

Академия наук
СССР



В. М. Новиков

ЛАТЕРИТНЫЕ
И ОСАДОЧНЫЕ
БОКСИТЫ
МУГОДЖАР
И ОРСКОГО
ЗАУРАЛЬЯ

Издательство · Наука ·

Академия наук СССР

Институт геологии
рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии



В. М. Новиков

ЛАТЕРИТНЫЕ
И ОСАДОЧНЫЕ
БОКСИТЫ
МУГОДЖАР
И ОРСКОГО
ЗАУРАЛЬЯ

3587



Издательство
"Наука"
Москва
1980



Перечисленными и другими исследователями показано, что древние коры выветривания имеют зональное строение. Геохимическая зональность возникает при взаимодействии неизменных пород с нисходящими грунтовыми водами. Каждой геохимической зоне соответствует определенный минеральный состав или минеральная зона. В зависимости от условий образования выделяются три генетических типа профилей выветривания: полный, сокращенный и неполный. Эти профили отличаются количеством развитых в них зон и минеральным составом последних. В полном и сокращенном профилях, формирующихся на высокоглиноземных породах, остаточные продукты выветривания верхних горизонтов по своему составу нередко отвечают бокситам. Подобные коры выветривания автор называет бокситоносными, а сами бокситы — остаточными или латеритными. Латеритные бокситы сохраняют текстурно-структурные особенности материнских пород. Они состоят из минералов гидроокисей алюминия и железа. Осадочные бокситы формируются в результате переотложения продуктов бокситоносной коры выветривания. Месторождения с залежами остаточных и осадочных бокситов отнесены автором к полигенному [104] латеритно-осадочному генетическому типу (группа комплексных месторождений [11]). Среди группы осадочных месторождений бокситов выделяются делювиальный, озерно-болотный и другие классы [104].

РАЗВИТИЕ
ОСНОВНЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ УЧЕНИЯ
О ДРЕВНИХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ
И ОСАДОЧНОМ
БОКСИТООБРАЗОВАНИИ НА ПРИМЕРЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

В конце XIX в. немецкий ученый В. Берендт и русский профессор В.В. Докучаев определили и сформулировали понятие "почва". Оба исследователя под почвой понимали рыхлые продукты выветривания, формирующиеся на различных горных породах под воздействием воды, воздуха, организмов и продуктов разложения последних. В немецкой литературе конца XIX столетия для определения подобных образований употреблялся термин *verwitterungsrinde*, который в 1899 г. Н.А. Богословский перевел как "кора выветривания" [8].

Русская и советская школы геологов сыграли определенную роль в становлении и развитии учения о древних корах выветривания. Классическим регионом, на примере которого развивались основные направления этого учения, являлся Урал, в частности, его южное окончание. Район Кемпирсайского массива с многочисленными хорошо обнаженными в результате наземных горных выработок силикатно-никелевыми месторождениями по праву можно назвать "музеем древней коры выветривания". Бокситовые месторождения Южного Урала также давно привлекают пристальное внимание геологов-бокситчиков. Разнообразие генетических типов, устанавливаемая пространственная связь бокситовых месторождений с древними кора-ми выветривания позволяют исследователям решать на их примере важнейшие вопросы бокситообразования — вопросы источника бокситового вещества, форм и способов его переноса. Кору выветривания Южного Урала исследовали на протяжении 80 лет. Бокситы в этом районе были открыты значительно позднее.

А.П. Карпинский, исследуя в 1890 г. никелевые месторождения Урала, пришел к выводу об их элювиальном генезисе [41]. "Возникновение никелевых руд, — пишет он, — главнейше обязано своим происхождением элювиальному процессу. Места наибольшего его действия обуславливаются превращением коренных пород преимущественно в мягкий рыхлый материал... вот почему в местности со многими и частыми обнажениями коренных пород нельзя ожидать открытиях значительных никелевых месторождений ревинского типа" [41, с. 98]. Им же подмечен факт обогащения никелем приконтактовых зон змеевиков с известняками. Таким образом, А.П. Карпинский на примере никелевых месторождений Урала впервые указал на возможную рудоносность кор выветривания.

И.М. Крашенинников и С.С. Неуструев в результате изучения особенностей распространения элювиальных образований на террито-

свидетельствующие о пенецилизации территории Южного Урала в начале триаса и формировании коры выветривания в верхнетриасовое-нижнеюрское время, и отмечают зональное строение коры выветривания. Верхние горизонты древнего элювия, по их мнению, сложены продуктами существенно каолинитового состава. А.Н. Волков [18], рассматривая генезис бокситов Казахстана, считает, что источником глинозема при формировании осадочных бокситов в Мугоджарах являлись коры выветривания пород как кислого, так и основного составов. По его мнению, свободный глинозем образовался в коре выветривания в процессе распада алюмосиликатов (главным образом каолинита) и мигрировал в бассейн осадконакопления в виде истинных или коллоидных растворов. А.Н. Волков категорически отрицает возможности неомогенного происхождения бокситов.

По Б.П. Кротову [52], месторождения железных руд и бокситов Урала формировались в два этапа: первоначально возникла латеритная кора выветривания, богатая железом и алюминием, а позднее, при других климатических условиях, происходила быстрая мобилизация из коры железа и алюминия и возникали крупные осадочные месторождения железных руд и бокситов. Смена климатических условий происходила при переходе местности из зоны тропического климата в зону субтропиков в результате тектонического поднятия. В формировании осадочных бокситовых залежей участвовал как обломочный материал, перетолженный механическим способом, так и коллоидные растворы. Коллоидные растворы окиси железа и глинозема появлялись на последней стадии осадкообразования. Проникая сверху в рыхлый делювиальный материал, золи цементировали и замешали его. На более позднее появление этих растворов, по мнению Б.П. Кротова, указывает нахождение каменистых бокситов в верхних частях бокситоносных пород и наличие в последних секущих прожилков алюмогелей с метаколлоидной структурой [52].

Л.И. Киселев [46] в результате детального изучения палеогеоморфологической обстановки районов бокситообразования в Мугоджарах, исследования текстурно-структурных особенностей осадочных бокситов приходит к выводу о полигенетическом происхождении этих пород под воздействием одновременно протекающих процессов латеритизации, перетолжения и химического преобразования осадка.

Б.А. Тюрин [118, 119] для Мугоджарского бокситорудного района выделяет два морфогенетических типа месторождений: первичный — элювиальный (латеритный) и континентально-осадочный, разделяющийся на плашевидный и карстовый подтипы. По мнению Б.А. Тюрина, месторождения плашевидного типа и значительная часть карстовых являются продуктами механического перетолжения первичных элювиальных бокситов и аллитных кор выветривания. Переносу подвергалось рудное вещество в виде грубых обломков бокситового "песка", тонких взвесей и, частично, в виде коллоидных растворов [118, 119].

На примере Южного Урала было подтверждено существование в СССР древних латеритных кор выветривания. В семидесятых го-

дах здесь были выявлены уникальные для нашей страны объекты латеритных бокситов.

Б.М. Михайлов и Л.С. Теплова первыми для Мугоджарского района отметили наличие среди продуктов выветривания диабазов бассейна р. Шет-Иргиз зоны латеритов с содержанием Al_2O_3 , равным 39,25% и SiO_2 — 34,70% [65].

А.Г. Черняховский в южной части Орской депрессии описал профиль выветривания диабазовых порфиритов, состоящий из четырех зон: дезинтеграции, гидрохлорит-каолининовой, окисленных и выщелоченных гидрохлоритов и гиббсит-каолининовой [99].

Л.И. Киселев в коре выветривания средних и основных пород в Мугоджарах сверху вниз выделяет следующие зоны: пестроокрашенных железистых глин с минералами свободного глинозема, желтовато-белых и пестроокрашенных пятнистых каолининовых глин, зеленых глин монтмориллонит-хлоритового состава, выщелоченных материнских пород. Он же впервые для районов Южного Урала отметил факт наличия на Актогайском месторождении латеритных бокситов, сохранивших структуру габбро [45, 46].

Детальная характеристика латеритных кор выветривания, их минералогии, распределения микроэлементов в профиле выветривания для районов Орского Урала и Зауралья приводятся в работах В.А. Гуцаки и В.В. Гудошникова [31, 32, 33]. Этими же авторами разбираются коррелятивные корам выветривания осадки, связанные, по их мнению, с различными эпохами корообразования.

Верхнетриасовые латеритные бокситы, связанные с корой выветривания диабазов Ишкининского рудопроявления в Орском Зауралье описаны Е.С. Гуткиным и Р.Я. Березницкой. В профиле выветривания ими выделяются четыре зоны: дезинтеграции, монтмориллонит-каолининовая, каолининовая с примесью гидрослюда и монтмориллонита и гиббсит-каолининовая [30].

В 1968 г. Л.И. Киселевым, Р.К. Габитовым, Ю.П. Поповичем было открыто Кредиковское проявление латеритных бокситов, разведанное в 1971 г. В.П. Егоровым. В последующие годы перечисленными исследователями латеритные бокситы были выявлены также на ряде никеленосных месторождений Кемпирсайского массива. Результаты исследований геологического строения бокситоносных кор выветривания, их генезиса, вещественного состава, текстур и структур руд отражены в работах первооткрывателей [47-50].

Как видно из краткого литературного обзора, исследования русских и советских геологов в области геологии, вещественного состава и генезиса элювиальных образований, проведенные на конкретных объектах Южного Урала, сыграли определенную роль в становлении и развитии учения о древних корях выветривания. Результаты изучения никеленосных кор выветривания Урала позволили И.И. Гинзбургу обосновать ряд общетеоретических отложений этого учения. На примере месторождений силикатного никеля Южного Урала была установлена зональность коры выветривания, разобран ее минеральный состав, выделены морфогенетические типы.

ются терригенными образованиями — конгломератами, песчаниками, глинисто-кремнистыми сланцами, а также эффузивами верхнего силура. Возраст этих отложений для Орь-Илекской возвышенности достаточно хорошо доказан фаунистически. Сложнее дело обстоит с Мугоджарами, для которых вопрос стратиграфического расчленения силурийских толщ находится еще в стадии изучения.

Отложения девонской системы известны в западной части Мугоджар, на левобережье р. Орь и на Орь-Илекской возвышенности. Они с резким угловым несогласием залегают на подстилающих их, силурийских и более древних породах. Наиболее полные разрезы толщ девонских отложений отмечаются в западной части Орь-Илекской возвышенности. Нижний и средний отделы девона (шаиндинская, чангарская и атпайская свиты) представлены конгломератами, песчаниками, туфо-песчаниками, известняками. Верхний отдел (егединская, зилаирская и киинская свиты) сложен глинисто-кремнистыми сланцами с прослоями аргиллитов, алевролитов, кремнистых песчаников и гравелитов.

Карбоновые отложения известны на восточном склоне Южного Урала и в Мугоджарах. Наиболее полный разрез известен в Бакайской синклинали. В основании толщи нижнего карбона лежит горизонт галечников, конгломератов и песчаников. Вверх по разрезу количество грубозернистых пород уменьшается и на смену им приходят алевролиты и глинистых породы, содержащие прослои углей. Отложения виле-намюра представлены толщей переслаивающихся серых песчаников, глинистых известняков и кремнистых сланцев. Среднекарбоновые отложения, залегающие несогласно на подстилающих породах нижнего карбона, представлены главным образом конгломератами и известняками. Верхнекарбоновые образования Бакайской синклинали сложены известковистыми песчаниками, известняками и глинистыми алевролитами.

Пермские отложения, условно выделяемые Г.И. Возорезовым, А.А. Петренко и Р.А. Сегединым, на территории Орского Урала и Казахстанской его части распространены весьма незначительно. Они слагают центральную часть Бакайской синклинали и представлены переслаивающейся толщей конгломератов с полимиктовыми известковистыми песчаниками.

Наиболее древними мезозойскими породами являются образования коры выветривания. Древний элювий распространен почти на всех породах палеозойского фундамента.

Осадочные нижнемезозойские породы залегают несогласно на различных горизонтах коры выветривания, заполняя впадины древнего рельефа. Разрез их обычно начинается с горизонта ленточно-слоистых ожелезненных глин. По литологическим признакам и составу флоры выделяются миндыбайская (T_3^m) и кызылкаинская (T_3^k) свиты верхнего триаса. Образования миндыбайской свиты несогласно залегают на продуктах коры выветривания. В основании свиты часто располагается горизонт переслаивающихся терригенных образований — глин, песчаников, конгломератов с линзами осадоч-

ных бокситов и железных руд в основании. Мощность толщи не превышает 90 м. И.З. Фадеевой в составе описанных отложений установлены споры и пыльца растений, возраст которых можно определить как верхнетриасовый. Породы кызылкаинской свиты приурочены к наиболее погруженным участкам Орской впадины и сложены преимущественно желтыми и желто-зелеными алевролитами и песчаниками с прослоями углистых глин.

Континентальные юрские отложения на южной оконечности Урала довольно широко распространены в пределах южной части Магнитогорского мегасинклинория, где они выполняют целый ряд раннемезозойских депрессий, вытянутых в меридиональном направлении и объединяемых некоторыми исследователями в единую Орскую впадину. Большинство исследователей пользуется стратиграфической схемой юрских отложений, предложенной в 1959 г. Н.И. Леоненко. Ею выделены нижнеюрская катынадырская свита (J_1^k) и среднеюрские орская (J_2^o) и романкольская (J_2^r) свиты. Катынадырская свита сложена песками, песчаниками, конгломератами и глинистыми породами. В образцах, отобранных автором из отложений этой свиты в Северных Мугоджарах, Л.В. Ровниной определены пыльца хвойного типа *Protoconiferus* sp., *Protopodocarpus mollis* Bolch, *Protoconiferus pseudostriata* Tad и споры *Leiotriletes* sp. sp. типа *Coniopteris* и *Hausmannia*. По заключению Л.В. Ровниной, указанный спектр неплохо сопоставляется с комплексами верхнего лейаса Сибири и Казахстана. Отложения орской свиты залегают согласно на подстилающих породах катынадырской свиты и представлены однообразными переслаивающимися серыми, зеленовато-серыми с прослоями углей глинами кварц-каолинит-слодистого состава. Романкольская свита завершает разрез нижнемезозойских отложений. Слагающие ее глины кварцево-слодистого состава пользуются ограниченным распространением.

