. В некоторых из них от периферии к центру выделяются наружная зона, сложенная мелкозернистым диаспором, средняя - представленная рутилом и сфеном с остатками незамещенного кальцита, и центральное кальцитовое ядро (рис. 33). В других бобовинах присутствуют только наружная кальцит-рутил-сфеновая зона и внутреннее кальцитовое ядро. Очевидно, по этой причине некоторые белые диаспоровые бобовины из серых порфирированных бокситов содержат в своем составе повышенное количество TiO_2 .

При диагенетических преобразованиях первичных бокситовых осадков, например на Тотинском месторождении, кроме укрупнения минералов глинозема отмечалось перераспределение TiO_2 . Рутил,

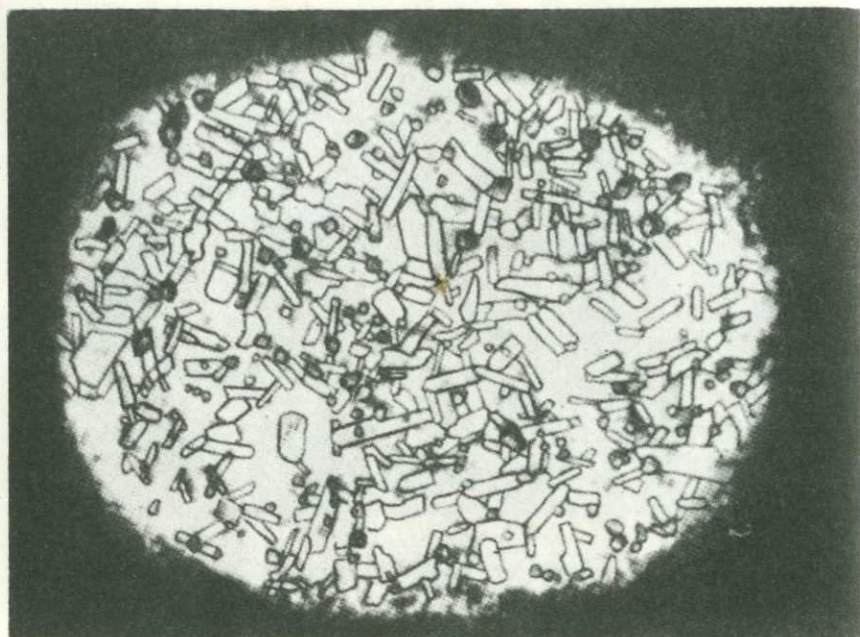


Рис. 34. Диагенетические преобразования в бобовинах серых бокситов. Столбчатые кристаллы диаспора в мелкозернистой хлорит-диаспоровой массе бобовин. Темные изометричные кристаллы - сфен. Шлиф 1822, без анализатора, $\times 190$. Тотинское месторождение

сфен и лейкоксен развиты здесь в виде прожилков, выполняют трещины среди мелкозернистой диаспоровой массы, образуют псевдоморфозы по столбчатым формам диаспора и хлорита (рис. 34). Иногда скопления титановых минералов концентрируются в перекристаллизованных хлорит-диаспоровых бобовинах.

Таким образом, минералы титана в геосинклинальных бокситах не только пространственно, но и генетически связаны с рудными минералами. Они образовались в результате метасоматического замещения последних нерудным веществом (кальцитом, диаспором, хлоритом). Процессы выветривания титаномагнетита оказали в целом незначительную роль, так как минералы титана присутствуют не только среди окисленных разновидностей, но и в окружении совершенно свежих, неокисленных. Лейкоксен, кроме связи с рудными минералами и пирокластикой силикатного состава, мог быть и хемогенного происхождения. Он не связан с корой выветривания, так как совместное нахождение в слоях со свежими пирокластическими рудными минералами исключает возможность его терригенного при-

вноса. Есть все основания считать, что изоморфного замещения титаном алюминия в кристаллической решетке глиноземных минералов нет, а титановый модуль не имеет генетического значения (Гладковский, Огородников, 1971а).

РОЛЬ МЕТАСОМАТОЗА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ УРАЛЬСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ БОКСИТОВ

При формировании бокситовых залежей в месторождениях геосинклинального типа происходило метасоматическое замещение минералами глинозема нижележащих известняков. Считается, что таким путем образовалась бокситовая брекчия, расположенная в основании рудного тела (Архангельский, 1937; Пейве, 1947; Гладковский, Шарова, 1951; и др.). Однако образование мощной зоны метасоматической брекчии, превышающей мощность самого рудного пласта, нельзя объяснить с позиции латеритной гипотезы.

Нашими исследованиями установлено, что метасоматическое замещение минералами глинозема различного по составу первичного осадка протекало на всех этапах формирования бокситовой залежи и характерно для некоторых типов руд (Гладковский, Огородников, 1971б).

Минералы глинозема — диаспор и бемит — развивались как по карбонатным образованиям (массивным известнякам и их обломкам), так и по рудным и силикатным пирокластическим минералам, описание которых приведено в соответствующих разделах работы. В каждом из указанных случаев обнаруживаются реликты первичных пород, сохранившиеся среди бокситовых минералов.

Как отмечалось, для геосинклинальных бокситов характерно бобовое строение. Это признает большинство исследователей, но разные геологи по-разному объясняют происхождение отдельных бобовин.

Прежде всего рассмотрим редкие в североуральских бокситах бобовины оолитового облика. Колломорфная структура отдельных бобовин в красных бокситах наблюдается очень редко (рис. 35). Их присутствие говорит об образовании гематита и глиноземных минералов из растворов на месте. Наряду с этим при изучении яшмовидных бокситов было установлено, что в их составе нередко отмечаются мельчайшие (не более 0,1 мм) бобовины, имеющие оолитовое строение. В некоторых из них фиксируется до 5 концентров. Здесь чередуются концентры, сложенные мелкозернистым диаспором, с концентриями карбонатного состава (кальцитового или сидеритового). Мы здесь не касаемся широко развитых и всем известных южноуральских оолитовых диаспор-шамозитовых руд. Вероятно, формирование североуральских оолитов, как и южноуральских, произошло из истинных хемогенных растворов.

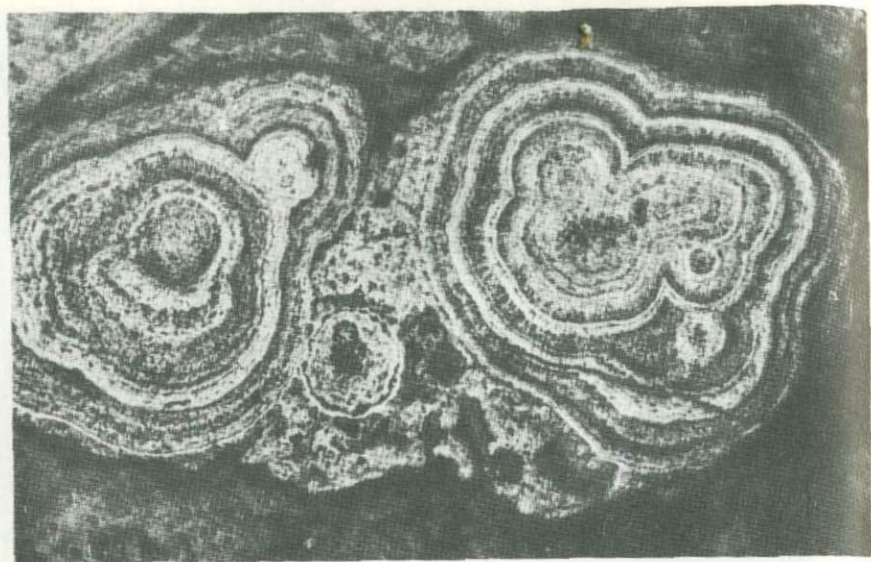


Рис. 35. Коллоидная структура боксита. Белые концентры - гематит, темные - землистый гематит с мелкозернистым диаспором. Полировка 321, отраженный свет, $\times 50$. Тошемское месторождение

На основании полученных данных выясняется, что большинство бобовин в североуральских бокситах не является продуктами перетолжения в том смысле, как считалось раньше. Эти данные подтверждаются также результатами геофизических исследований. Н.А. Иванов, И.А. Свяжина и Т.И. Бычкова (1964) установили, что векторы остаточной намагниченности гематита в бобовинах и цементе ориентированы в одном направлении. "Бокситовый материал в момент отложения содержал гематит, малые частицы которого, попав в спокойную водную среду, стремились повернуться своим вектором намагниченности в направлении магнитного поля и создать, таким образом, ориентированную намагниченность. Направленная таким образом намагниченность соответствует магнитному полю Земли эпохи осадконакопления". Было установлено, что "конгломераты являются крупнобобовыми бокситами, а гальки - бобовинами..., а остаточная намагниченность конгломератов и галек из них имеет химическое происхождение" (стр.106).