Меловые отложения широко распространены в Мугоджарах и прилегающих районах. Они развиты вдоль западного и восточного обрамления Мугоджарских гор, перекрывают водоразделы Ор-Илекской возвышенности, образуют обширные покровы в Орской впадине. В большинстве случаев меловая система представлена отложениями нижнего и верхнего отделов. Нижнемеловые апт-альбские континентальные отложения развиты главным образом во впадинах и на склонах реликтового рельефа и местами обнажаются на дневной поверхности. Они, как правило, залегают на корях выветривания палеозойских пород. Состав апт-альбских отложений в значительной степени варьирует и определяется в основном положением этих пород относительно выступов палеозойского фундамента. Вблизи приращения к поднятиям и выступам палеозоя с развитым на них покровом древнего элювия в наиболее полных разрезах толщи нижнемеловых пород выделяются три пачки: подрудных и надрудных каолинитовых глин и бокситоносная пачка с линзами бокситов и алюможелезняков. По мере удаления от источников сноса (коры выветривания) литологический разрез апт-альбских отложений ме-

мени проявлялись незначительные поднятия и опускания, вызывающие нарушения эрозионного равновесия.

В верхнем триасе в условиях жаркого переменного-влажного климата [14, 52, 127] на пенепленизированной поверхности территории южной оконечности Урала существовали обширные площади формирования коры выветривания.

В течение юры западные и юго-западные окраины Южного Урала начали испытывать крупные опускания и были захвачены морем, в то время как восточный склон Южно-Уральской складчатой области и ее центральная часть оставались полосой слабо расчлененной прибрежной суши. Накопление осадочных пород в это время шло преимущественно в депрессиях. В связи с изменением климата процессы выветривания на приподнятых участках шли по каолинитовому типу [99].

К концу юрского времени и в течение мела дифференцированные движения совсем ослабли, и страна снова приобрела предельно сглаженный облик почти равнины [124]. Палеогеографическая обстановка нижнемеловой эпохи [109] и климат [12, 13, 14, 43, 52, 127] благоприятствовали латеритному корообразованию на обширных территориях Южно-Уральской складчатой области. Доказательством этого являются линзы и прослой железных руд и бокситов апт-альбских отложений.

Верхнемеловое время ознаменовалось погружением значительных по размерам участков суши под уровень моря, которое распространялось с юга и юго-запада и существовало вплоть до конца палеоцена [124].

По мере отступления палеоценового моря на освобождавшихся прибрежных и островных участках суши начались процессы континентального размыва подстилающих пород и отложения песчано-глинистых и конгломерат-песчаных осадков, положившие начало циклам развития современного рельефа страны.

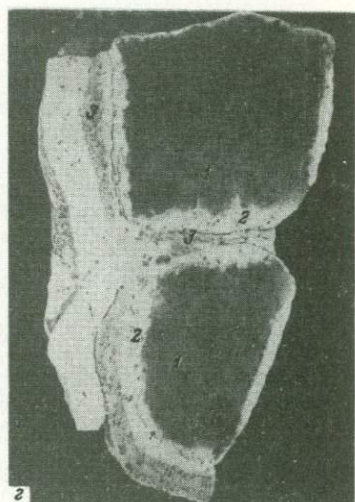
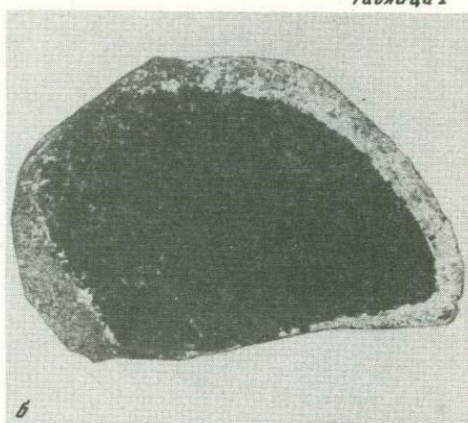
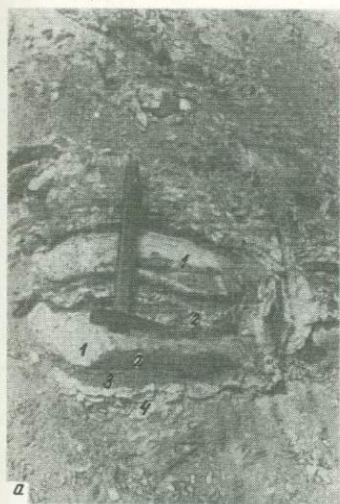


Таблица I

"Желтые лишайники" из коры выветривания Ново-Бурановского бокситопроявления

a — размещение "лишайника" в разрезе: 1 — габбро неизмененное, 2 — гидрогаллуазитовые продукты промежуточной зоны, 3 — боксит, 4 — зона вторичного каолина, 5 — вмещающие каолинит-гипс-охристые продукты коры выветривания; *б* — "лишайник" с зоной латеритного боксита, развитого на габбро без продуктов промежуточного разложения; *в* — взаимоотношение останцовых блоков габбро (1), гидрогаллуазитовых продуктов промежуточной зоны (2) и латерита (3), фото В.П. Егорова; *г* — блоки свежего габбро (1) с зонами алюмогидрокальцита (2) и нордстрандита (3). Штуфные образцы

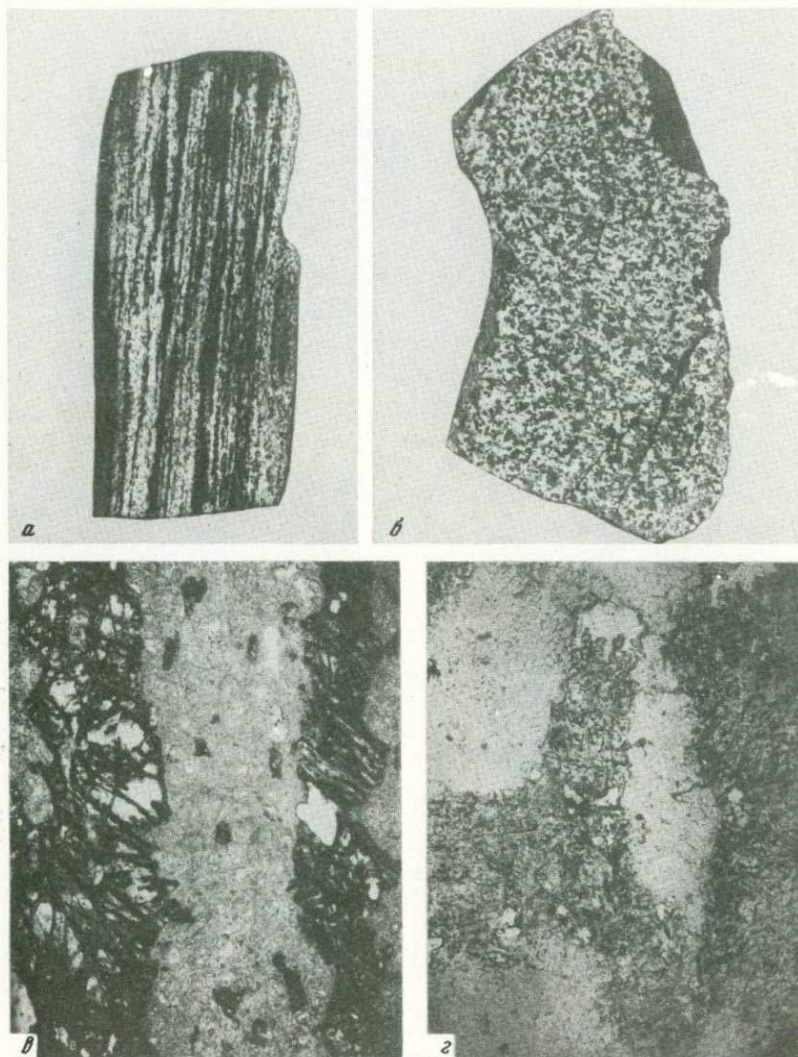
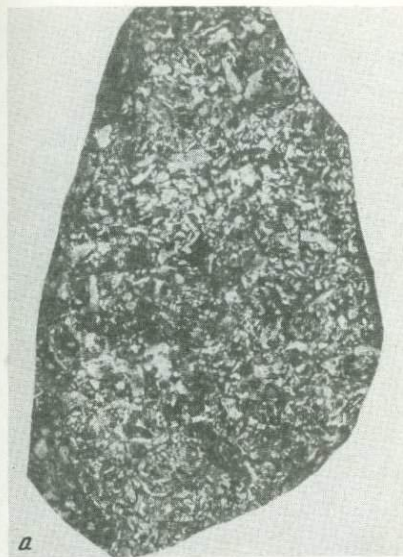


Таблица II

Латеритные бокситы

a — боксит по полосчатому габбро-амфиболиту, *б* — боксит по крупнокристаллическому габбро. Штуфы, натур. вел. *в-г* — микро-структура бокситов: *в* — полосчатая, *г* — габбровая. Прозрачные шлифы, увел. 60, без анализатора.



a



б



в



г

Таблица III

Латеритные и осадочные бокситы

а - боксит по диабазовому порфириду; б - боксит обломочный.
 Штуфы, натур. вел. в-г - микроструктура бокситов: в - офиолитовая,
 г - обломочная. Прозрачные шлифы, увел. 60, без анализатора

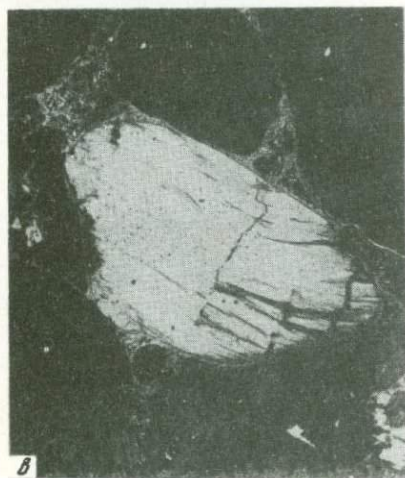
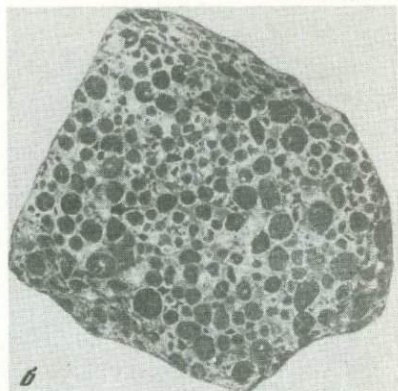


Таблица IV

Осадочные бокситы

a — боксит бобово-обломочный; *б* — боксит бобовый. Штуфы, натур. вел. *в-г* — микроструктура бокситов: *в* — бобово-обломочная, *г* — бобовая. Прозрачные шлифы, увел. 60, без анализатора

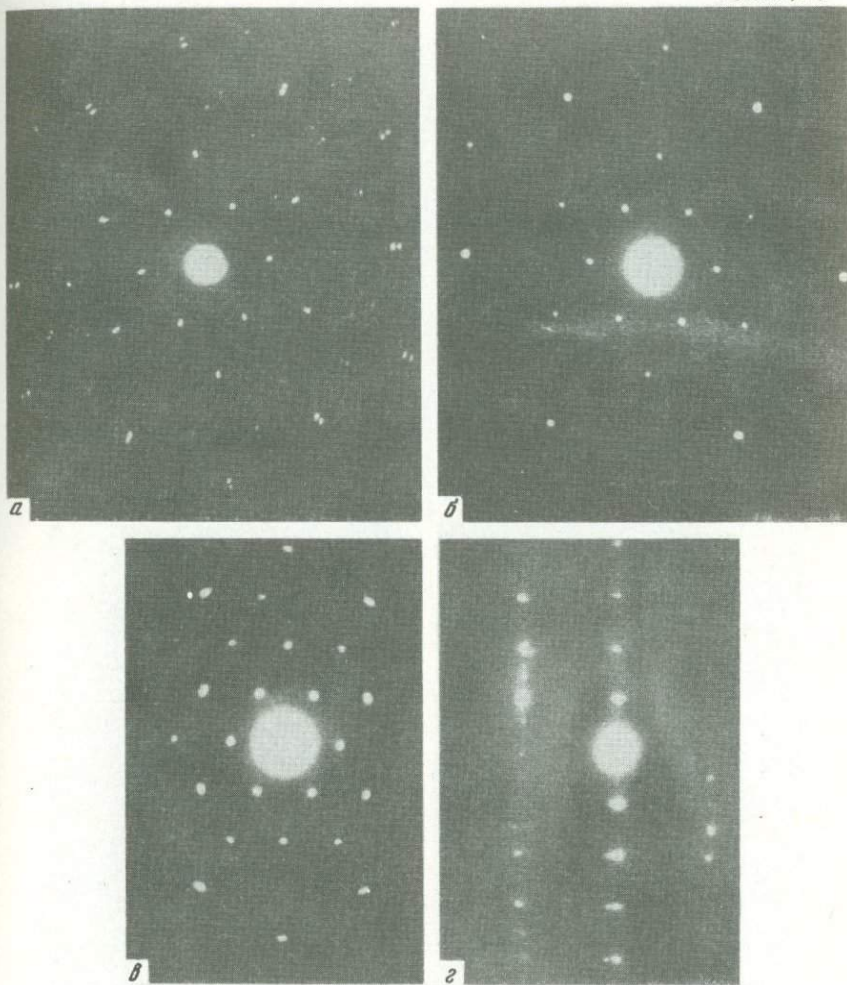


Таблица V

Микродифракционная картина минералов коры выветривания и бокситов

а — от пластинки смешаннослойного минерала хлорит-“разбухающих хлорит”, отвечающая плоскости *ав* этого минерала; *б* — от той же пластинки после интенсивного облучения ее электронным пучком [83]; *в, г* — от кристаллов нордстрандита, соответственно *ав* и *ас* плоскостей этого минерала [115]

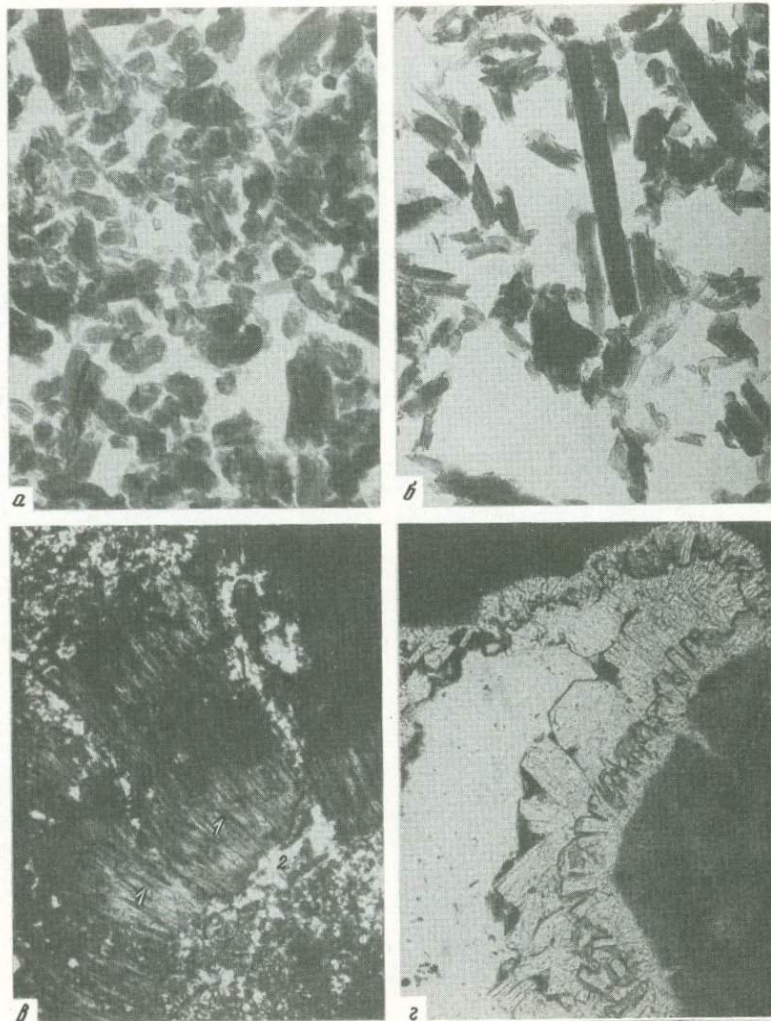


Таблица VI

Минералы коры выветривания и бокситов

a, б — электронно-микроскопическое изображение суспензионного препарата гидрогаллуазита (*a*) и метагаллуазита (*б*); *в* — замещение каолинита (1) гиббситом (2). Прозрачные шлифы, увел. 90, без анализатора; *г* — друза кристаллов гиббсита в бобовом боксите. Прозрачные шлифы, увел. 30, без анализатора

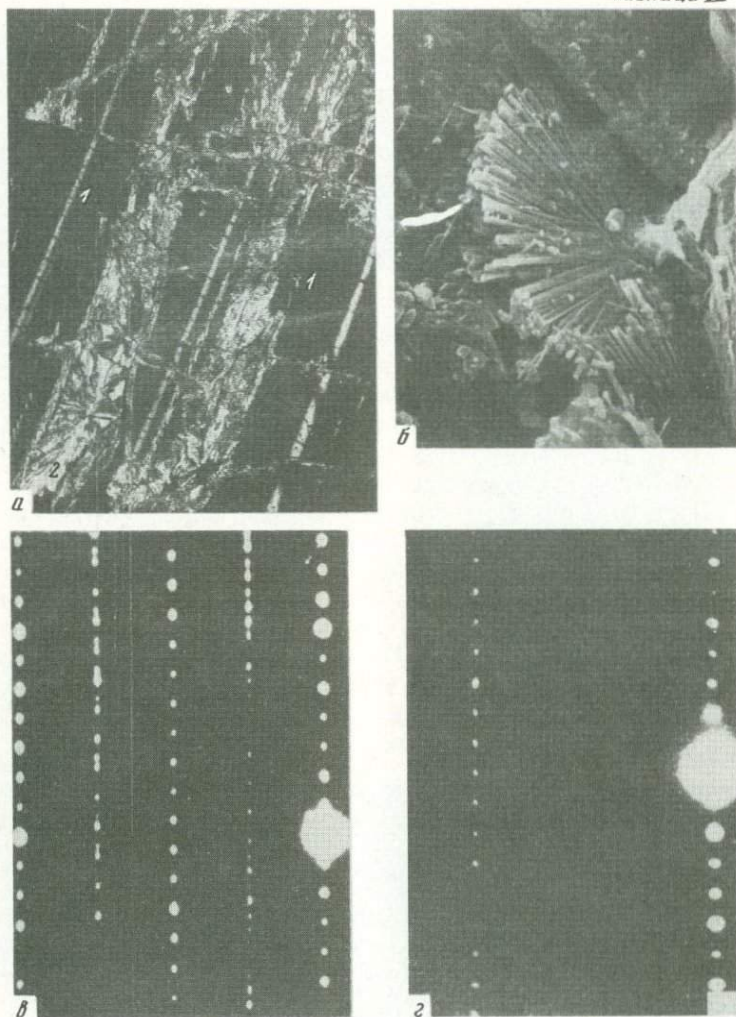


Таблица VIII

Алюмогидрокальцит из коры выветривания Ново-Бурановского месторождения

a — алюмогидрокальцит (2) в трещинах спайности плагиоклаза (1). Прозрачный шлиф, увел. 90, с анализатором; *b* — форма кристаллов алюмогидрокальцита под растровым микроскопом; *c*, *d* — микродифракционные картины от плоскостей соответственно 001 и $1\bar{3}0$ обратной решетки сдвойнированного кристалла алюмогидрокальцита [26]



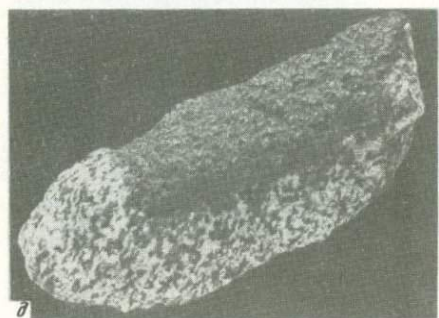
а



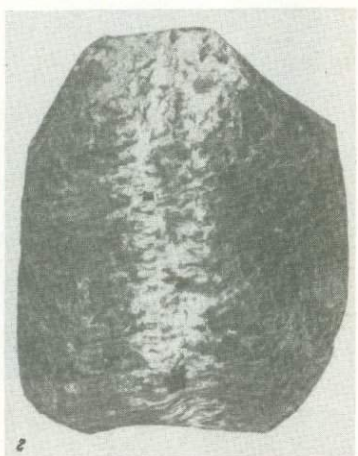
б



в



г



д

Таблица VIII

Вторичные изменения в остаточных и осадочных бокситах

а-б - "Конкреционное" перераспределение железа в бокситах:

а - латеритном; *б* - осадочном; *в, г, д* - каолинизированные латеритные бокситы Ново-Бурановского рудопоявления; *в, г* - замещение породы каолином по трещине, *д* - блок латеритного боксита в каолиновой рубашке. Штуфные образцы

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И БОКСИТЫ
ЮЖНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ УРАЛА

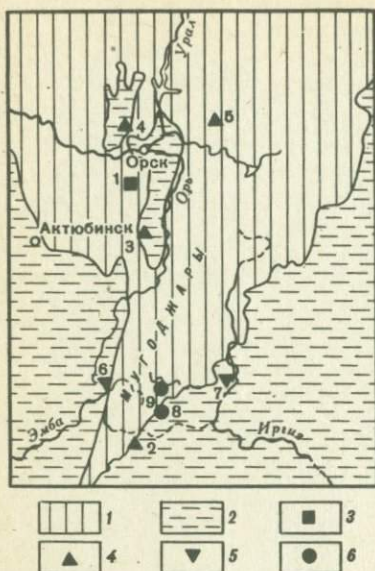
Древние коры выветривания широко распространены в субмеридиональной полосе Южного Урала, включающей Мугоджары и Орское Зауралье. В районах, соответствующих древним водоразделам, плато и возвышенностям, распространение древнего элювия носит пятнистый характер, в то время как в областях погружения палеозойского фундамента (борта и днища депрессий, крылья антиклиналей) отмечаются обширные площади, покрытые корой выветривания. В большинстве случаев кора выветривания, приуроченная к областям водоразделов, обнажена на дневной поверхности, а элювиальные образования, связанные с погружением фундамента, обычно перекрыты осадочными породами мезо-кайнозойского платформенного чехла.

3587
В современном рельефе коры выветривания распространены на самых различных высотах. К западу от Мугоджар кора выветривания находится на абсолютных отметках 160–180 м. На восточном склоне Южного Урала она располагается на отметках 180–300 м, на Орь-Илекском междуречье – в интервалах 300–510 м. В наиболее погруженных участках Орской впадины древний элювий известен на отметках 50 м.

Кора выветривания обычно имеет плащеобразную форму с горизонтальным расположением слагающих ее зон в вертикальном разрезе. В отдельных случаях в зонах трещиноватости или контактов пород различного состава в коре выветривания отмечаются карманы и апофизы, уходящие на глубину. Расположение зон в таких участках наклонное. Таким образом, по своим морфогенетическим особенностям, согласно классификации, предложенной К.К. Никитиным [70], кора выветривания, развитая в изученных районах, может быть отнесена к площадному, а иногда к линейно-площадному и линейному типам.

В описываемом районе известно более 40 месторождений и рудопроявлений бокситов. Бокситы представлены тремя генетическими типами: остаточным (латеритным), полигенным (латеритно-осадочным) и осадочным.

Остаточные рудопроявления – Ново-Бурановское и другие – расположены в северных Мугоджарах на Орь-Илекском водоразделе. Полигенное Актогайское месторождение находится на юге Мугоджарских гор и приурочено к восточному их погружению. Кредиковское и Ишкининское бокситопроявления локализируются в пределах Орской впадины. Осадочные целлювиальные месторождения – Соркольское,



Фиг. 1. Размещение бокситовых месторождений и рудопроявлений на территории южной оконечности Урала

1 - кристаллические породы палеозойского фундамента; 2 - рыхлые образования мезо-кайнозойского чехла; типы месторождений и рудопроявлений; 3 - остаточные; 4 - полигенные латеритно-осадочные; 5 - осадочные делювиальные; 6 - осадочные карстовые.

Цифрами на карте обозначены месторождения и рудопроявления: Кимперсайские (1), Актогайское (2), Крекиковское (3), Ишкининское (4), Карагандысайское (5), Соркольское (6), Кировское (7), Каиндинское (8), Талдык-Ащесайское (9)

Кировское и другие - располагаются в большей своей части вдоль западного и восточного обрамления южной оконечности Урала. Талдык-Ащесайское и Каиндинские месторождения карстового подтипа находятся на восточном склоне Мугоджарских гор (фиг. 1).

ОСТАТОЧНЫЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

Известно три остаточных рудопроявлений латеритных бокситов: Ново-Бурановское, Тайкеткенское и Промежуточное. Все они расположены на Кемпирсайском гипербазитовом массиве. Открытые группой сотрудников КАЗИМСа [49], указанные бокситопроявления привлекли пристальное внимание геологов-бокситчиков. Небольшие по запасам полезного ископаемого данные объекты, однако, представляют определенный научный интерес в связи с элювиальным генезисом бокситов, высококачественным составом руд и необычно сложным по сравнению с известными месторождениями латеритных бокситов строением бокситоносной толщи. Все перечисленные рудопроявления характеризуются общими чертами геологического строения и близким составом руд. Наиболее крупным из них и хорошо изученным является Ново-Бурановское рудопроявление.

Ново-Бурановское рудопроявление

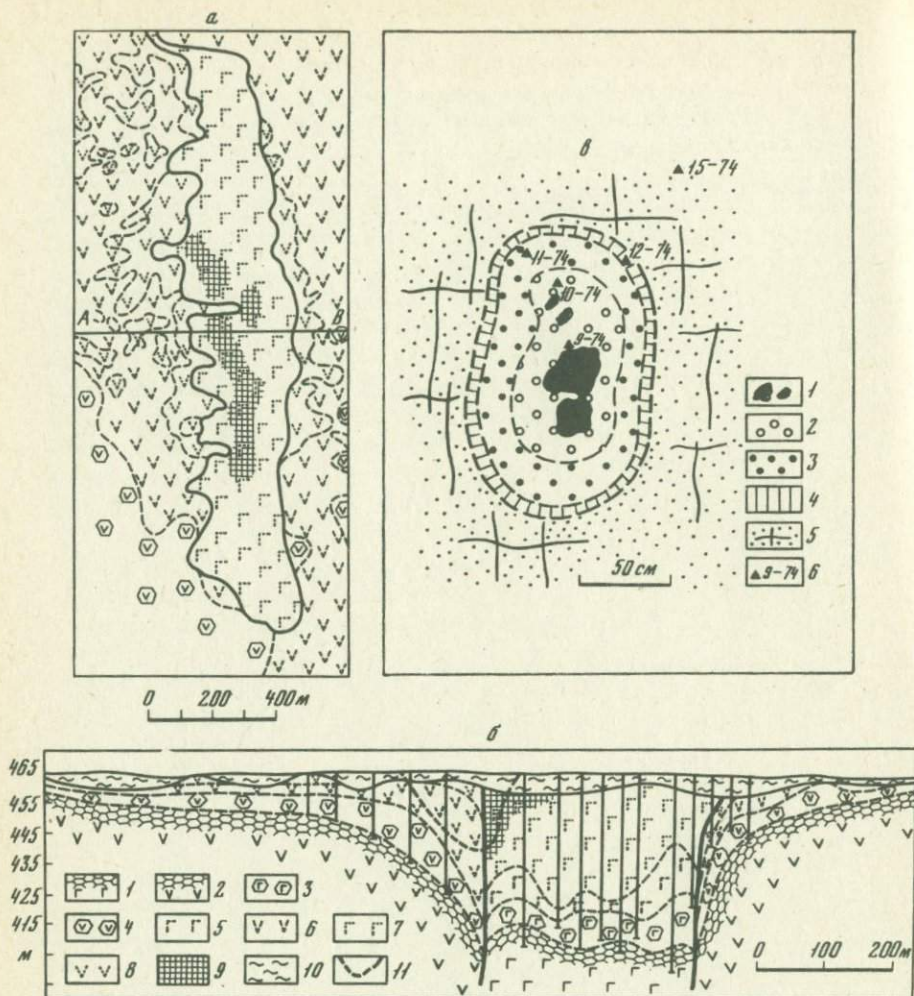
Ново-Бурановское бокситопроявление расположено в северной части Кемпирсайского массива. Последний слагает центральную часть одноименного антиклинория и представляет собой лакколитообразное тело, вытянутое в субмеридиональном направлении вдоль регионального глубинного разлома, отделяющего Центральное Уральское под-

нятие от Тагило-Магнитогорского прогиба. Общая площадь массива составляет около 1200 км². Он сложен перидотитами, дунитами, пироксенитами, горнблендитами и породами полосчатого комплекса [88]. Для большей части массива вмещающими породами являются метаморфические образования каялинской свиты верхнего протерозоя, представленные различными кристаллическими сланцами, палеотипными эффузивами основного, редко кислого состава, а также кварцитами, песчаниками и гнейсами. Непосредственно по периферии гипербазитового лакколита широко развиты породы основного состава (габброиды). Последние нередко отмечаются и в пределах самого массива. Среди габброидов выделяются собственно габбро-пироксениты, габбро-амфиболиты и др. [49, 50]. На контактах гипербазитов массива с вмещающими габброидами последние послонно инъецированы ультраосновной магмой с образованием полосчатых пород такситового комплекса. Широко развиты жильные породы, как правило, основного и ультраосновного состава. Простираение пород дайковой серии обычно широтное и субширотное. Перечисленные породы изменены эпимагматическими процессами. Наиболее интенсивно эти процессы коснулись самого массива. Слагающие его перидотиты, горнблендиты и дуниты в значительной степени серпентинизированы.