Значительное количество бобовин образовалось метасоматическим путем. В зависимости от состава первичного материала среди них можно выделить по крайней мере три типа, имеющих неодинаковое распространение.

К первому типу мы относим мелкие бобовины, образовавшиеся при замещении бёмитом, диаспором, хлоритом пирокластических зё-

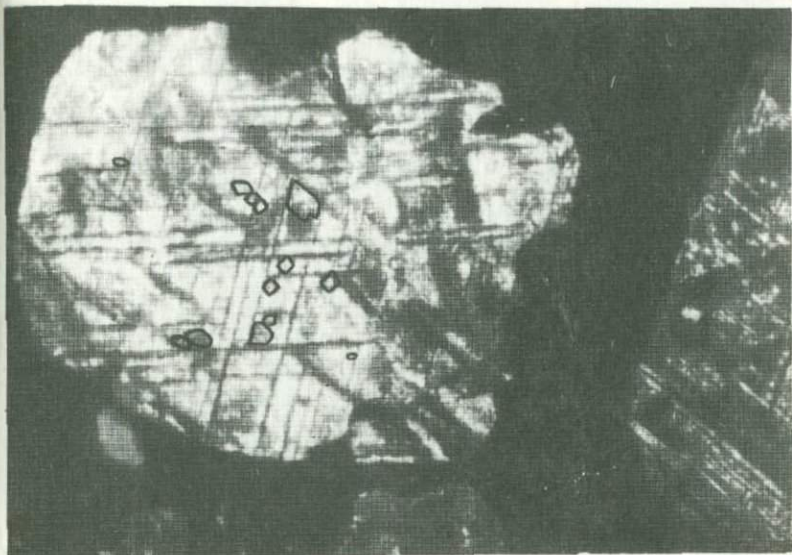


Рис. 36. Зерна гетерогенного титаномагнетита, замещенные диаспором. В диаспоре видны выделения рутила. Шлиф 285-68, проходящий свет, без анализатора, $\times 200$. СУБР, южная часть Черемуховского месторождения

рен рудных минералов, рассмотренных выше. Как отмечалось, в разных слоях серых бокситов наблюдается резкое несоответствие в содержании TiO_2 . Это является следствием того, что большая часть рудных зерен в светло-серых слоях была замещена мелкозернистым, а в более редких случаях и столбчатым диаспором. При замещении титаномагнетита минералами глинозема происходило выделение TiO_2 в форме одиночных кристаллов рутила, анатаза или сфена, а также их скоплений, сконцентрированных в пределах бывших рудных зерен.

Замещение гомогенного титаномагнетита диаспором в бокситах СУБРа — широко распространенное явление. Наблюдая конечные результаты этого процесса, попытаемся выяснить, когда, где и при каких условиях происходило разложение титаномагнетита и замещение его диаспором.

Наиболее подверженными замещению были рудные зерна с развитой узорчатой трещиноватостью. Мелкозернистый диаспор развивался преимущественно по этим ослабленным участкам, постепенно проникая внутрь зерна. В результате образовались мелкие бокситовые бобовины, в которых первоначальное рудное зерно нацело разложено, а освободившийся объем заполнен мелкозернистым диаспором. Лишь в отдельных случаях сохраняются реликты первичного минерала (рис. 36). На рисунке видно, что после замещения гетерогенного титаномагнетита диаспором сохранилось первоначальное

решетчатое строение. Оно подчеркивается гидроокислами железа, расположенными по плоскостям октаэдрических отдельностей. В дальнейшем, при перераспределении окислов железа, на месте рудного зерна остается только мелкозернистый диаспор, иногда с кристаллическими новообразованиями рутила, анатаза или тонкокристаллическим лейкоксеном.

Изменение рудных минералов и их замещение происходило не после формирования бокситовых залежей, а в процессе накопления бокситовых веществ. При разложении титаномагнетита кислородные соединения железа переходили в раствор. Освободившийся объем заполнялся хемогенным диаспором.

Одновременно шло формирование светло-серых диаспоровых бобовин второго и третьего типов. Они существенно отличаются от первого. Бобовины второго типа образовались при замещении минералами глинозема продуктов силикатной пирокластике. Хлоритизированный вулканический пепел нередко является цементом бобовых и порфировидных бокситов. После отложения слоев пепла силикатная составная часть его не остается без изменения. Наряду с хлоритизацией, которая существенно изменила облик осадка, происходило замещение обломков вулканического стекла мелкозернистым диаспором. Образовались тонкозернистые хлорит-диаспоровые слои.

Остаточные структуры в цементе бокситов микропорфировидного облика сильно затушеваны бокситизацией. Здесь прослеживаются контурные очертания разноориентированных микролитов полевого шпата, почти нацело замещенных мелкозернистым диаспором. Они имели столбчатый облик, концевые грани кристаллов были как прямые, так и с воронковидными окончаниями, подобные тем, какие встречаются в некоторых хлоритизированных обломках вулканического стекла (см. рис. 23, в). При полном метасоматическом замещении микролитов диаспором можно говорить только о характере взаимоотношения этих форм между собой, но трудно судить об их первоначальном составе. В более редких случаях, когда в одном слое присутствуют неизменные микролиты и удлиненные формы диаспора с реликтами хлоритизированного полевого шпата, можно говорить о составе начального материала (рис. 37). Замещение минералами глинозема силикатных составных частей пирокластике хорошо прослеживается в зеленовато-серых бокситах, аллитах и сиаллитах, не затушеванных окислами и гидроокислами железа. Здесь видно, что диаспор развит не только в хлоритизированном вулканическом стекле. Отдельные микролиты полевого шпата в центральной части бобовин также заместились диаспором, который образует по ним псевдоморфозы. Новообразования его приобретают миндалевидный или игольчатый облик в зависимости от формы микролитов (рис. 38).

В бобовинах второго типа нередко отмечаются структуры, похожие на долеритовую эффузивных пород. Аналогичная структура встречается в пизолитовых туфах, когда по плагиоклазу развивается цоизит. Для описываемого случая характерно наличие пересекающихся и веерообразных столбчатых форм диаспора, между которыми зажаты



Рис. 37. Столбчатые кристаллы диаспора - псевдоморфозы по микролитам полевого шпата (белое) в хлоритизированном вулканическом пепле (черное) из цемента серого порфириовидного боксита. Шлиф 274-68, проходящий свет, николи скрещены, $\times 200$. СУБР

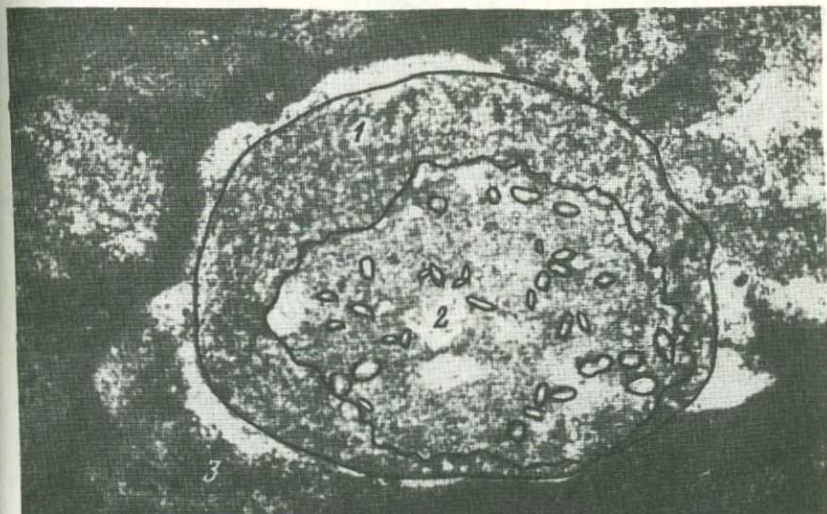


Рис. 38. Зональная бобовина из серых порфириовидных бокситов. Шлиф 405-69, проходящий свет, без анализатора, $\times 250$. СУБР, Кальинское месторождение

1 - зона, сложенная мелкозернистым диаспором; 2 - внутренняя часть - хлоритизированное стекло с отдельными удлиненными кристаллами диаспора; 3 - хлоритовый цемент