На ультраосновных породах и габброидах кемпирсайского массива широко развита кора выветривания. Наиболее древними образованиями осадочного чехла являются альбские бокситоносные отложения Восточно-Кемпирсайского месторождения [99]. Палеогеновые отложения представлены кварцевыми и глауконитовыми песками. Образования неогена сложены, как правило, пестроцветными глинами. Заканчивается разрез загипсованными четвертичными суглинками. Отложения осадочного чехла в виде пятен с размывом залегают как на продуктах различных зон коры выветривания, так и на почти неизмененных породах палеозоя.

Кора выветривания. Бокситоносные коры выветривания на территории Кемпирсайского массива имеют сугубо локальное распространение. Это обстоятельство объясняется приуроченностью бокситоносного элювия к областям развития пород основного состава, в частности, к зонам их контактов с серпентинитами массива. Подобные зоны представляли собой наиболее раздробленные и трещиноватые участки палеозойского фундамента, что при прочих благоприятных условиях предопределило развитие по ним рудоносных кор выветривания.

Ново-Бурановское рудопроявление приурочено к коре выветривания габброидного тела, образующего в серпентинитовом массиве останец кровли вмещающих пород. Простираение дайкообразного тела габброидов меридиональное. Субширотными тектоническими нарушениями оно разобщено на отдельные изолированные блоки, смещенные друг относительно друга на 0,5-0,7 км [50]. По простираению габброиды прослежены на расстоянии около 10 км при ширине отдельных тел 80-400 м. По своим морфогенетическим особенностям кора выветривания Ново-Бурановского участка отнесена к линейно-



Фиг. 2. Карта коры выветривания Ново-Бурановского проявления латеритных бокситов (а) и геологический разрез по линии АВ (б) [37].

Неизменные породы: 1 - габбро, 2 - серпентиниты, в верхней части дезинтегрированные; продукты выветривания: 3 - гидрохлорит-монтмориллонитовые, 4 - керолитовые, 5 - каолинит-охристые, 6 - нонтронитовые, 7 - гиббсит-каолинит-охристые, 8 - охристые, 9 - зона развития бокситоносного горизонта коры выветривания габбро, 10 - суглинки, 11 - контуры карьера. Зарисовка зональной залежи остаточных бокситов (в)

1 - блоки неизменного анортозита; 2 - гидрогаллуазит-кальцитовые продукты промежуточной зоны; 3 - остаточный боксит; 4 - зона вторичного каолина; 5 - каолинит-гиббсит-охристые продукты коры выветривания; 6 - места отбора и номера образцов

му типу [37]. В плане она представляет собой полосу, вытянутую вдоль простирания габброидов и ограниченную с запада и востока приконтактовыми зонами вмещающих серпентинитов. В вертикальном разрезе бокситоносный элювий образует карман с максимальной глубиной до 60 м (фиг. 2, а, б). При удалении от контактов мощность коры выветривания серпентинитов уменьшается. Размытый профиль этих пород представлен двумя или одной нижними зонами вплоть до слабо измененных серпентинитов.

В вертикальном разрезе коры выветривания габброидов снизу вверх выделяются три минеральные зоны: гидрохлорит-монтмориллонитовая, каолинит-гетит-гематитовая и каолинит-гипсбит-гетит-гематитовая с горизонтом латеритных бокситов. В пределах описываемого участка бокситоносная кора выветривания и ее отдельные зоны имеют различные мощности. Максимальные глубины развития элювия, достигающие 40-60 м, приурочены к западному контакту габброидного тела, меньшие - к восточному контакту и центральной его части. Это обстоятельство объясняется большей трещиноватостью палеозойского субстрата в пределах западного контакта габброидов с серпентинитами массива и распространением здесь пород полосчатого комплекса. С западным контактом связаны также минимальные мощности нижней зеленоцветной гидрохлорит-монтмориллонитовой зоны и развитие здесь сокращенного каолинит-гипсбит-охристого с латеритными бокситами профиля выветривания.

Материнскими породами для бокситоносного элювия Ново-Бурановского участка явились габбро, габбро-пироксениты, пироксениты, габбро-амфиболиты, анатозиты. Структура изученных пород обычно гипидиоморфнозернистая (габбро-габбро-амфиболит) и аллотриоморфнозернистая (габбро-пироксенит). Текстура массивная, грубо- и тонкополосчатая. Полосчатые породы (такситы) распространены вблизи контактов с серпентинитами и при удалении от последних переходят в обычное массивное габбро. Полосчатое строение обусловлено ритмичным чередованием участков, обогащенных темноцветными минералами, с существенно полевошпатовыми.

Латеритные бокситы. Остаточные бокситовые руды на Ново-Бурановском участке образуют гнездообразные залежи в продуктах верхней каолинит-гипсбит-охристой зоны. Рудные тела отмечаются как непосредственно в кровле коры выветривания, так и на различной глубине (мощность вмещающих продуктов зоны составляет 20-30 м). Нередко отмечается многоэтажное строение рудоносного горизонта, обусловленное расположением нескольких залежей латеритных бокситов непосредственно друг под другом. По данным бурения максимальная глубина размещения отдельных небольших залежей бокситов (мощность до 2 м) составляет 35,5 м от кровли коры выветривания (скв. 14). Мелкие залежи были подсечены также на глубинах 26-22 м (скв. 819), 19-18,2 м, 13,5-12 м, 10-8 м (скв. 11). В горных выработках остаточные бокситовые руды отмечались в интервалах 15-14,5 м (шурф 82), 10-8 м (шурфы 66,81), 7,5-6,5 м (шурфы 80,84), 15,5-13,0 м и 10-6,5 м (шурф 85)

Таблица 1

Химический состав латеритных бокситов Ново-Бурановского рудопроявления

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO
1174	1,57	Сл.	64,16	1,64	Сл.
21472	3,22	Сл.	61,58	2,28	0,30
18372	1,39	Сл.	59,00	5,64	0,52
21272	0,77	-	58,56	6,27	0,30
18072	5,09	0,05	56,90	7,19	1,41
774	2,60	Сл.	61,15	1,57	0,35
4073	14,24	-	50,87	0,17	0,89
4173	19,60	-	50,67	0,63	1,35

Примечание. Обр. 4073 и 4173 – нордстрандитовые бокситовые корки на свежем габбро (п.п. составляют соответственно 2,38 и 0,50). FeO и MnO не обнаружены.

и др. Визуально многоэтажное строение бокситоносного горизонта коры выветривания наблюдалось в юго-восточном борту Ново-Бурановского карьера. Здесь гнездообразные залежи бокситов вскрыты на различных (по вертикали) многометровых его уступах.

В плане на Ново-Бурановском рудопроявлении основная масса бокситов связана с западным контактом габброидов с серпентинитами массива. Вдоль этого контакта по простиранию линейной коры выветривания основных пород отдельные рудные тела бокситов вытянуты в виде цепочки на протяжении 2 км.

Характерной особенностью остаточных бокситов Ново-Бурановского рудопроявления является зональное строение отдельных мелких залежей, центральные части которых нередко сложены "ядрами" невыветрелой породы. Между породой и бокситом располагается промежуточная глинистая зона (Табл. I, а)¹. Редко наблюдается развитие боксита непосредственно по свежей породе (Табл. I, б). Размеры выветрелых ядер различные: от нескольких сантиметров до 1 м, редко более. Мощности переходной зоны, как правило, невелики – от долей до нескольких сантиметров. Подобную зональность нередко можно наблюдать в пределах одного образца (Табл. I, в). Центральная (внутренняя) часть образца сложена отдельными, некогда составляющими единый монолит, округлыми блоками свежего габбро. Ближе к периферии, облекая каждый блок в отдельности и бывший монолит в целом, располагаются продукты промежуточной зоны. Внешняя футляровидная оторочка (зона) сложена латеритом. Глинистые образования переходной от свежей породы к бокситу зоны представлены, как правило, галлуазитом и гетитом, реже галлуазитом в смеси с кальцитом, иногда аллофаном и гиббситом, еще реже – алюмогидрокальцитом (Табл. I, г). В последнем случае зона боксита сложена нордстрандитом [84].

¹ Таблицы I–VIII см. вкл. между 16 и 17 стр.

	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Cr ₄ O ₃	Сумма
Сл.	0,04	0,03	0,72	31,42	0,39	99,97	
-	0,04	0,21	0,44	31,99	0,16	100,06	
0,29	0,04	-	0,90	31,32	0,76	99,86	
0,43	0,04	0,002	0,74	31,55	1,05	99,71	
0,56	0,082	0,003	1,29	27,04	-	99,61	
-	0,05	0,02	1,35	32,19	0,38	99,66	
4,36	0,53	0,06	2,77	23,75	-	100,02	
6,08	0,68	0,08	3,00	17,58	-	100,17	

Таким образом, в общий мощный вертикальный профиль выветривания как бы "вложен" другой профиль с одной промежуточной зоной.

На Ново-Бурановском рудопроявлении широко развиты вторичные изменения бокситов, связанные с их каолинизацией. Подробно эти изменения будут рассмотрены ниже. Отметим только, что зоны каолинизации, как правило, локализуются по периферии рудных тел и в случае зональных железей, описанные выше, дают еще более сложную картину. В целом строение верхней части вертикального разреза коры выветривания выглядит следующим образом: каолинит-гиббсит-охристые продукты (вмещающие породы) – зона вторичного каолина – зона боксита – глинистые образования переходной зоны – ядра невыветрелого габбро (см. фиг. 2, в).

Латеритные бокситы характеризуются реликтовыми, унаследованными от исходных пород, структурами. Бокситы, связанные с корой выветривания пород полосчатого комплекса, наследуют полосчатое строение последних (Табл. II, а). Важно отметить, что состав исходной породы определяет состав связанного с ней гипергенного полезного ископаемого: с габбро-амфиболитами и пироксенитами связаны существенно железистые латериты, с плагиоклазовыми участками такситов – практически чистые гиббситовые разности бокситов. Продуктами гипергенного изменения темноцветных минералов являются главным образом гетит и гематит, а плагиоклазов – гиббсит, редко бемит (Табл. II, в). Химический состав бокситов приведен в табл. 1. Характерно, что в изученных латеритных бокситах не отмечается TiO₂. Это обстоятельство объясняется отсутствием указанного компонента в материнском для латеритов габбро. Пересчет данных химического анализа на минеральный состав показывает, что содержание гиббсита в отдельных разностях латеритных бокситов Ново-Бурановского участка достигает 90%.

ПОЛИГЕННЫЕ ЛАТЕРИТНО-ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

К полигенному латеритно-осадочному генетическому типу бокситовых месторождений на Южном Урале автором отнесены объекты, в пределах которых устанавливаются залежи остаточных и осадочных бокситовых руд. Их количественные соотношения на отдельных месторождениях самые различные. На Актогайском месторождении резко преобладают осадочные бокситы, на Кредиковском рудопроявлении, наоборот, остаточные (латеритные). На Ишкининском и Карагандысайском бокситопроявлениях запасы остаточных и осадочных руд примерно одинаковы.

Актогайское месторождение

Актогайское месторождение расположено в южной части Мугоджарских гор на правобережье р. Шет-Иргиз.

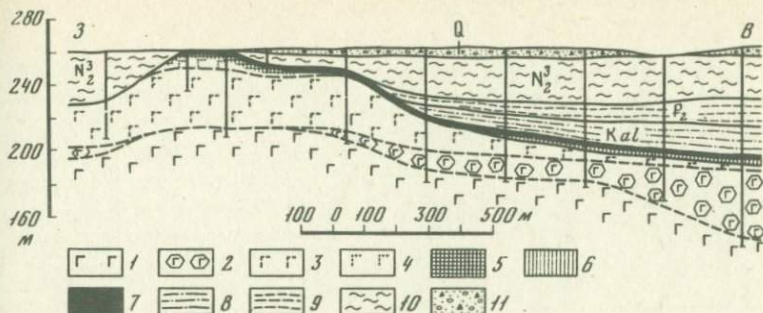
В тектоническом отношении месторождение приурочено к восточному крылу структуры третьего порядка — Жанганикского антиклинория. Слагающие антиклинорий зеленокаменные породы силура представлены диабазово-спилитовой серией и в районе месторождения прорваны интрузией среднепалеозойского габбро. На породах палеозойского фундамента развиты древние элювиальные образования.

Актогайское месторождение связано с корой выветривания габбро. Наиболее древними, перекрывающими кору выветривания, породами являются нижнемеловые (апт-альбские) бокситоносные отложения. Образования палеогена на месторождении представлены эоценовыми морскими осадками и континентальными отложениями среднего олигоцена. Они с размывом ложатся на породы нижнего мела и кору выветривания. Неоген-четвертичные отложения в районе месторождения распространены почти повсеместно и представлены чехлом рыхлых аллювиально-делювиальных образований.