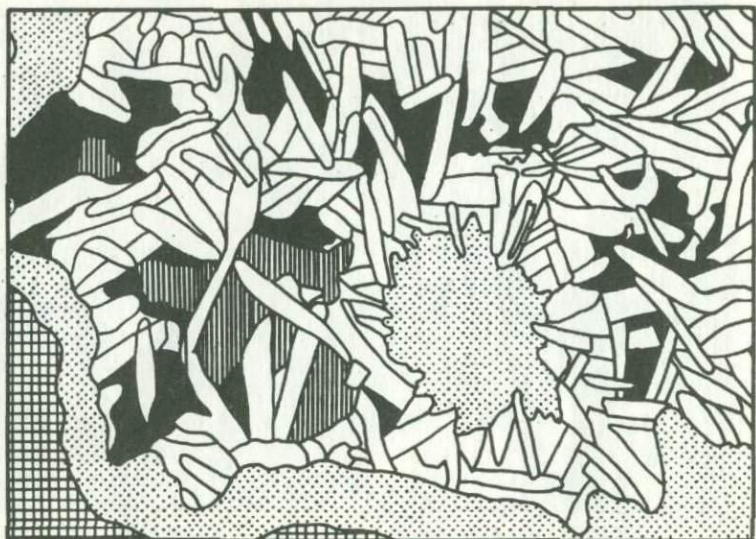


Рис. 39. Структура бобовин. Белое – кристаллы диаспора; черное – хлорит; точки – тонкозернистый диаспор; клетки – канадский бальзам. Зарисовка участка шлифа 194–68 в проходящем свете, $\times 375$. СУБР, Кальинское месторождение

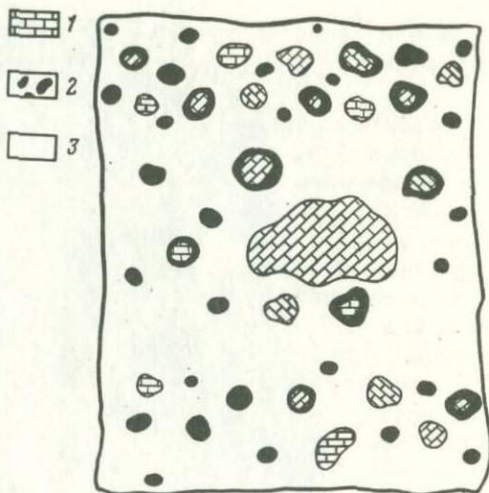
участки хлоритизированного, а в более редких случаях и свежего полевого шпата (рис. 39). Эти обломки представляют собой, по-видимому, пирокласты полевого шпата, переработанные метасоматическими процессами. Кристаллы столбчатого диаспора являются псевдоморфозами по шестоватым образованиям цоизита с характерными для него продольной штриховкой и поперечными трещинами отдельности. Цемент таких бокситов местами имеет реликтовую структуру эффузивной породы.

В обломках пеплового материала встречаются глобулы пироксена, которые при бокситизации пепла частично или полностью заместились мелкозернистым диаспором, иногда с образованием мельчайших (до 0,02 мм) зональных бобовин. Диаспор замещал глобулы с периферии, проникая внутрь по неправильным микроскопическим трещинам.

Бобовины третьего типа, имеющие в геосинклинальных бокситах на Урале наибольшее распространение, образовались в результате массового замещения минералами глинозема обломочного карбонатного материала. На рис. 40 приведена схематическая зарисовка штуфа серого порфириовидного боксита с белыми "бобовинами". В этом образце, взятом из центральной части Кальинского месторождения, около 10% известняковых галек только частично замещено минера-

Рис. 40. Зарисовка полированного штуфа порфиroidного боксита. Зарисованы только некоторые бобовины. Обр. 1588, нат. вел. СУБР, Кальинское месторождение

1 - известняк и перекристаллизованный известняк; 2 - бёмит и диаспор; 3 - хлорит-диаспоровый цемент



лами глинозема. В таких "бобовинах" различаются наружная диаспоровая оболочка и центральное кальцитовое ядро. Примерно 5% известняковых галек нацело замещено диаспором. Иногда частично замещенные и незамещенные известняковые обломки группируются в маломощные слои.

Наиболее отчетливо обломочно-метасоматическое происхождение бобовин третьего типа фиксируется в серых порфиroidных бокситах, слагающих всю залежь или ее верхнюю часть. Здесь незамещенные или частично замещенные известняковые обломки встречаются часто. Пятнистые и порфиroidные бокситы состоят из разобленных между собой, но сгруппированных в слои обломков известняка, которые сцементированы шамозит-диаспоровой массой с хлоритизированными остатками вулканического стекла, полевых шпатов и пироксена (рис.41). Одни известняковые обломки по периферии, а другие целиком замещены мелкозернистым диаспором. Эти бобовины неоднородны по строению, составу и времени образования. Среди разнородных бобовин можно выделить простые и сложные. Первые нацело сложены мелкозернистым диаспором, отдельные кристаллические выделения которого имеют изометричную форму. Изредка в диаспоровых бобовинах сохраняется остаточная ромбоэдрическая отдельность, унаследованная от первоначального кальцита. Сложные бобовины либо состоят из наружной мелкозернистой зоны и центрального ядра, либо они однородны по строению, но неоднородны по минеральному составу. В первом случае наружная зона представлена мелкозернистым диаспором, а ядро может иметь разный состав. В строении центральной части сложных бобовин принимают участие столбчатые кристаллы диаспора без остатков первичного кальцита, столбчатые кристаллы диаспора с переменным количеством остатков незамещенного известняка или только известняк (рис. 42). Бобовины, однород-

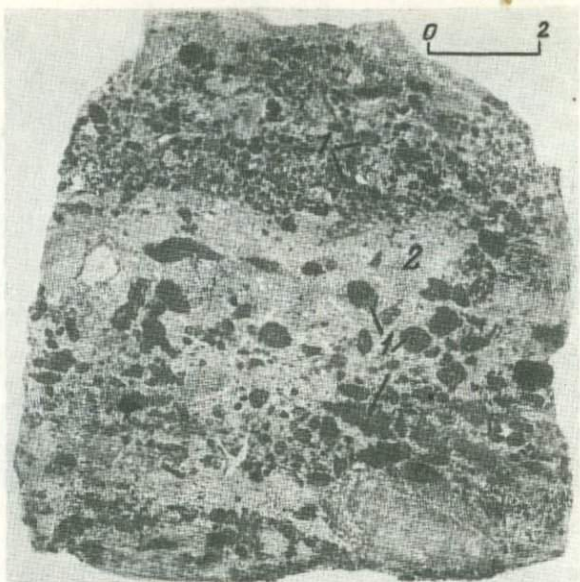


Рис. 41. Серый боксит с обломками известняка. Обр. 209-68. СУБР, Черемуховское месторождение

1 - известняк темно-серый, незамещенный и частично замещенный диаспором; 2 - хлорит-диаспоровый цемент

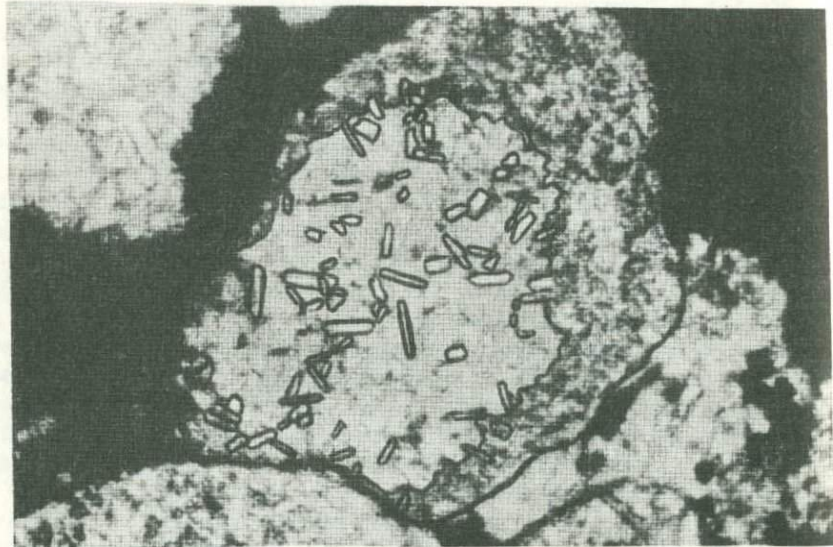


Рис. 42. Зональная бобовина. Наружная зона сложена мелкозернистым диаспором, внутренняя - первичным кальцитом, в котором содержатся столбчатые кристаллы диаспора. Шлиф 144-68, без анализатора, $\times 230$. СУБР, Кальинское месторождение

ные по строению, но неоднородные по минеральному составу, состоят из кальцита с переменным содержанием столбчатого диаспора.

В сложных бобовинах крупнокристаллический диаспор представлен двумя разновидностями: удлинёнными линзовидными и, в значительно большем количестве, столбчатыми кристаллами без концевых граней. Последние имеют следующие размеры: длина 0,04 – 0,06 мм, ширина 0,002 – 0,004 мм. Кристаллы прозрачные, с показателями преломления $n_p \sim 1,706$; $n_m \sim 1,724-1,730$. Удлинение отрицательное, угасание прямое. Часто отмечаются поперечные трещины, по которым кристаллы дробятся на более мелкие части. Результаты фазового рентгеноструктурного анализа столбчатого диаспора показали следующие наиболее сильные линии межплоскостных расстояний: 3,94; 2,55; 2,30; 2,12; 2,06; 1,63; 1,48 Å. Все эти величины соответствуют табличным данным, приводимым В.И. Михеевым (1957) и Х.П. Руксби (1965). Дифференциальный термический анализ образцов столбчатого диаспора показал глубокий эндотермический эффект при температуре 540°C.

Среди исследователей, которые отмечали в геосинклинальных бокситах Урала столбчатый диаспор, необходимо отметить Б.М. Федорова (1937), А.В. Пейве (1947), Е.В. Рожкову и А.Н. Лямину (1949) и С.И. Бенеславского (1963). Б.М. Федоров и С.И. Бенеславский столбчатый габитус кристаллов диаспора связывали с перекристаллизацией вещества под влиянием метаморфизма. Наряду с этим С.И. Бенеславский указывает, что диаспор в бобовинах и призматические кристаллы с поперечной штриховкой характерны для гидротермальных прожилков.

Значительно распространены столбчатые кристаллы диаспора в докембрийских бокситах района КМА (Гладковский, Храмцов, 1967). По заключению А.К. Гладковского, диаспор образовался там из разбавленных гидротермальных растворов в субмаринных условиях.

Наряду с этим крупнокристаллический диаспор нередко развивается в результате гидротермального изменения первоначальных пород. В гидротермально изменённых породах Баганьской горы в Закарпатье крупнокристаллический диаспор, обладающий нормальными оптическими характеристиками, найден в интервале барит-сульфидной минерализации и приурочен только к рудной зоне. Он часто находится в тесной связи с алунином (Волостных, 1966).

Х. Рид (Read, 1966) при описании ортонористов отметил образование вытянутых кристаллов диаспора в результате гидротермального замещения первичных шпинели и кордиерита. Ф. Стюарт (Stewart, 1947) описал чешуйчатый диаспор, образовавшийся в малокремнистых ксенолитах как продукт гидротермального изменения алюминий-содержащих минералов, в частности алумосиликатов.

В. Лейнц (Leinz, 1933) обнаружил диаспор и алуни́т в иле оз. Тоба на о. Суматра. Это озеро находится в области действующих вулканов и лежит в небольшом вулканическом грабене. Осадки оз. Тоба

сложены тонкозернистыми рыхлыми туфами, состоящими из многочисленных зерен санидина, липаритового стекла, кварца, реже андезина. В зернах липаритового стекла и андезина наблюдаются мелкие кристаллы алунита и диаспора, как бы вытесняющие первоначальное вещество туфов. Более глубокие слои осадка значительно сильнее обогащены этими минералами, чем поверхностные. Одновременно с этим происходила цементация осадка опалом. Генезис описанных образований В. Лейнц связывает с fumarольно-сульфатарной деятельностью, в процессе которой восходящие термы, несущие серную кислоту, воздействовали на вулканический туф, вызвав в нем описанные новообразования алунита, диаспора и опала.

На основании изложенного мы пришли к выводу, что в североуральских бокситах мелкозернистый диаспор является наиболее ранним из глиноземных минералов, а столбчатые кристаллы — поздними образованиями. Это, очевидно, связано с отложением вещества из разбавленных гидротермальных растворов.

В более позднее время под влиянием экзогенных факторов произошло выщелачивание кальцита из сложных бобовин. Сформировались пористые руды, сильно обогащенные Al_2O_3 (см. табл. 8, обр. 358). Здесь крупные столбчатые кристаллы диаспора как бы оказались в пустоте, окруженные оторочкой из мелкозернистого диаспора. В других образцах, где цементирующая масса, представленная хлоритизированным вулканическим стеклом, имеет большее распространение, пористость бокситов, как и качество руды, снижается (см. табл. 8, обр. 356).

В выветрелых обесцвеченных серых бокситах (см. рис. 7) различия в минеральном составе простых и сложных бобовин особенно показательны. Более крепкие плотные бобовины всегда сложены мелкозернистым диаспором, а рыхлые, т.е. те, из которых выщелочен кальцит, — узкостолбчатыми кристаллами диаспора. Особенно интересны в этом отношении так называемые конгломератовые бокситы из северной части Кальинского месторождения. Здесь некоторые серые бобовины имеют размеры до 6 см. Они состоят из крепкой наружной серой оболочки и белого рыхлого ядра. Первая сложена мелкозернистым диаспором, а ядро — удлиненными кристаллами этого же минерала.

Перекристаллизованные бобовины в североуральских бокситах имеют незначительное распространение. Однако в других районах они встречаются чаще. В месторождениях бокситов Ивдельского района перекристаллизованные бокситы распространены значительно. Бокситы Талицкого месторождения характеризуются развитием тонких секущих, различно ориентированных магнетитовых прожилков мощностью до 2 мм. По характеру развития прожилки отвечают "жилам альпийского" типа. В бокситах Лаксийского месторождения отмечаются прожилки железной слюдки мощностью до 2 см, а в Горностайском — прожилки хлорита (дафнита). Перекристаллизация бокситов и секущие прожилки магнетита, железной слюдки и хлорита в

этих месторождениях произошли под влиянием близрасположенных молодых интрузий диабазов.

Образование крупнокристаллического диаспора и хлорита в отдельных бобовинах бокситов Североуральского и Южноуральского бассейнов связано прежде всего с диагенезом первичного осадка, а не перекристаллизации его. Это отчетливо видно в серых бокситах, сложенных уплотненно-деформированными бобовинами. Такие бобовины отмечаются преимущественно в яшмовидных и мелкобобовых каменистых бокситах. В них выпуклости одних бобовин соответствуют углублениям в других. Иногда между бобовинами располагается цементирующее вещество. Представление, что упомянутые бобовины сложены только бёмитом и диаспором, неточно. Кроме них, в бокситах имеется значительное количество крупных, средних и еще больше мелких бобовин, состоящих из смеси бёмита, хлорита и диаспора. Цементирует бобовины мелкозернистый слабоанизотропный хлорит. Бобовое строение указанных бокситов можно проследить лишь при микроскопическом наблюдении в проходящем свете при выключенном анализаторе, так как бёмит и неплеохроичный хлорит в бобовинах изотропны и при скрещенных николях не видны. Кроме того, по наблюдениям в природных образцах нельзя точно говорить о составе изотропных бобовин. Для диагностики хлорита и бёмита мы прокаливали тонкие пластинки из серых бокситов южноуральских месторождений и Тотинского месторождения на Среднем Урале. Прокаливание при температуре 450° в течение 6 часов, а затем изучение под микроскопом шлифов из прокаленной пластинки позволило выяснить взаимоотношения указанных минералов между собой. Хлорит при прокаливании разлагается с образованием гематита, который окрашивает участки, сложенные хлоритом, в красный цвет. Мелкозернистый бёмит остается неокрашенным. Были установлены следующие типы бобовин из бокситов уплотненно-деформированной структуры.

Некоторые бобовины сложены только крупными, неправильно развитыми кристаллами диаспора, часть которых расположена в одной, а часть в прилегающей бобовине (рис. 43а). Имеются бобовины, центральная часть которых сложена диаспором или бёмитом, а наружная оболочка — хлоритом (рис. 43б). Уплотненно-деформированный облик бобовин и присутствие в бобовинах и цементе мелкозернистого диаспора, бёмита и хлорита указывает на хемогенно-осадочное отложение вещества. В момент отложения осадок был мягким, а появление крупных кристаллов диаспора произошло позднее, в стадию диагенеза, а не перекристаллизации осадка.

Аналогичная картина наблюдается в бокситах Тотинского месторождения на Среднем Урале. Здесь диагенетическое преобразование осадка также привело к образованию крупнокристаллического диаспора среди основной мелкозернистой хлорит-диаспоровой массы, а местами даже к возникновению андалузита и кианита.