Кора выветривания. Древние элювиальные образования на территории Актогайского месторождения приурочены к поверхности выравнивания, развитой на палеозойских породах. Эта поверхность представляет собой пологий ($2-3^\circ$), обращенный к востоку склон. В верхних частях склона с абсолютными отметками выше 260 м и у его подножия с отметками менее 170-160 м кора выветривания отсутствует. Рельеф кровли коры выветривания в общем наследует рельеф выровненного палеозойского фундамента и представляет собой слабо всхолмленную наклоненную к востоку равнину.

Для коры выветривания Актогайского месторождения, перекрытой нижнемеловыми осадками, выделяются следующие три генетических типа профилей выветривания: полный, сокращенный и неполный. Различные типы профилей выветривания, количество и взаимоотношение мощностей развитых в них зон обнаруживают тесную связь с геоморфологическими элементами палеорельефа [78].

В пределах площади развития коры полный и сокращенный профили выветривания тяготеют к вершинам палеовозвышенностей, непол-



Фиг. 3. Геологический разрез Актогайского месторождения

1 - габбро неизмененное; 2-5 - продукты выветривания: 2 - гидрохлорит-монтмориллонитовые, 3 - каолинит-охристые, 4 - гиббсит-каолинит-охристые, 5 - латеритные бокситы; 6 - глины каолинит-гиббситовые; 7 - осадочные бокситы; 8 - кварцевые пески, глины углистые (K_{1al}); 9 - пески, песчаники (P_2); 10 - алевриты (N_2^3); 11 - суглинки, пески, галечники (Q)

ный профиль развит у их подножия. Мощности полного, сокращенного и неполного профилей вполне сопоставимы и достигают 50 м. Относительные превышения в размещении сокращенного и неполного профилей выветривания при выдержанной мощности элювия 47 м составляют около 100 м на расстоянии 1,5 км (фиг. 3). Таким образом, уровни развития коры выветривания того или иного профиля в общем определяются гипсометрическими отметками размещения элювиальных образований. Неполный профиль с мощной верхней зеленоцветной гидрохлорит-монтмориллонитовой зоной на Актогайском месторождении формировался на отметках ниже 180 м. Наиболее характерный неполный профиль, заканчивающийся каолинит-охристой зоной, развивался на отметках 180-250 м. Полный и сокращенный профили выветривания с латеритными бокситами приурочены к вершинам палеовозвышенностей с абсолютными отметками 250-260 м. В полном профиле выделяются четыре зоны: дезинтеграции, гидрохлорит-монтмориллонитовая, каолинит-охристая и гиббсит-охристая. Наиболее мощными являются две последние зоны. В сокращенном профиле выпадает нижняя гидрохлорит-монтмориллонитовая зона. Во всех зонах сохраняются текстурно-структурные особенности материнского габбро.

Латеритные бокситы. На Актогайском месторождении известна одна небольшая залежь латеритных бокситов. Изометричная в плане, она в виде покрова залегает на вершине возвышенности палеорельефа. Мощность бокситовой залежи не превышает 1 м. Бокситы венчают сокращенный каолинит-гиббсит-охристый профиль выветривания и расположены на абсолютной высоте 260 м. Породы представлены высокопористыми образованиями с реликтовой зернистой структурой (Табл. II, б). В нижней части разреза они ломкие, легко крошатся, в верхних же горизонтах становятся более плотными и ка-

Таблица 2

Химический состав латеритных и осадочных бокситов Актогайского место

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
720	7,55	0,81	49,11	14,20	0,62	-	0,67
352	2,00	0,600	38,93	32,88	0,35	0,05	0,31
352a	2,21	0,53	56,19	7,58	-	0,08	0,29
1326	1,45	0,43	37,20	37,60	0,40	-	0,40
132г	2,50	1,30	39,00	31,60	0,07	-	0,24
132е	1,82	0,60	48,26	21,41	0,09	-	0,40
356	3,88	2,65	53,48	11,22	0,69	0,16	-
21	4,90	2,13	47,11	23,44	1,70	0,04	0,10
647	5,00	2,90	36,80	20,32	9,63	0,20	0,30

Примечание. Обр. 720, 353, 352а, 1326 - латеритные бокситы (1326, г,е - анализы Л.И. Киселева [50]). Образцы 356, 21,647 - осадочные бокситы,

менистыми. Латеритные бокситы коричнево-бурого цвета, в них отсутствуют бобовины и пизолиты и прекрасно сохраняется реликтовая габбровая структура материнских пород. Невооруженным глазом видно, что плотный гиббсит замещает вкрапленники плагиоклаза, образуя каркас бокситовой породы. Псевдоморфозы по пироксену выполнены рыхлым охристо-гиббситовым агрегатом (Табл. II, в).

Порода сложена гиббситом, гетитом, гематитом и незначительным количеством каолинита, лейкоксена и остаточного ильменита. Под микроскопом отчетливо видно, что высокая пористость латеритных бокситов обусловлена главным образом неполным выполнением гиббсит-охристым агрегатом пространства первоначально занимаемого вкрапленниками пироксенов. В связи с этим наибольшее количество пор и пустот наблюдается по периферии псевдоморфно замещенных выделений пироксенов. Полые микропространства отмечаются также внутри этих псевдоморфоз, а также в обожренных и лейкоксенизированных зернах титаномагнетита, что обусловлено рыхлостью слагающего их материала. Исключительно редко отмечаются поры в псевдоморфозах по плагиоклазу, сложенных крупнокристаллическим гиббситом.

В самой верхней части горизонта латеритные бокситы разбиты сетью трещин на угловатые блоки размером до 10-15 см в поперечнике. По этим плоскостям в латерите развиваются корки бобового боксита, при этом замещение происходит по резкой слегка извилистой границе. Цемент корки бобового боксита представлен тонким охристо-гиббситовым агрегатом с сетью ветвящихся прожилков гетита. Бобовины размером 0,2-0,7 см равномерно распределены в основной массе и состоят из гетит-гиббситового вещества нередко с твердой гетитовой оболочкой. Мощность таких корок 0,5-1 см.

Химический состав латеритных бокситов варьирует незначительно. В основном они состоят из полуторных окислов алюминия, железа и воды. Содержание SiO₂ в породе колеблется около 2-3%, редко

рождения

	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Прочие	П.п.п.	Сумма
-		0,13	0,06	1,27	25,41	-	-	100,13
-		0,19	0,11	1,57	22,89	-	-	99,68
0,41		0,03	0,04	1,48	30,68	-	-	99,72
0,05		0,11	-	0,65	-	0,23	21,10	99,62
0,67		0,13	сл.	0,38	-	0,21	23,50	99,61
-		0,08	0,03	0,24	-	0,21	27,16	100,30
0,70		0,42	0,12	1,45	25,52	-	-	100,29
0,11		0,07	0,05	-	-	0,10	21,06	100,71
3,22		0,09	0,05	2,20	15,25	3,55	-	99,51

соответственно конгломератовидные, бобово-обломочные и бобовые (21 - анализы В.П. Егорова).

достигая 7-8% (табл. 2). Латеритные бокситы - высококачественное сырье, отвечающее лучшим маркам бокситов (БВ и БО), идущим на производство электрокорунда.

Осадочные бокситы. Нижнемеловые отложения на Актогайском месторождении распадаются на две пачки: нижнюю пестроцветную бокситоносную и верхнюю сероцветную, состоящую в основном из терригенных пород озерных и озерно-болотных фаций. Для Актогайского месторождения известна одна крупная плащеобразная бокситоносная залежь, включающая четыре более или менее крупных рудных тела. Залежь расположена в южной части месторождения на склоне домелового рельефа. На северо-востоке объекта отмечены четыре мелких залежи. Бокситоносная толща ложится на породы коры выветривания без заметного перемява.

Характерной особенностью распространения бокситоносных отложений является их приуроченность к участкам развития красноцветных горизонтов коры выветривания, т.е. в разрезе они подстилаются гиббсит-каолинит-охристыми и каолинит-охристыми продуктами верхних зон коры выветривания, и не отмечаются на породах гидрохлорит-монтмориллонитовой зоны. В результате контуры распространения рудных залежей в общем повторяют границы развития красноцветных продуктов верхних зон коры выветривания. Так, гипсометрические отметки распространения осадочных бокситов и бокситоподобных пород в нижних частях склонов не опускаются ниже 180 м, а вверх по склону залежь распространяется до самых высоких гипсометрических отметок развития коры выветривания (250-260 м), где осадочные бокситы непосредственно перекрывают латеритные. Подобное двухэтажное размещение латеритных и осадочных бокситов свидетельствует о более широком распространении остаточных руд в прошлом, и на более высоких гипсометрических уровнях.

По своему составу осадочные породы, слагающие бокситоносные залежи, могут быть отнесены к бокситам, аллитам и сиалитам. В

плане определенной закономерности в распространении и взаимоотношениях тех и других пород не отмечается. Кондиционные бокситы в пределах основной залежи представлены двумя крупными и двумя мелкими телами изометрической формы, расположенными среди некондиционных бокситоподобных пород. Последние в свою очередь образуют "окна" среди промышленных бокситов.

В разрезе строение бокситоносной толщи просто. Наблюдается чередование пластов бокситов с бокситоподобными бобово-обломочными породами и мелкообломочными каолиновыми глинами. Отмечается определенная закономерность в соотношении этих типов пород в разных частях домелового склона. Так, в верхних частях бокситоносная толща представлена собственно бокситами, которые ложатся непосредственно на породы коры выветривания. При движении вниз по склону между ними вклиниваются бокситоподобные бобово-обломочные породы или каолиновые глины, мощность которых постепенно возрастает. Если на вершинах склонов осадочные бокситы венчают разрез меловых отложений, то у подножья они перекрываются порой мощной толщей переслаивающихся пестроцветных бобовых и обломочных глин, подобных подстилающим.

Максимальная мощность бокситоносных отложений в разрезах основных залежей достигает 10 м. Литологически породы, вмещающие бокситы, представлены пестроцветными, реже белыми глинистыми образованиями бобово-обломочного и обломочного строения. Минеральный состав глин следующий: каолинит, гематит, гиббсит, кварц, ильменит, иногда новообразованные сидерит, шамозит. По химическому составу они отвечают аллитам и сIALитам с содержанием SiO_2 29,7–44,92% и Al_2O_3 33,7–28,6%. Для осадочных бокситов описываемого месторождения характерны линзовидная форма рудных тел, мощность до 5 м, при линейных размерах залежи до 0,5–1,0 км и простое строение бокситового пласта. Бокситы представлены главным образом каменистыми, реже полукаменистыми разностями. В тех случаях, когда в разрезе бокситового пласта отмечаются те и другие, то, как правило, каменистые бокситы подстилаются полукаменистыми.

По текстурно-структурным особенностям выделяются три типа бокситов: конгломератовидные, бобово-обломочные, бобовые.

На Актогайском месторождении четко прослеживаются закономерные изменения выделенных типов осадочных бокситов в зависимости от положения их в палеорельефе и удаленности от источника сноса. Части залежей, приуроченные к верхним частям склонов, сложены в основном конгломератовидными бокситами; вниз по склону они сменяются бобово-обломочными и еще ниже – бобовыми разностями.

Конгломератовидные бокситы представлены каменистыми и полукаменистыми породами буровато-коричневого цвета. Конгломератовидный облик породе придают полусформировавшиеся бобовины и равномерно распределенные в ней сгустки колломорфного бокситового вещества. Железистые по составу бобовины буро-коричневой окрас-

ки равномерно распределены по всей породе, коллоидные сгустки белые и бежевые. Под микроскопом видно, что цемент боксита состоит из более или менее однородного алломожелизистого тонкодисперсного вещества. Сгустковые образования также состоят из тонкодисперсного агрегата, однако лишённого гидроокислов железа. Границы бобовин в шлифах еще более нечеткие, расплывчатые.

Характерной особенностью конгломератовидных бокситов является наличие в подошве пласта обломков латеритов и бурых железняков. Размеры обломков самые различные: от долей сантиметра до 5–10 см. Латериты, встреченные здесь, аналогичны описанным выше латеритным бокситам.

Бобово-обломочные бокситы слагают среднюю (по склону) часть рудного пласта. Они представлены крепкими каменистыми породами красновато-бурого цвета. Количество обломочного материала в породе возрастает от подошвы к кровле пласта и составляет до 30–40%. Обломки представлены главным образом титаномагнетитом, осколками бобовин и кварцем. Границы обломков с цементирующей массой резкие. Бобовины слагают приблизительно 10% общей массы боксита. Форма их сфероидальная, размер до 0,7 см в диаметре. Внутреннее строение бобовин часто однородное, однако нередко случаи, когда концентром для них являются обломки титаномагнетита. Строение цемента боксита микробобовое и микробобово-обломочное.

Бобовые бокситы располагаются в нижних частях склонов. Они представлены крепкими каменистыми породами буро-коричневого и серо-зеленого цветов. Серо-зеленая окраска бокситов отмечается в тех участках, где они перекрываются углистыми отложениями мела и преобразованы наложенными процессами. Бобовины нередко эллипсоидальной формы размером до 0,8–1 см составляют до 40% общей массы породы. Цвет бобовин буровато-коричневый, часто черный. Под микроскопом в большинстве своем они более или менее однородны по составу и сложены коллоидным недвупреломляющим железистым веществом. Однако нередко и зональные бобовины, периферические части которых сложены ритмично чередующимися тремя-четырьмя зонами различных по содержанию гидроокислов железа. Большинство бобовин разбито сетью радиальнолучистых и концентрических трещин усыхания (трещин синерезиса). Базальный цемент боксита макроскопически однородный под микроскопом обнаруживает микробобово-обломочную структуру. Микробобовины представлены округлыми сгустками бокситового коллоидного вещества. Очертания микробобовин нечеткие, расплывчатые. Обломки цемента представлены мелкими осколками титаномагнетита, кварца и бобовин.

Минеральный состав осадочных бокситов следующий: гиббсит, гематит, гетит, каолинит, ильменит, редко кварц. Гиббсит является порообразующим минералом: он составляет цемент боксита. Гетит и гематит по данным рентгеновского анализа являются главными минералами бобовин. Каолинит также входит в состав цемента. Ильменит и кварц встречаются в осадочных бокситах в виде обломков. В серо-зеленых разностях бокситов появляются новообразованные

минералы сидерит, кальцит, шамозит. Химический состав осадочных бокситов приведен в табл. 2.