Незначительное количество андалузита отмечается в петлях, представленных друзами игольчатых кристаллов, расположенных в

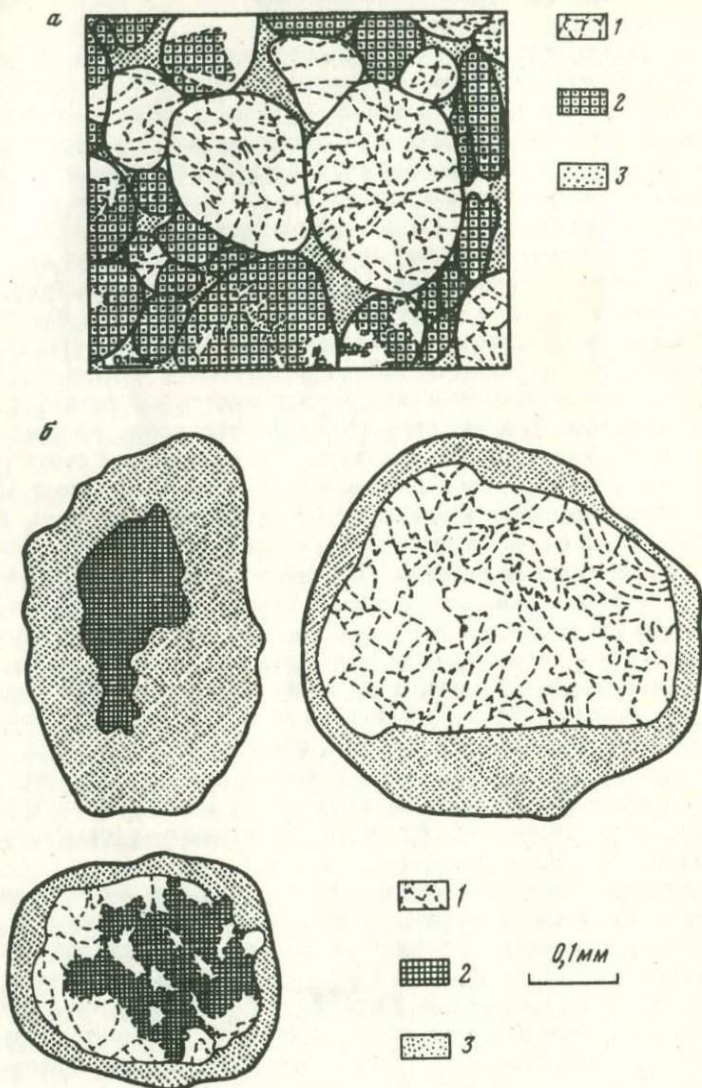


Рис. 43. Уплотненно-деформированные (конформные) бобовины из серых бокситов. Обр. 578, Южноуральский бассейн

а - характер соприкосновения уплотненно-деформированных бобовин: 1 - бобовины, сложенные кристаллами диаспора, 2 - бобовины хлорит-бёмитового состава (смесь), 3 - хлоритовый цемент. Зарисовка шлифа в проходящем свете; б - уплотненно-деформированные бобовины после прокаливания: 1 - кристаллы диаспора, 2 - тонкозернистый изотропный бёмит, 3 - разложенный и окисленный хлорит. Зарисовка шлифа в проходящем свете

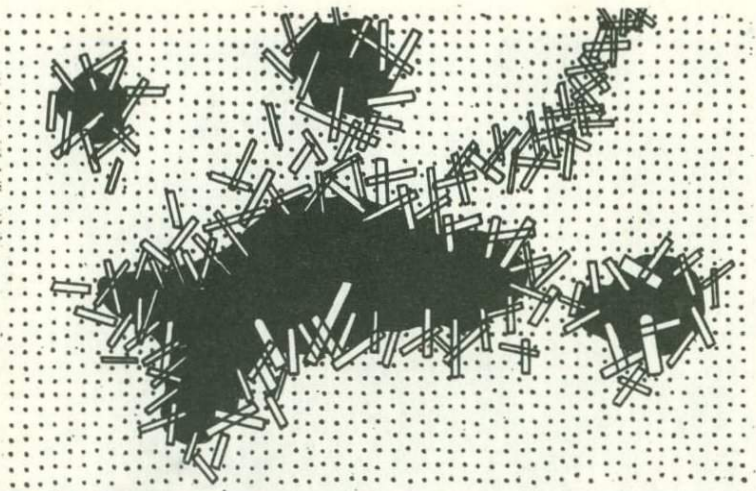


Рис. 44. Зарисовка участка бобовины в порфириковидном боксите. Белое – игольчатые кристаллы андалузита, черное – хлорит; точки – мелкозернистый диаспор. Шлиф 12/44. СУБР, Кальинское месторождение

мелкозернистой хлорит-диаспоровой массе и пространственно приуроченных к пустотам неправильной формы (рис. 44). Недостаточное количество вещества и малые размеры кристаллов андалузита (длина 0,005–0,01 мм, ширина 0,002–0,004 мм) не позволили выделить исследуемый минерал в достаточном количестве и провести его детальное диагностическое исследование. Оптическое изучение показало, что его свойства и характер проявления отличаются от таковых столбчатого диаспора. Минерал бесцветный, со слабым плеохроизмом, показатель светопреломления ниже, чем у вмещающего мелкозернистого диаспора, двупреломление и интерференционная окраска также более низки по сравнению с диаспором. Удлинения этих двух минералов отрицательны – в этом их сходство.

Скопления крупнозернистого кианита, встреченные в бокситах Тотинского месторождения и на ЮУБРе, выполняют отдельные, иногда неправильной формы бобовины в мелкозернистой хлорит-диаспоровой массе боксита (рис. 45). Кианит присутствует в форме типичных для этого минерала радиальнолучистых и сноповидных листоватых выделений. Минерал бесцветный, плеохроизм слабый с голубоватым оттенком; спайность весьма совершенная по длинной оси кристаллов и менее совершенная в плоскости, перпендикулярной к длинной оси; угасание косое (колеблется от почти прямого до 30°). Показатели светопреломления, определенные в шлифе, примерно соответствуют табличным данным для этого минерала. Размеры скоплений кристаллов кианита не превышают 2–3 мм; размеры же отдельных кристаллов 0,03–0,05 мм, иногда до 0,1 мм по



Рис. 45. Лучистый кианит из серых бокситов. Шлиф 326, без анализатора, $\times 100$. Тотинское месторождение

длинной оси. В редких случаях сноповидные скопления отмечаются по периферии отдельных бобовин, оконтуривая массу хлорит-диаспорового состава.

В месторождениях СУБРа большое распространение имеют красные бокситы. Они слагают преимущественно нижнюю часть залежи и представляют значительный интерес для выяснения условий образования бокситов в целом. Однако морфологические особенности и наложенные процессы затрудняют их изучение и выяснение характера первоначального осадка. Среди красных бокситов особое место занимают маркые типы руд, которые заполняют глубокие карманы в сильно расчлененной поверхности подстилающих известняков. Известно, что на забое маркые бокситы залегают плотной массой, разные участки которой имеют неодинаковую плотность. При добыче в результате многократного перемещения и транспортировки руда становится рыхлой. Однако среди этой массы нередко сохраняются более крепкие обломки, "гальки". Их крепость объясняется присутствием среди красной гематит-диаспоровой массы участков с сохранившимся первичным кальцитом. Проведенные исследования позволили установить, что для красных марких бокситов характерно строение подстилающих известняков. Структурные особенности таких бокситов отчетливо проявляются в результате их природного обесцвечивания, например при битуминизации.

Как указывалось, особенностью геосинклинальных бокситов является их бобовое строение. Это качество позволило в свое время

высказать гипотезу о терригенном происхождении бокситов данного типа. Некоторые исследователи предполагают, что маркие руды имеют такое же строение. В действительности выясняется, что для них наиболее типична неравномернозернистая текстура, как и для известняков петропавловской свиты, подстилающих рудное тело. Кроме сходства текстур, в каждом случае мы имеем неправильную форму отдельных зерен, реликты фаунистических остатков и некоторые другие сходные черты. Все это, а также положение марких бокситов в глубоких карманах известнякового ложа говорит о том, что они могли образоваться при массовом метасоматическом замещении известняков подошвы минералами глинозема.