В целом осадочные бокситы более низкокачественные, чем латеритные. Вниз по склону состав бокситов несколько ухудшается. В серо-зеленых разностях появляются закисное железо и окись кальция. По нашим данным и по результатам опробования геологоразведочных партий, содержание Al_2O_3 в бокситах колеблется от 36–38 до 50–54%, а SiO_2 – от 4–5% до 14–15%, в результате кремневый модуль осадочных бокситов Актогайского месторождения варьирует в интервале 2,5–14. Таким образом, они отвечают кондициям на алюминиевую руду и могут быть отнесены к маркам Б-5, Б-2, а отдельные разности – к БВ.

Кредиковское рудопроявление

Кредиковское бокситопоявление расположено на севере Мугоджар в междуречье левых притоков Ори, Кызыл-Каина и Дубер-Сая.

Рудопроявление приурочено к восточному крылу Кытынадырского антиклинория, являющегося одновременно западным бортом Орской депрессии. Складчатый фундамент в районе рудопроявления вместе с покрывающими его мезозойскими отложениями разбит разломами меридионального и субширотного направлений на ряд блоков, которые образуют мелкие поднятия и прогибы на фоне общего погружения фундамента. К району такого локального поднятия и приурочено Кредиковское рудопроявление. Породы фундамента на участке представлены главным образом зеленокаменно-измененными диабазами, спиллитами и яшмами силурийского возраста. Эта толща прорвана интрузиями гранитов и габбро среднего палеозоя. Данные породы на западе участка образуют поднятие с выходами на дневную поверхность и по зоне разлома контактируют с сероцветными терригенными породами зилаирской свиты верхнего девона. На восточной

Таблица 3

Химический состав латеритных бокситов Кредиковского рудопроявления

Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
801a	4,99	4,97	31,92	35,16	2,10	0,16	0,40
801б	2,50	0,46	60,97	3,57	-	-	-
Э-1	11,01	3,22	37,27	26,04	1,34	0,08	0,30
606	2,24	1,06	60,93	3,38	0,29	-	-
882a	2,33	0,86	59,00	5,44	0,56	-	0,41
913	7,38	1,38	55,22	6,79	0,44	-	-
К-6/1	14,34	1,60	38,70	23,30	0,17	-	1,15
883	3,50	2,50	36,60	33,50	1,67	-	-
О-4	4,10	3,45	33,40	36,30	1,80	-	0,40

Примечание. Обр. Э-1 – анализ В.П. Егорова; 606, 882a, К-6/1, 883, О-4 – анализы Л.И. Киселева [50].

границе рудопроявления, на зеленокаменной толще, залегают нижнекарбоновые конгломераты, песчаники и сланцы с прослоями углей, сменяющиеся известняками визе-намора.

На перечисленных породах развита верхнетриасовая кора выветривания площадного типа. Перекрывается кора буровато-серыми обломочными, нередко с углистыми детритом каолиновыми глинами с прослоями бурого железняка и бобовых бокситоподобных пород. В основании пачки наблюдается горизонт полимиктовых конгломератов с обломками пород подстилающей коры выветривания. По аналогии с миндыбайской свитой, развитой в соседних районах Орского Зауралья [30], эти отложения по возрасту могут быть отнесены к верхнетриасовым. Выше располагаются пески и углистые глины среднеюрского возраста. Заканчивается разрез континентальными песчано-глинистыми отложениями палеогена и неогена.

Кора выветривания. Рельеф поверхности выравнивания палеозойского фундамента в районе бокситопоявления слабо расчлененный с невысокими холмами; относительные превышения составляют 100–120 м. Площадная кора выветривания мощностью в среднем 35–37 м развита в виде чехла на породах различного состава и генезиса: диабазах, габбро, гранитах, сланцах (фиг. 4).

Полный и сокращенный профили выветривания с латеритными бокситами развиты только на породах основного состава и, как и на Актогайском месторождении, приурочены к верхним частям склонов и вершинам возвышенностей палеорельефа. Область распространения коры выветривания неполного гидрохлоритового профиля ограничена абсолютными отметками 180–200 м. Гипсометрически выше на отметках 200–250 м развит неполный гидрохлорит-каолиновый профиль выветривания. Важно отметить, что границы развития того или иного профиля нередко следуют по изолиниям кровли коры выветривания.

	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	Прочие	П.п.п.	Сумма
	0,28	0,09	0,007	1,50	18,28	-	-	99,85
	-	0,11	0,017	1,40	31,09	-	-	100,12
	0,17	0,23	0,06	-	-	0,13	20,69	99,54
	0,30	0,09	-	0,24	-	0,50	30,19	99,22
	0,11	0,16	-	0,50	-	0,10	30,50	99,97
	0,36	0,12	0,04	-	-	0,11	27,22	99,06
	0,18	0,16	0,05	0,22	-	0,12	20,34	99,33
	-	0,12	-	1,06	-	0,36	22,40	99,65
	1,20	0,08	Сл.	1,07	-	-	19,20	99,54

На породах гранитного ряда, кварц-мусковитовых сланцах независимо от их положения в палеорельефе развиты одна, редко две, нижние зоны. Устойчивость гранитов к процессам выветривания настолько велика, что они иногда образуют останцовые выходы среди площади развития коры выветривания пород основного состава.

Латеритные бокситы. Площадь распространения латеритных бокситов на Кредиковском рудопроявлении представляет собой слабо всхолмленное плато с абсолютными отметками 260–270 м. Латеритные бокситы в коренном залегании слагают невысокие "островные" сопки. Размер изометричных в плане залежей латеритных бокситов составляет 100–200 м в поперечнике, а иногда более; максимальная мощность их 3–4 м.

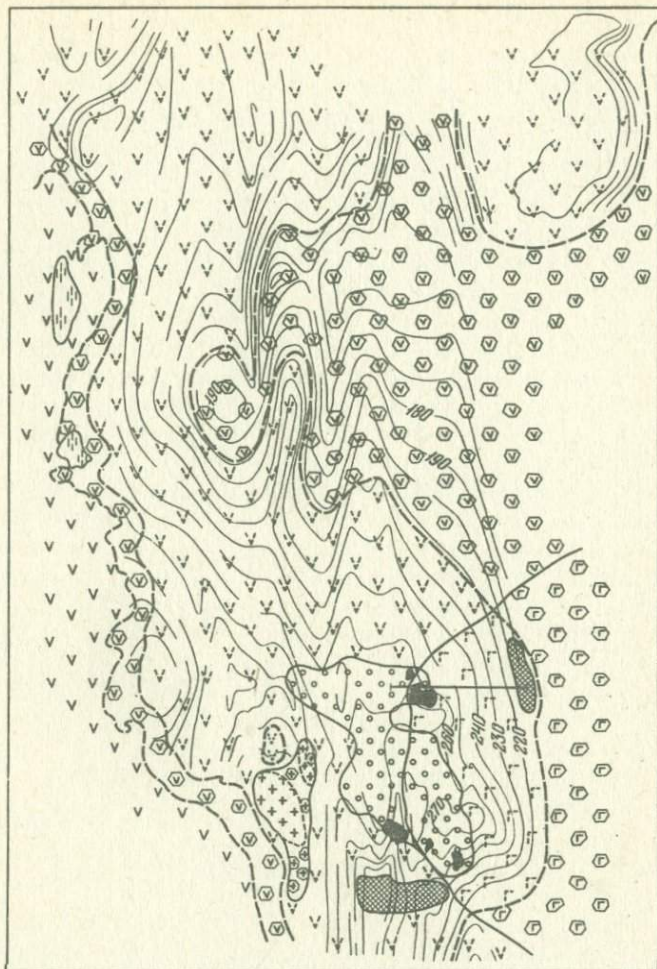
Латеритные бокситы представлены охристо-желтыми каменистыми пористыми породами с реликтовыми псевдоморфными структурами исходных пород: габбро, диабазы (Табл. III, в). Химический и минеральный составы латеритных бокситов Кредиковского рудопроявления варьирует в широких пределах (табл. 3). Так, в нижней части латеритного горизонта порода еще в значительной степени содержит каолинит. Вверх по разрезу содержание гиббсита возрастает и он становится основным породообразующим минералом.

На описываемом участке широко развиты также переотложенные латеритные бокситы. Они слагают маломощный слой остроугольных обломков, погруженных в рыхлую массу гиббсит-каолининовой глины и, по-видимому, представляют собой разрушенный и переотложенный на месте верхний горизонт коры выветривания.

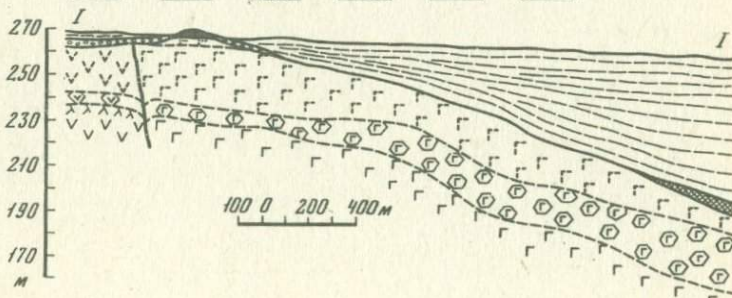
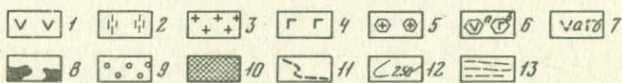
Среди обломков, слагающих шлейф, отмечаются следующие разновидности: бокситы, хорошо сохранившие структуру исходной породы, ожелезненные латериты, бурые железняки, ноздреватые латериты. Обломки латеритных "структурных" бокситов аналогичны латеритам описанным выше. Вторая разновидность представлена интенсивно ожелезненными породами, в которых реликтовая структура исходной породы сохранилась лишь участками в виде равномерно распределенных по всей породе пятен; ожелезнение при этом, по-видимому, распространялось внутрь от плоскостей блоковой отдель-

Фиг. 4. Карта коры выветривания и геологический разрез Кредиковского полигенного латеритно-осадочного рудопроявления бокситов [36]

1 – эффузивы основного состава силурийского возраста; 2 – вулканогенно-осадочные отложения девона; 3 – граниты; 4 – габбро. Продукты выветривания: 5 – гидрослюдисто-каолининовые на гранитах; 6 – гидрохлорит-монтмориллонитовые на эффузивах и габбро; 7 – каолинит-охристые на эффузивах и габбро; 8 – латеритные бокситы в коренном залегании; 9 – переотложенные латеритные бокситы; 10 – осадочные бокситы и бокситоподобные бобовообломочные породы; 11 – границы зон коры выветривания; 12 – изогипсы кровли коры выветривания; 13 – четвертичные отложения



1 0 1 2 3 4 км



ности породы. Обломки бурых железняков являются сливными породами массивной текстуры бурого цвета с фиолетовым оттенком. Обломки ноздреватых латеритов представлены сильно кавернозными каменистыми породами. В шлифах видно, что они сложены чистым гиббситом различной степени окристаллизованности — от скрытокристаллического колломорфного до крупнокристаллического. В породе отчетливо прослеживаются натечные и струйчатые образования, сложенные тем же гиббситом. Следов какой-либо структуры в этих породах не отмечается. В целом этот обломочный горизонт напоминает образования, описанные для латеритных бокситов современных тропических областей под названием "кирасса" [65, 107].

Осадочные бокситоподобные породы. На Кредиковском бокситопроявлении верхнетриасовые осадочные бокситоносные породы пользуются ограниченным распространением. Известно две небольших залежи в восточном и южном участках района, а также ряд мелких в центральной части рудопроявления. Залежи сложены каолинитовыми или каолинит-гиббситовыми, часто с лигнитом глинами. К основанию залежей приурочены линзы бурых железняков и бокситоподобных пород. Эти отложения залегают на каолинит-охристых породах коры выветривания и являются продуктами их переотложения. На породах нижней зеленоцветной зоны коры выветривания бокситоносные залежи в пределах рудопроявления не известны. Таким образом, указанные образования в палеорельефе располагаются на уровне формирования каолинит-охристого элювия, которым они в разрезе и подстилаются. Все залежи плащеобразной формы и в своем залегании копируют контуры дорудного рельефа. Как правило, бокситоносные породы перекрываются континентальными песками и углистыми глинами среднеюрского возраста. В центральной части рудопроявления наблюдается наиболее полный разрез верхнетриасовых бокситоносных отложений (снизу вверх):

Каолинитовые породы коры выветривания с реликтовой структурой диабаза. Мощность 2,60-2,45 м.

Глинистые породы бобово-обломочного строения буровато-серые в начале интервала и голубовато-серые с углистым детритом в конце. Бобовины размером 3-4 мм выполнены буро-коричневым железистым рыхлым веществом и составляют в породе до 20%. Обломки представлены гиббситизированными породами коры выветривания, размером в среднем 0,5 см, редко 2-3 см. Количество их в подошве горизонта резко возрастает. В конце интервала среди глинистых пород отмечается прослой мощностью 5-10 см бурых железняков обломочного и бобового строения. Мощность 2,45-1,45 м.

Прослой сливного с массивной текстурой железняка темно-бордового цвета. Мощность 1,45-1,00 м.

Бокситоподобная бобовая порода бурого и темно-бурого цвета. Бобовины размером 0,3-0,5 см рыхлые, железистые, составляют до 50%, цемент породы глинистый. Содержание свободного глинозема в породе 15%. Мощность 1,0-0,20 м.

Суглинок. Мощность 0,20-0,00 м.

В основном верхнетриасовые бокситоносные отложения имеют более простое строение: обломочные глины меняются вверх по разрезу бобово-обломочными породами. Для бокситоподобных пород характерны линзовидная форма рудных тел, простое строение пласта, бобово-обломочные и бобовые структуры, слабая окатанность обломков и плохая гранулометрическая сортировка. В минеральный состав породы входят гетит, каолинит, гиббсит, титаномагнетит, кварц, а в серо-зеленые разности также сидерит и шамозит. По химическому составу эти породы в основном отвечают аллитам, и лишь отдельные пробы показывают соотношения глинозема и кремнезема, позволяющие отнести их к бокситам низкого качества (Б-6).

Ишкининское рудопроявление

Бокситопроявление расположено в 15 км к север-северо-западу от г. Орска. В структурном отношении Ишкининское рудопроявление располагается на западном крыле Ирендыкского антиклинория в зоне сочленения последнего с Вознесенско-Присакмарским синклинорием.