Впервые это предположили А.В.Пейве и Н.А.Штрейс. В 1946 г. они писали: "Красные маркие бокситы, "закрывающие останцы" известняка подошвы, по способу отложения рудного вещества мы считаем в основном метасоматическими" (стр. 168). Годом позже в книге "Тектоника Североуральского бокситового пояса" А.В.Пейве отметил, что нижняя часть залежи, представленная в углублениях известнякового ложа красными маркими бокситами, особенно в приконтактной зоне с известняками подошвы, характеризуется признаками метасоматического ее образования. "К сожалению, — пишет он далее, — в бокситах не было замечено первичной структуры замещенных известняков, или потому, что на это никто не обратил должного внимания, или потому, что массивные однородные неслоистые известняки, замещаясь бокситом, не оставляют в последних следов своей структуры" (стр. 169).

Таким образом, можно считать, что красные маркие бокситы, которые наследуют строение и в которых сохранились реликты подстилающих известняков, образовались в результате метасоматического замещения последних минералами глинозема.

Вполне возможно, что в период формирования бокситовых залежей карбонатное ложе было представлено не кальцитом, а каким-либо другим карбонатным минералом. В.П.Шуйский на основании сравнения некоторых признаков постседиментационных изменений в герцинских известняках района Североуральских бокситовых месторождений с современными коралловыми рифами предположил, что раннедевонские рифогенные осадки первоначально состояли из тех же минеральных видов карбоната кальция, который характерен для современных построек, т.е. из арагонита и магнезиального кальцита. В процессе диагенетических изменений осадка современных рифов скелетные остатки, первоначально состоящие из арагонита, при замещении его кальцитом полностью утратили свою микроструктуру. Арагонит — минерал неустойчивый, и вполне возможно, что наряду с замещением кальцитом он легко замещался также минералами глинозема.

Наконец, кратко рассмотрим еще одну сторону формирования красных бокситов, имеющих наибольшее распространение в геосинклинальных месторождениях. Ряд исследователей считает, что фор-

Таблица 16

Неполный химический анализ красных марких бокситов с амфипорами

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
678-1 (мало амфипор)	4,12	1,13	34,52	12,05
678-2 (много амфипор)	5,03	1,08	26,56	11,25

-мирование красных бокситов произошло в континентальных условиях. Эта точка зрения ошибочна. Всем хорошо известно, что морское происхождение зеленовато-серых бокситов фиксируется присутствием в них морской фауны, а также переслаиванием их с известняками. Что касается красных бокситов, то их происхождение трактуется неодинаково, хотя находки фауны здесь известны давно (Гладковский, Шарова, 1951; Гладковский и др., 1958; Гладковский, Гуткин, 1960). Кроме фауны, горными работами на Южноуральском бокситовом бассейне в толще красных бокситов вскрыты прослой известняка мощностью до 0,5 м.

Остатки фауны сначала были обнаружены и определены в красных яшмовидных бокситах Южноуральского бассейна. Здесь встречается фауна строматопор, кораллов, криноидей, брахиопод, среди которых определены следующие формы: *Schlüteria kostetskae* Soshk., *Theodossia* ex gr. *anossofi* Vern., *Atrypa* sp., *Schizodus devonicus* Vern., *Eumphalus* sp., *Murchisonia* sp. (Гладковский и др., 1958).

Фаунистически охарактеризованные красные бокситы Североуральского бассейна представлены яшмовидными бемитовыми, немаркими и маркими диаспоровыми разновидностями (табл. 16). Наблюдается перемежаемость слоев, лишенных фауны, со слоями, богатыми фауной, и слоями, обогащенными кальцитом и сидеритом (см. рис.10). Минералы глинозема отлагаются в полости ветвей амфипор, а также замещают их стенки (рис. 46). Подобное отложение и замещение указывает на хемогенное происхождение бокситовых веществ. В североуральских красных яшмовидных бокситах обнаружены *Atrypa* ex gr. *intexta* Javorsky (много), *Anostylostroma* sp. indet (мало), *Favosites* sp. indet (мало), *Syringopora eifelensis* Schulut. (много), *Atrypa devoniana* var. *descrescens* Tent et Tent. (Гладковский, Гуткин, 1960).

На основании изложенных фактов можно уверенно сказать, что уральские геосинклинальные бокситы являются хемогенными осадками. Наиболее существенную роль при их образовании имели процессы метасоматоза. Этому выводу противоречит присутствие надбокситовыми залежами "обломочных терригенных пород" — сланцев и песчаников, общая мощность которых достигает иногда нескольких метров. Наличие сланцев и песчаников открывало пути подхода

(вес.%)

FeO	CaO	MgO	CO ₂	П.п.п.	Сумма
10,00	13,37	0,78	13,75	21,79	97,76
11,56	18,55	0,69	22,06	23,43	98,14

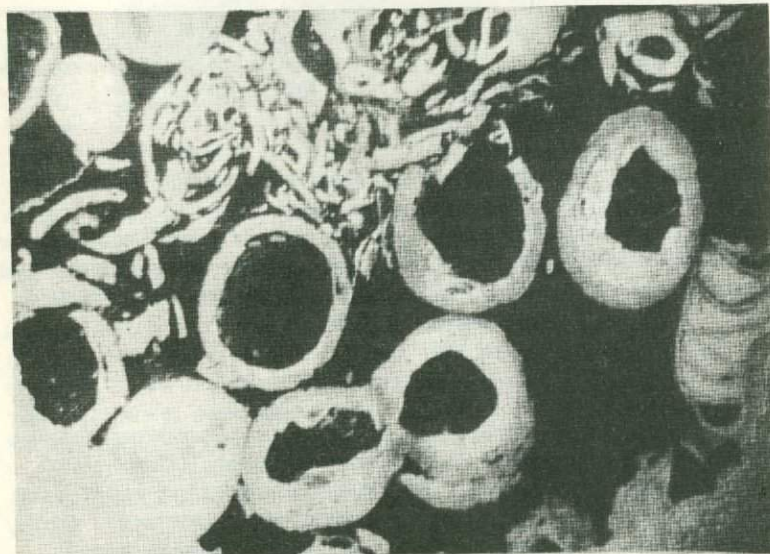


Рис. 46. Остатки фауны, частично замещенные бокситом (черное). Белое — незамещенный кальцитовый скелет и известняк. Шлиф, без анализатора, $\times 6$, СУБР

к представлению о терригенном происхождении бокситов за счет переотложения латеритной коры выветривания. До настоящего времени изучение надбокситовых отложений не проводилось, так как терригенное происхождение песчаников и сланцев сомнений не вызывало.

Изучение "терригенных" пород, проведенное авторами данной работы, также вскрывает их химическое и метасоматическое происхождение из истинных химических растворов. В качестве примера приведем разрез по северной стенке карьера на широте южной шахты Черемуховского месторождения (рис. 47). Здесь над бокситами

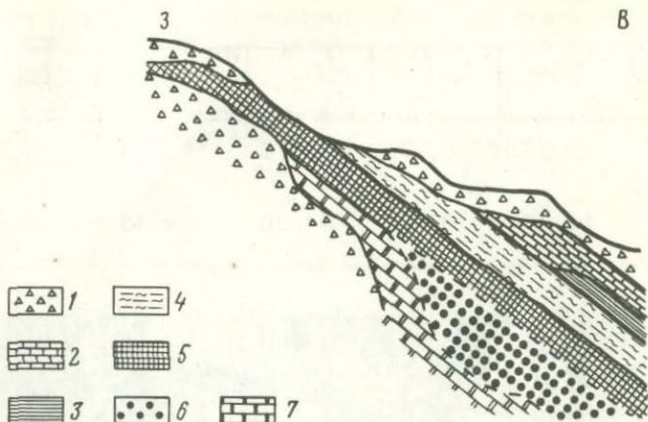


Рис. 47. Геологический разрез по северной части Южночеремуковского карьера

1 - осыпи; 2 - темно-серые известняки кровли; 3 - сланцы темно-серые известково-глинистые; 4 - сланцы темно-серые глинистые; 5 - бокситы зеленовато-серые; 6 - красные крупнобобовые немарские бокситы; 7 - известняки светло-серые

залегают желтовато-серые сланцы, в которых присутствуют мало-мощные (1–2 см) прослои более светлых песчаников. Общая мощность песчано-сланцевой толщи 2 м. Сланцы состоят из перетертых мелких раковин пеллеципод и гастропод, кальцитовое вещество которых замещено метагаллуазитом. Отдельные виды раковин имеют размеры не более 1 мм.

Желтовато-серые сланцы с прослоями песчаников по падению слоя, наклоненного к востоку под углом 35° , замещаются темно-серыми сланцами с отдельными экземплярами гастропод и пеллеципод; ядра и створки которых сложены метагаллуазитом. По разрезу выше лежит слой (мощностью до 1 м) серых метагаллуазитовых сланцев, аналогичных предыдущим, но содержащих кальцит. Вся сланцево-песчаниковая толща перекрывается темно-серыми глинистыми (метагаллуазитовыми) известняками.

Метагаллуазитовый состав сланцев и песчаников подтверждается показателем светопреломления вещества, равным 1,543. Минерал изотропный. Термограмма и рентгенограмма типичны для метагаллуазита.

Химический состав сланцев следующий (в вес.%): $\overline{\text{SiO}_2}$ - 31,60; TiO_2 - 0,92; Al_2O_3 - 29,75; Fe_2O_3 - 14,63; FeO - 0,32; CaO - 0,89; MgO - 1,39; H_2O - 3,08; п.п.п. - 14,67, сумма - 100,65.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ОБРАЗОВАНИЯ БОКСИТОВЫХ ФАЦИЙ

Из предыдущего изложения и опубликованных в 1964 г. работ в сборнике "Закономерности формирования и размещения полезных ископаемых на Урале" видно, что различные литологические типы красных и зеленовато-серые бокситы имеют разное происхождение: это и метасоматические, и осадочные субмаринные образования, а также продукты выветривания, например диаспоровых красных марких, и перерождение в красные вторичные бемитовые бокситы (Гладковский и др., 1964). Однако преобладают первичные руды: диаспоровые маркие (метасоматические) по подстилающим известнякам, красные немаркие хемогенные и красные хемогенные бемитовые осадочные. Между собой они имеют горизонтальные, а с вторичными красными наклонные и вертикальные контакты (Гладковский, Шарова, 1947). Первоначальные красные немаркие и яшмовидные и зеленовато-серые бокситы хотя и являются в основном хемогенными осадками, но в некоторых разновидностях конгломератовидных и брекчиевидных руд метасоматическое замещение обломков известняка, рудной и силикатной пирокластики имело существенное значение.

Все эти первоначальные красные и серые бокситы закономерно размещаются в прибрежной части вулкана центрального типа, обрамленного известняковыми рифами. От них в сторону моря на известняковом ложе последовательно располагаются красные маркие, затем немаркие, яшмовидные и, наконец, зеленовато-серые диаспор-хлоритовые бокситы и сланцы (Гладковский, Шарова, 1947, 1964; Гладковский, 1948). Упомянутые литологические типы бокситов впервые выделил первооткрыватель Североуральского бассейна Н.А. Каржавин. Эта классификация не только не потеряла своего значения, но широко вошла в геологическую и горнопромышленную практику.

При затухании вулканической и связанной с ней субмаринной гидротермальной деятельности и при опускании морского дна бокситовые фации и сланцы располагались друг над другом. По степени распространенности в месторождениях и бассейнах типов руд можно оценить промышленную ценность этих месторождений.

Установленные закономерности при оценке и открытии месторождений были разработаны около тридцати лет назад (Гладковский, Шарова, 1947; Гладковский, 1948). Прогнозы эти полностью себя оправдали. Следовательно, еще в 1946-1947 гг., не зная точно, как образовались геосинклинальные бокситы и пользуясь только стратиграфическими принципами, разработанными Д.В. Наливкиным и А.Н. Ходалевицем в 1933-1934 гг. с привлечением фациального анализа, Уральское геологическое управление верно оценило перспективы бокситоносности районов и месторождений.

Образование бокситов, как показали наблюдения, произошло очень быстро. Длительность бокситообразования не соизмерима с геологическим временем. В этом смысле работа С.М. Андропова (1965) о непрерывном стратиграфическом разрезе между подстилающими и

перекрывающими бокситы известняками имеет большое значение. Мы с ним расходимся только в вопросе о происхождении поверхности известняков, подстилающих бокситы. По нашим данным, образование ее связано не с континентальными процессами, а с явлениями метасоматоза или с первичными пустотами в рифогенных известняках.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенное выше, а также статьи авторов, ранее опубликованные в Ежегодниках Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР (1970–1973 гг.), показывают, что образование месторождений бокситов (например североуральских), не связано с переотложением проблематичной и не существующей здесь добокситовой латеритной коры выветривания. Они являются химическими морскими осадками. По источнику вещества бокситы эндогенные, а по способу его отложения – гидротермально–метасоматические образования.

Здесь необходимо подчеркнуть, что высказанные в общем виде идеи А.В. Пейве (1947) об эндогенном происхождении бокситообразующих растворов и субмаринном гидротермальном происхождении бокситов подтвердились. Однако от его общих положений до изложенных в этой работе фактов – дистанция огромного размера. По данным А.В. Пейве, сначала на известняках хемогенным путем образовались серые бокситы, а под ними в результате метасоматического замещения подстилающих известняков – красные бокситы.

Наши данные, основанные на новом фактическом материале, подтверждают субмаринное гидротермальное происхождение рудообразующих растворов, но не глубоководных, а прибрежно–морских. Бокситы являются химическими морскими, а не континентальными отложениями. Переслаивание красных бокситов с серыми и серых с известняками указывает на то, что красные бокситы из нижней части рудного тела являются более древними, а серые, расположенные выше, более молодыми образованиями. Красные маркированные бокситы действительно являются метасоматическими и развивались по подстилающим известнякам (сходство текстур и реликты последних в бокситах). Яшмовидные серые и красные немаркированные с уплотненно–деформированными бобовинами являются хемогенными (они содержат различные количества примеси пирокластиков рудного и силикатного состава). Немаркированные конгломератовидные и бобовые бокситы образовались по обломочному карбонатному материалу и также содержат примесь пирокластиков. Серые бокситы из верхней части залежей в зависимости от местных условий образовались хемогенным или метасоматическим путем по обломочному и пирокластическому материалу.

Все бокситы образовались в прибрежной части мелководного моря, и описанные закономерности распределения бокситовых фаций остаются в силе. Эти положения остаются надежным критерием для оценки перспектив бокситоносности районов и месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Андронов С.М. Некоторые представители семейства Pentameridae из девонских отложений окрестностей г. Североуральска. - Труды ГИН АН СССР, 1961, вып. 55.
- Андронов С.М. Девонские бокситовые горизонты восточного склона Урала и их стратиграфическое положение. - Сов. геол., 1965, № 2.
- Анфимов Л.В., Огородников О.Н., Гладковский А.К. Особенности состава и происхождение пород горизонта плитчатых известняков в Североуральском бокситовом бассейне. - Ежег. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1974.
- Архангельский А.Д. Типы бокситов СССР и их генезис. - В кн. "Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия". М.-Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Бенеславский С.И. Минералогия бокситов. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Бушинский Г.И. Титан в осадочном процессе. - Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2.
- Волостных Г.Т. Диаспор в гидротермально-измененных породах Баганьской горы в Закарпатье. - Мин. сб. Львовск. ун-та, 1966, № 20, вып. 2.
- Гладковский А.К. Эйфельские и живетские месторождения бокситов Исовского и южной части Серовского районов и нижнеудловской продуктивной толщи Исовского района. - Изв. АН СССР, серия геол., 1942, № 4.
- Гладковский А.К. Новые данные о бокситоносности восточного склона Среднего Урала. - Изв. АН СССР, серия геол., 1943, № 3.
- Гладковский А.К. Девонские бокситовые фации на Урале при оценке перспектив в девонских бокситах на Урале. - В кн. "Геология и полезные ископаемые Урала", вып. 2. М.-Л., Госгеолтехиздат, 1948.
- Гладковский А.К. К вопросу о терригенных минералах и обломочных породах в девонских бокситах Урала. - Разведка и охрана недр, 1952, № 1.
- Гладковский А.К. Вулканизм и геосинклинальные месторождения бокситов на Урале. - A Magyar állami földtani intézet evkönyve., vol. LIV, fasc. 3. Budapest, 1970.
- Гладковский А.К., Гуткин Е.С. Об образовании уральских девонских бокситов. - Геол. руд. м-ний, 1960, № 5.
- Гладковский А.К., Дегтярев Д.Д., Шурыгина М.В. К вопросу о происхождении девонских бокситов на Урале. - Науч. докл. высшей школы, геол.-геогр. науки, 1958, № 3.
- Гладковский А.К., Огородников О.Н. Происхождение геосинклинальных месторождений бокситов на Урале. - Ежег. Ин-та геол. и геохим. УФАН СССР. Свердловск, 1970.
- Гладковский А.К., Огородников О.Н. Геохимия и минералогия титана в девонских геосинклинальных бокситах Урала. - Ежег. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1971а.
- Гладковский А.К., Огородников О.Н. Роль силикатной пирокластике в образовании геосинклинальных бокситов на Урале. - Ежег. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1971б.
- Гладковский А.К., Огородников О.Н., Храмцов В.Н. Условия залегания, состав и происхождение Североуральского бокситоносного горизонта и геотектонические условия его формирования. - Ежег. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1972.
- Гладковский А.К., Сульман А.М., Огородников О.Н. Минералогия и геохимия титана в корях выветривания и в бокситах. - В сб. "Состояние и задачи советской литологии", том II. М., "Наука", 1970.