Так же как и на Кредиковском участке, в районе Ишкининского рудопроявления палеозойский складчатый фундамент вместе с перекрывающим его мезокайнозойским осадочным чехлом разбит серией субмеридиональных нарушений на блоки. Часть таких блоков, испытавших вертикальное перемещение, образует в районе бокситопроявления локальные поднятия с выходами пород палеозойского фундамента, а также развитого на них древнего элювия на дневную поверхность. Фундамент сложен вулканогенно-осадочными отложениями сакмарской свиты силурийского возраста ($S_1In - S_2ld_1$). Интенсивно дислоцированные породы этой свиты представлены диабазами, порфиритами их лавобрекчиями, а на севере участка - кремнистыми, кремнисто-глинистыми и кремнисто-углистыми сланцами. Почти повсеместно в районе рудопроявления на породах палеозойского фундамента развиты образования верхнетриасовой коры выветривания. Древний элювий перекрывается осадочными отложениями миндыбайской свиты, представленными глинами, алевролитами, песчаниками и конгломератами. В основании свиты с глинистыми образованиями связаны линзовидные прослои бокситов и бокситоподобных пород.

Юрские отложения весьма широко распространены на описываемом участке. Они несогласно залегают на коре выветривания, образованиях миндыбайской свиты и представлены нерасчлененными континентальными отложениями - углистыми глинами, алевролитами и песчаниками. На выветрелых глинах юры в виде небольших пятен залегают конгломераты, доломитовые глины и гравелиты неокома. Выше располагаются отложения неогена, представленные пестроцветными каолинитовыми глинами, гравелитами, галечниками и песчаниками. Эти отложения пользуются ограниченным распространением. Заканчивается разрез аловияльными, пролювиальными, делювиальными и озерными образованиями четвертичного возраста.

Таблица 4

Химический состав латеритных и осадочных бокситов Ишкининского рудо

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
3769	2,64	3,85	40,28	22,51	4,82	0,09	0,51
13372	2,42	1,60	50,98	13,67	0,49	-	0,40
9369	9,42	1,60	29,41	5,47	21,64	0,18	0,50
9469	10,46	1,79	36,19	3,96	17,81	0,32	0,39
13872	7,05	1,06	27,52	44,18	-	0,44	0,30
3869	9,15	5,35	35,13	20,88	-	-	2,60
1669	13,74	2,34	33,57	27,37	-	-	0,71

Примечание. Обр. 3769, 13372, 9369 - латеритные бокситы; 13872, 3869, 1669 - осадочные бокситы.

Кора выветривания. Развитая на Ишкининском участке кора выветривания может быть отнесена к площадному типу, так как плащом покрывает палеозойские породы различного состава и генезиса. В участках, где элювиальные образования перекрыты верхнетриасовыми и юрскими осадками, их мощность наибольшая и составляет около 40 м. В приподнятых блоках фундамента осадочный чехол и породы коры выветривания подвергались размыву, в результате чего в таких участках нередко сохраняются лишь "корни" древнего элювия, часто представленные породами только одной нижней зоны.

Для участков коры выветривания Ишкининского рудопроявления, не подвергавшихся эрозии, выделяются полный и неполный профили выветривания. Полный профиль развит только на диабазах и приурочен к вершинам и верхним частям склонов палеорельефа. Он состоит из четырех зон: дезинтеграции, гидрохлорит-монтмориллонитовой, каолинит-охристой и каолинит-гипбсит-охристой. Гипсометрически уровни формирования такого профиля не опускаются ниже 250-270 м. Неполный профиль на диабазах приурочен к нижним частям склонов и впадинам реликтового рельефа и состоит из трех нижних зон, а верхняя каолинит-гипбсит-охристая зона в нем отсутствует. Абсолютные отметки формирования неполного профиля не превышают 240 м. На метаморфизованных осадочных породах фундамента - кремнистых, кремнисто-углистых и кремнисто-глинистых сланцах - независимо от их положения в палеорельефе развит только неполный профиль, состоящий из двух нижних зон.

Латеритные бокситы. Как на Актогайском и Кредиковском участках, на Ишкининском рудопроявлении залежи латеритных бокситов приурочены к вершинам и склонам палеорельефа - невысоким (около 30-40 м) сильно выположенным холмам.

В пределах возвышенностей латеритные бокситы образуют небольшие, до 500 м в поперечнике, изометричные в плане маломощные (до 1 м) залежи. Бокситы слагают верхние горизонты коры выветривания и представлены каменистыми и глинистыми ломками

проявления

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Прочие	CO ₂	Сумма
-	1,11	0,71	0,90	19,58	-	3,60	100,60
0,58	0,04	0,17	1,12	27,96	-	-	99,43
0,84	0,03	0,05	1,23	15,30	0,20	13,25	99,24
0,56	0,05	0,06	1,49	16,45	0,27	9,35	99,31
0,28	0,03	0,06	1,28	17,85	-	-	100,05
0,40	0,21	0,13	2,41	18,58	4,50	0,25	99,59
0,42	0,22	0,0016	3,75	16,36	1,1	0,20	99,73

породами охристо-желтого и серо-зеленого цвета с сизым оттенком. Охристо-желтые окраски наблюдаются в местах выхода этих пород на дневную поверхность, серо-зеленые и сизые - в участках перекрытия их углистыми отложениями юрского возраста. В породе прекрасно сохраняется реликтовая офитовая структура (табл. III, а). В серо-зеленых разностях латеритных бокситов, помимо обычных остаточных минералов, находятся новообразованные инфильтрационные сидерит, кальцит и шамозит.

Химический состав латеритных бокситов Ишкининского рудопроявления варьирует в широких пределах. Общим по сравнению с латеритными бокситами других проявлений является почти полное отсутствие щелочей и щелочных земель. Содержание же порообразующих компонентов SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ в них сильно колеблется. Лишь отдельные анализы показывают высокие содержания глинозема при низких - кремнезема и отвечают маркам БВ. Основная же масса латеритных бокситов невысокого качества (Б-6), что объясняется прежде всего разубоживанием руды в результате наложенных процессов (табл. 4).

Осадочные бокситы. Бокситоносная толща приурочена к основанию нижнемезозойской терригенной формации и представлена образованиями миндыбайской свиты [30] верхнего триаса. Бокситоносная часть разреза представляет собой слоистую толщу, в которой наблюдается чередование пластов каолинитовых глин, песчаников и конгломератов. Глинистые образования этой свиты часто содержат минералы свободного глинозема. К основанию разреза миндыбайской свиты приурочены линзовидные прослои аллитов, железистых бокситов и глиноземных железных руд. Бокситоносная толща залегает на породах коры выветривания. Подстилающие образования коры выветривания, как правило, представлены верхними горизонтами - каолинит-охристым или гипбсит-каолинит-охристым. Осадочные бокситы слагают изометричные в плане небольшие линзы. Строение бокситового пласта простое. По текстурно-структурным особенностям в осадочной толще на территории Ишкининского рудопроявления

явления можно выделить три разновидности бокситов: обломочную, бобово-обломочную и бобовую.

Обломочные и бобово-обломочные бокситы в виде делювиальных шлейфов покрывают сложенные коренными латеритами вершины и склоны холмов.

Залежи обломочных бокситов приурочены к вершинам возвышенностей и представлены каменистыми породами бурого цвета. Бокситы состоят из обломков и железистого цемента. Бобовины и пизолиты в обломочных бокситах отсутствуют. Обломки размером от нескольких миллиметров до 5-7 см представлены главным образом латеритными бокситами и в меньшей мере сильно ожелезненными бесструктурными породами. Характерно отсутствие гранулометрической сортировки пород и слабая окатанность обломков. Цемент породы часто имеет однородное строение и сложен гидроокислами железа (Табл. III, б). Под микроскопом видно, что в обломках латеритов, слагающих бокситы, прекрасно сохраняются реликтовые псевдоморфные структуры (Табл. III, в).

Бобово-обломочные бокситы и бокситоподобные породы располагаются на склонах возвышенностей. Бокситы - каменистые и полукаменистые буро-коричневого и серо-зеленого цвета. Их бобово-обломочное строение отчетливо наблюдается как в образцах, так и под микроскопом (Табл. IV, а, в); характерна плохая гранулометрическая сортировка обломочного материала. Бобовины составляют до 40% всей массы породы. Они представлены округлыми образованиями размером в среднем 2-3 мм буро-коричневого до черного цвета. Как правило, они однородны по составу и лишь в редких случаях имеют более твердую по сравнению с ядром черную железистую оболочку. В состав бобовин входят гетит, гематит, гиббсит. Обломки, составляющие около 10% породы, угловатой, часто неокатанной формы размером от 1 см до нескольких миллиметров и долей миллиметра представлены бокситом, породами и минералами коры выветривания, осколками бобовин и кварцем. Среди обломков пород коры выветривания встречаются как каолинизированные разности, так и сложенные нацело гиббситом, сохраняющие реликтовую офитовую структуру исходного диабаз (см. Табл. II, д). Цемент породы типа выполнения пор, иногда базальный - представлен однородным слабо раскристаллизованным агрегатом гиббсит-каолинитового состава, а в серо-зеленых разностях - с шамозитом.

Бобовые бокситы тяготеют главным образом к впадинам палеорельефа и по мере удаления от источника сноса фациально замещаются тонкими слонстыми углистыми глинами. Они представлены каменистыми и полукаменистыми породами буро-коричневого цвета. Бобовины составляют до 20% массы породы и распределены в боксите неравномерно. Отмечаются бобовины двух типов: черные и буро-коричневые. Черные бобовины имеют округлую, редко эллипсоидальную форму. Размер их примерно одинаков и составляет в среднем 3-5 мм. Границы с цементом резкие и четкие. При отделении бобовин от основной массы породы они обнаруживают глянцевую чер-

ную поверхность, их строение часто неоднородное: с темными обломочками и более светлым ядром и наоборот. Минеральный состав бобовин: гетит, гиббсит, каолинит. Цемент боксита типа выполнения пор сложен однородным веществом. В шлифах видно мелкобобовое строение; минеральный состав следующий: гиббсит, гетит, каолинит.

Химический состав бокситов приведен в табл. 4. В общем осадочные бокситы более низкокачественные, чем латеритные. Наиболее железистыми из выделенных разностей являются обломочные бокситы. В целом по рудопроявлению содержание глинозема в осадочных бокситах составляет 24–35%, кремнезема – 2,5–16%, окиси железа в пределах 20–40%, закиси железа – от десятых долей до одного процента. Остальные компоненты также присутствуют в незначительных количествах (см. табл. 4).

Карагандысайское рудопроявление

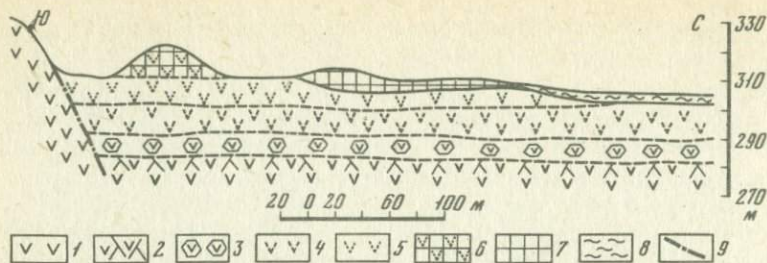
Расположенное в Орском Зауралье, рудопроявление приурочено к западному крылу Теренсайского антиклинория в зоне его сочленения с Акжароджусинским грабен-синклинорием.

Палеозойский фундамент в районе бокситопроявления сложен вулканогенно-осадочной толщей зеленокаменных пород девонского и карбонового возраста. Девонская система представлена карамылыташской ($D_1 - D_2$) и улутаусской (D_2gv) свитами. Первая свита сложена андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, диабазами, их туфами, лавобрекчиями и редкими прослоями кремнистых пород. В сложении улутаусской свиты принимают участие туфы и туффиты основного состава. На эти породы в северо-восточной части района налегает толща карбоновых отложений, представленных хлоритовыми, кварц-хлорит-серицитовыми и углисто-кремнисто-глинистыми сланцами.

На перечисленных породах развиты образования площадной коры выветривания латеритного типа. Перекрывающими породами являются небольшие линзы осадочных бокситов и осадочные породы неогенового возраста. Последние распространены только в северной и северо-восточной частях района и представлены каолинистыми глинами пестрой окраски с железистым бобовником в основании. Участками глины загипсованы. В целом же рудопроявление расположено на дневной поверхности.

Кора выветривания. На описываемом участке кора выветривания плащом покрывает породы различного состава и генезиса. При близкой мощности коры выветривания на туфах и сланцах и примерно одинаковом положении этих пород в палеорельефе на Карагандысайском участке отмечается уже знакомая по Кредиковскому бокситопроявлению картина приуроченности различных типов профилей выветривания к породам определенного состава.

Отметим, что с кремнисто-глинистыми сланцами на изученном участке связан неполный, состоящий из двух нижних зон (дезинтеграции и гидрослюдисто-каолинитовой) профиль выветривания.



Фиг. 5. Геологический разрез Карагандысайского бокситопоявления
1 — туфы основного состава; продукты выветривания: 2 — дезинтегрированные, 3 — гидрослюдиисто-монтмориллонитовые, 4 — каолинит-охристые, 5 — гиббсит-каолинит-охристые; 6 — латеритные бокситы; 7 — осадочные бокситы; 8 — глины; 9 — предполагаемое тектоническое нарушение

Латеритные и осадочные бокситы на Карагандысайском рудопроявлении пользуются ограниченным распространением и связаны с корой выветривания туфов основного состава.

Площадь развития коры выветривания на этих породах представляет собой слабо всхолмленную равнину, на которой отдельные выложенные холмы сложены бокситами. К югу и северо-востоку она ограничена выступами скальных пород палеозойского фундамента (фиг. 5). Мощность коры выветривания составляет 30–35 м. Гипсометрические отметки древнего элювия не превышают 320 м. Относительные превышения в рельефе составляют 20–30 м.

Для коры выветривания туфов выделяются полный и не полный типы профилей выветривания. Неполный профиль наиболее широко распространен на рудопроявлении. Верхние горизонты в неполном профиле сложены главным образом каолинит-охристыми продуктами выветривания.

Полный профиль, заканчивающийся латеритными бокситами, развит на возвышенных участках рельефа.