- Гладковский А.К., Ушатинский И.Н. Минеральный состав латеритных и осадочных бокситов. - В сб. "Латериты". Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК. Проблема 14. М., "Недра", 1964.
- Гладковский А.К., Ушатинский И.Н., Гуткин Е.С., Комзаракова Е.К. Геосинклинальные девонские бокситовые фации на Урале и их металлогения. - В сб. "Закономерности формирования и размещения полезных ископаемых на Урале, т. III. Бокситы". Свердловск, 1964.
- Гладковский А.К., Храмцов В.Н. Бокситы района Курской магнитной аномалии. - В кн. "Проблемы осадочной геологии докембрия", вып. 2 (вопросы литологии и рудоносности докембрийских метаморфических толщ). М., "Недра", 1967.
- Гладковский А.К., Шарова А.К. Месторождения бокситов Петропавловского бассейна на Урале и их генезис. - В сб. "Геология и полезные ископаемые Урала", вып. 1. М.-Л., Госгеолиздат, 1947.
- Гладковский А.К., Шарова А.К. Бокситы Урала. М., Госгеолиздат, 1951.
- Гладковский А.К., Шарова А.К. Значение фациальных первичных и вторичных особенностей бокситов в прогнозировании. - В сб. "Закономерности формирования и размещения полезных ископаемых на Урале, т. III. Бокситы". Свердловск, 1964.
- Григорьев В.Н. Геосинклинальные бокситы. - В кн. "Осадкообразование и полезные ископаемые вулканогенных областей прошлого, т. II. Полезные ископаемые". - Труды ГИН АН СССР, 1968, вып. 196.
- Гуткин Е.С., Родченко Ю.М. Тектоника рудных полей Североуральских бокситовых месторождений. - Геотектоника, 1966, № 4.
- Гуткин Е.С., Посашев О.В., Рыбалка М.В., Ставричи В.И. Тектоника Североуральского бассейна по геофизическим данным. - Геотектоника, 1970, №5.
- Гущенко И.И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М. "Наука", 1965.
- Иванов К.П., Чурилин Н.С. О фации гиадокластитов. - Ежег. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1971.
- Иванов Н.А., Свяжина И.А., Бычкова Т.И. Магнитные свойства и палеомагнетизм североуральских бокситов. - В сб. "Закономерности формирования и размещения полезных ископаемых на Урале, т. III. Бокситы". Свердловск, 1964.
- Маркова Н.Г., Штрейс Н.А. Исследования палеозойских бокситов восточного склона Урала и стратиграфия вмещающих их толщ. - Труды ВИМС, 1937, вып. 112.
- Мелешенко В.С. Месторождение бокситов "Межевой Лог" на западном склоне Южного Урала. - Цветные металлы, 1945, № 1.
- Мигдисов А.А. Геохимия титана в гумидном бассейне осадконакопления. - В кн. "Химия земной коры", т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Молдаванцев Е.П. Бокситы Северного Урала и проблемы их изучения. - Труды ЦНИГРИ, 1934, вып. 24.
- Пейве А.В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. М., Изд-во МОИП, 1947.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А. О новой теории генезиса бокситов. - Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., ИЛ, 1962.
- Родченко Ю.М. Некоторые особенности геологического строения и достоверность результатов разведки Североуральских бокситовых месторождений. - В сб. "Закономерности формирования и размещения полезных ископаемых на Урале, т. III. Бокситы". Свердловск, 1964.

- Рожкова Е.В., Лямина А.Н. Бёмит из бокситов месторождений Южного Урала. - Сов. геол., 1948, № 29.
- Рожкова Е.В., Лямина А.Н. Диаспор из бокситов месторождений СССР. - Труды ВИМС, новая серия, 1949, вып. 2.
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Основные черты геохимии элементов гидрозольгаторов в процессах выветривания и осадконакопления. - Геохимия, 1965, № 2.
- Руксби Х.П. Окислы и гидроокислы алюминия и железа. - В кн. "Рентгеновские методы изучения и структуры глинистых минералов". М., "Мир", 1965.
- Страхов Н.М. Титановый модуль в познании генезиса бокситов. - Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2.
- Федоров Б.М. Бокситы близ Нижнесергинского завода на Урале. - Труды ВИМС, 1937, вып. 112.
- Ходалевиц А.Н. К вопросу о возрасте палеозойских бокситов восточного склона Северного Урала. - Сов. геол., 1938, т. VIII, № 8-9.
- Ходалевиц А.Н. Верхнесилурийские брахиоподы восточного склона Урала. - Труды Уральск. геол.-разв. упр., 1939.
- Ходалевиц А.Н. Нижнедевонские и эйфельские брахиоподы Свердловской области. - Труды Свердловск. горн. ин-та, 1951, вып. XVIII.
- Ходалевиц А.Н., Брейвель М.Г. Стратиграфические закономерности распространения девонских бокситов на восточном склоне Северного и Среднего Урала. - В сб. "Геология и полезные ископаемые Урала", вып. 53. Свердловск, 1968.
- Шарова А.К. Структуры палеозойских бокситов Урала. - Сб. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала", вып. 6. Свердловск, 1958.
- Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г., Еремина М.В., Клевцов Е.И., Латыш И.К. Состав титаномагнетитов в базитах и ультрабазитах Урала. - Труды Ин-та геол. УФАИ СССР, 1965, вып. 78.
- Штрейс Н.А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Урала. - В кн. "Тектоника СССР", т. III. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Шутов В.Д. Классификация песчаников. - Литол. и полезн. ископ., 1967, № 5.
- Leinz V. Alunit-Diapor-Neubildungen in liparischen Tuffen von Sumatra. Geologisch. Rundschau. Sonderband, 1933.
- Read H.H. An Orthonorite containing Spinel Xenoliths with Late Diaspore at Mill of Boddam Insch..., Aberdeenshire. Proceed. of the geol. association, 1966, v. 77, pt 1.
- Stewart F.H. The Gabbroic Complex of Belhelvie in Aberdeenshire. - Q. J. Geol. Soc., 1947, t. 102.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО БОКСИ- ТОВОГО БАССЕЙНА (СУБРА) И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ	-
СТРОЕНИЕ И СОСТАВ БОКСИТОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ	10
ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ БОКСИТАХ НА УРАЛЕ	20
КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ В РАЙОНЕ СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО БАССЕЙ- НА И ВОЗМОЖНОСТЬ ИХ СВЯЗИ С БОКСИТООБРАЗОВАНИЕМ	45
ПИРОКЛАСТИКА СИЛИКАТНОГО СОСТАВА В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ БОКСИТАХ СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО БАССЕЙНА	51
ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ПРОИСХОЖДЕНИЯ ПОРОД ГОРИЗОНТА ПЛИТЧАТЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ В СЕВЕРОУРАЛЬСКОМ БОКСИТОВОМ БАССЕЙНЕ	59
ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ТИТАНА В УРАЛЬСКИХ ГЕОСИНКЛИ- НАЛЬНЫХ БОКСИТАХ	65
РОЛЬ МЕТАСОМАТОЗА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ УРАЛЬСКИХ ГЕО- СИНКЛИНАЛЬНЫХ БОКСИТОВ	73
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ОБРАЗОВАНИЯ БОКСИТОВЫХ ФАЦИЙ	91
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	92
ЛИТЕРАТУРА	93

*Олег Назарович Огородников,
Андрей Карпович Гладковский*

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОКСИТОВ НА УРАЛЕ И ИХ СВЯЗЬ С ВУЛКАНИЗМОМ

Утверждено к печати

Институтом геологии и геохимии
им. акад. А.Н.Заварицкого Уральского научного центра АН СССР

Редактор С.А.Лаухин

Редактор издательства Н.М.Митяшова

Художник В.В.Шульженко

Художественный редактор В.А.Чернецов

Технические редакторы Г.П.Каренина, Е.К.Полукарова

Подписано к печати 15/V - 1975 г. Т - 02190. Усл.печ.л. 6,0. Уч.-изд.л. 6,2.
Формат 60×90 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 700 экз. Тип. зак. 134
Цена 62 коп.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

62 КОП.

1567



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»