Таблица 5

Химический состав латеритных и осадочных бокситов Карагандысайского

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
29369	0,00	2,92	47,11	17,76	-	-	0,79
29170	1,01	2,29	60,04	2,33	-	-	0,20
75170	0,59	4,00	42,76	27,00	0,34	-	-
75270	11,79	7,94	33,20	25,53	0,34	-	-
76071	1,49	2,24	40,23	33,14	-	-	-

Примечание. Обр. 29369, 29170, 75170 — латеритные бокситы; 75270 — вещество из трубчатых плоскостей боксита обр. 75170; обр. 76071 — боксит осадочный обломочный.

Латеритные бокситы. Породы верхней подзоны гиббсит-каолинит-охристой зоны — латеритные бокситы ограниченно распространены на Карагандысайском рудопроявлении. Они приурочены к самым высоким гипсометрическим отметкам и слагают небольшие выположенные холмы, имеющие в плане округлую форму. Относительное превышение холма над окружающим рельефом составляет около 10 м. Холм полностью лишен растительности и резко выделяется буро-фиолетовой окраской на фоне зеленой травянистой степи. Изометричная в плане залежь латеритных бокситов мощностью около 3–4 м достигает 100 м в поперечнике. Латеритные бокситы, обнажающиеся в коренном залегании на вершине холма, на склонах образуют осыпи каменных обломков охристо-желтого и бурого цвета часто с сиреневым оттенком.

По текстурно-структурным особенностям можно выделить две разновидности латеритных бокситов — структурные и трубчатые. Структурные латеритные бокситы сохраняют реликтовую обломочную структуру туфов, хорошо различимую даже невооруженным глазом. Замещенные белым гиббситом, обломки пород округлой формы и обломки прямоугольных лейст плагиоклаза равномерно распространены в светло-буром существенно охристом цементе. Нередко порода неравномерно окрашена гидроокислами железа. Минеральный состав структурных латеритных бокситов тот же, что и на Актогайском месторождении и Кредиковском бокситопоявлении; он отличается лишь повышенным содержанием лейкоксена и наличием отдельных зерен остаточного кварца. Химический состав породы свидетельствует о значительном изменении при латеритном выветривании, которое приводит почти к полному отсутствию щелочных и щелочноземельных элементов, а в отдельных случаях и кремнезема (табл. 5). Пористость латеритных бокситов достигает 35–24% при объемном весе 1,75 г/см³.

Трубчатые бокситы слагают одну небольшую залежь, образуя на вершине невысокого холма развалы довольно крупных, до 1 м в поперечнике, глыб. Отмечается постепенный переход этих пород в глинистые образования коры выветривания. Бокситы представле-

рудопоявления

	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Прочие	Сумма
	1,11	0,03	0,01	2,30	26,92	0,77	99,72
	0,55	-	-	1,36	31,41	0,28	99,47
	-	-	-	1,63	23,37	-	99,69
	-	-	0,064	1,12	18,52	1,73	100,23
	0,28	0,03	0,02	1,40	20,78	-	99,61

ны каменистыми, относительно плотными породами бурого цвета с красным оттенком. Порода разбита сетью трубчатых полостей, напоминающих следы ползания илоидов. Полости, как правило, выполнены колломорфным веществом желтого цвета. Основная масса породы сложена однородным тонким агрегатом неяснобобового строения. Псевдобобовины различных размеров (от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров) отличаются от вмещающей массы лишь более темным цветом. Форма их округлая, границы с вмещающей массой нечеткие, расплывчатые. Трубчатые образования, составляющие 10–15% породы, равномерно распределены по всей массе и разнонаправлены. Так, на одной плоскости наблюдается сечение от перпендикулярных удлинению до срезов по всей длине трубки. Они, как правило, извилисты и редко разветвляются. Длина каналов до 7 см, диаметр 0,5–0,6 см. Иногда наблюдается пересечение нескольких трубок с образованием изометричной овальной полости размером 2–3 см в месте пересечения. Минеральный состав основной массы боксита – гиббсит, гетит, лейкоксен, ильменит. В шлифах видно, что гиббсит и гетит образуют тонкокристаллический однородный агрегат. Псевдобобовые образования расплывчатые и сливаются с вмещающей массой. Лейкоксен равномерно распылен по всей породе. Ильменит отмечается в виде единичных мелких (0,5 мм) зерен. Материал, выполняющий трубчатые полости, по данным термического, рентгеновского и химического анализов сложен каолинитом, гиббситом, гетитом и лейкоксом. Под микроскопом эти минералы неразличимы, так как образуют однородный колломорфный агрегат микробобового строения. Химический и минеральный составы этих образований резко отличаются от составов основной массы боксита. По сравнению с последней в веществе трубчатых образований появляется значительное количество SiO_2 , содержание TiO_2 увеличивается, примерно в два раза, содержание Fe_2O_3 уменьшается (см. табл. 5). Резко отличаются также и дифференциальные кривые нагревания вещества из трубок и основной массы. Первые характеризуются двумя эндотермическими (300–400 и 500–600) и одним экзотермическим эффектами, свойственными гиббситу и каолиниту, на вторых отмечается только один экзозэффект в области 300–400 (гиббсит, гетит). Таким образом, первоначальный вещественный состав боксита был исключительно близок к составу латеритных "структурных" бокситов. При позднейшем формировании "трубок" происходило перераспределение вещества, сопровождающееся деградацией его состава. Трубчатые бокситы в отличие от структурных характеризуются более высокими объемными весами (2,26 г/см) и относительно низкой пористостью (21,48%).

Осадочные бокситы. Осадочные бокситоносные отложения Карагандысайского рудопроявления представлены собственно бокситами. На участке известны две небольшие линзы осадочных бокситов. Гипсометрически они приурочены к возвышенным участкам и без видимых следов размыва залегают на гиббсит–каолинит–охристых по-

родах коры выветривания. Залежи осадочных бокситов, как и обнажения латеритов, лишены растительности и хорошо прослеживаются на поверхности благодаря буровато-фиолетовым окраскам пород. В плане тела осадочных бокситов имеют неизометричные формы, а в разрезе типично линзовидное строение. Граница бокситовых тел с подстилающими породами коры выветривания неровная, нередко карманообразная.

Строение осадочных бокситов Карагандысайского рудопроявления обломочное. Они представлены каменистыми породами бурого цвета с фиолетовым оттенком. Характерной особенностью этих бокситов является отсутствие гранулометрической сортировки в слагающем их обломочном материале. Обломки сложены бокситами с реликтовой структурой туфа, сливными железистыми породами, редко кварцем и ильменитом. Размер обломков колеблется от 2–3 см до 2–3 мм. Цемент породы представлен однородным тонкодисперсным алюможелезистым веществом.

В число минералов, слагающих эти бокситы, входят гиббсит, гетит, каолинит, лейкоксен, редко кварц и ильменит. По своему составу обломочные бокситы очень близки остаточным и в отличие от последних более железистые (см. табл. 5).

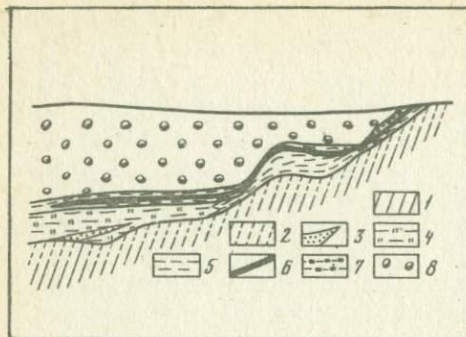
ДЕЛЮВИАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Осадочные делювиальные месторождения и рудопроявления широко распространены на территории южной оконечности Урала. По своему геологическому строению эти объекты сходны с полигенными латеритно-осадочными месторождениями. Принципиальным отличием данных генетических типов является отсутствие в пределах делювиальных месторождений залежей латеритных бокситов. Делювиальные месторождения в пределах описываемой территории в основном располагаются по периферии Мугоджар, в участках погружения палеозойского фундамента под осадочный платформенный чехол. Ниже приводится краткая характеристика Соркульского месторождения [5, 45, 119].

Соркульское месторождение

Месторождение расположено на западном склоне Мугоджар вблизи одноименного пересыхающего озера.

В тектоническом отношении месторождение приурочено к полосе сочленения двух крупных структурно-фациальных зон – миогеосинклинального прогиба Уральской складчатой системы и Тагило-Магнитогорского прогиба. Здесь по региональному глубинному разлому породы палеозойского складчатого фундамента контактируют с отложениями мела и палеогена платформенного чехла. Древнейшими породами фундамента являются зеленокаменные эффузивы силура, которые на западе тектонически контактируют с кремнистыми сланцами, песчаниками, известняками и конгломератами девона. На этих



Фиг. 6. Геологический разрез Соркульского месторождения бокситов

1 — алевролиты и песчаники девона; 2 — кора выветривания; 3 — пески; 4 — сероцветные углистые глины; 5 — глины каолиновые, пестроцветные; 6 — бокситы бобовые; 7 — бокситы бобово-обломочные; 8 — перекарывающие отложения

породах развита древняя кора выветривания. Образования мезокайнозойского осадочного платформенного чехла представлены нижнемеловыми бокситоносными осадками. Последние с размывом перекарываются морскими песками, опоками и глинами палеогена.

Кора выветривания. Древние элювиальные образования в районе месторождения в виде субмеридиональной полосы обнажены по границе тектонического контакта осадочных меловых пород с палеозойским фундаментом. При погружении фундамента развитая по нему кора выветривания уходит под покров осадочного чехла. Верхние, выходящие на дневную поверхность, горизонты коры выветривания представлены красноцветными глинистыми образованиями. По составу они каолинит-охристые. Нередко среди глинистого элювия отмечаются реликты окварцованных материнских пород. По данным П.А. Безрукова и А.Л. Яншина [5] — первооткрывателей этого месторождения, анализы глин показали, что продукты выветривания обогащены кремнеземом даже по сравнению с каолином, что, вероятно, связано с кремнистостью материнских пород. В некоторых случаях процесс выветривания сопровождался гидратацией кремнезема и переходом его в опал [5]. Л.И. Киселев [45] отмечает в верхних горизонтах коры выветривания присутствие свободного

Таблица 6

Химический состав осадочных бокситов Соркульского месторождения

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Н-5	17,62	1,29	29,36	33,65	-	0,53	Сл.
Н-4	9,53	2,18	43,22	30,30	-	0,04	Сл.
218-2	16,94	1,46	38,05	25,34	-	-	0,30
Н-3	14,60	0,73	51,86	5,86	-	0,05	0,30
Н-2	27,10	0,16	41,20	9,19	-	-	-
218-1	11,40	1,69	44,01	18,30	-	0,40	0,30

Примечание. Обр. Н-5, Н-4, 218-2 — бокситы бобово-обломочные; Н-3, Н-2, 218-1 — галька латеритных бокситов из бобово-обломочных.

глинозема в количествах до 1,37%, устанавливая, таким образом, ее латеритный характер. Мощность коры выветривания на Соркульском месторождении, по данным Л.И. Киселева [45], превышает 40 м.

Осадочные бокситы. Рудная зона Соркульского месторождения, по данным Л.И. Киселева [45], протягивается вдоль подножья Мугоджар на расстояние 22 км и более. Бокситоносные меловые отложения залегают на коре выветривания осадочной толщи девона.

В сводном разрезе [45] бокситоносные отложения имеют следующее строение (снизу вверх):

песчано-галечные отложения, до 5 м;

песчанистые глины, 3-10 м;

глины углистые, 3,5 - 30 м;

красные глины с линзами бокситов и бобовых пород, до 20-30 м;

пески, алевролиты, углистые глины, до 12 м.

От места прислонения описанной толщи к палеозойскому фундаменту в сторону его погружения наблюдается следующая закономерность: бокситоносная пачка пород из разреза фациально переходит в сероцветные глины, алевролиты и пески. Располагаясь на пологом склоне палеорельефа, бокситоносные отложения погружаются на западе месторождения и выходят на поверхность в восточном его участке (фиг. 6).

На месторождении известно три плащеобразных рудных залежи. Наиболее крупная из них Центральная — занимает часть склона с гипсометрическими отметками от 175 до 300 м. Рудный горизонт сложно построен и состоит из отдельных пластов и линз бокситов, переслаивающихся с бокситовыми глинами. Максимальная мощность бокситового пласта в западинах рельефа составляет 5,3 м.

Бокситы представлены каменистыми разностями. Цвет их красновато-бурый, иногда с зеленоватым оттенком. По текстурно-структурным особенностям выделяются бобовые и бобово-обломочные бокситы. Последние тяготеют к восточным флангам залежей, т.е. к участкам прислонения бокситоносной толщи к палеозойскому фундаменту. Среди обломков, слагающих бобово-обломочные разности

	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Сумма	SiO ₂ своб
-				1,43	15,72	99,65	9,44
-	0,03	0,02	0,08	2,35	12,85	99,66	-
-	0,11	0,03	0,03	2,76	14,15	99,35	-
0,28	0,044	0,05	0,05	1,29	25,42	100,46	-
0,22	0,08	0,05	0,05	1,40	20,50	99,65	14,50
-	0,05	0,14	0,04	2,00	22,04	100,34	-
0,14	0,02	0,04	0,04	2,00	22,04	100,34	-

бокситов, отмечаются латеритизированные породы палеозойского фундамента, эффузивы, аргиллиты, песчаники, обломки бобовых бокситов, осколки отдельных бобовин и зерна кварца. Важно отметить, что наряду с гиббситизированными обломками в бокситах отмечаются гальки слабо измененных, практически свежих пород фундамента. По данным Л.И. Киселева, бобовые бокситы слагают центральные части и восточные фланги залежей [45].

По своему составу бокситы низкого качества, что объясняется присутствием кварца, засоряющего руды. Породообразующими минералами бокситов являются гиббсит, гетит, гематит, в зеленоватых разностях — сидерит, шамозит. Химический состав бокситов и слагающих их обломков приведен в табл. 6.

КАРСТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Осадочные карстовые месторождения в пределах территории южной оконечности Урала известны на восточном склоне Мугоджарских гор (см. фиг. 1). Распространение этих месторождений связано прежде всего с областями развития карбонатных пород палеозойского фундамента. Предлагаемое краткое описание наиболее крупного и хорошо изученного Талдык-Ащесайского месторождения дается главным образом по литературным данным. При характеристике коры выветривания и бокситов использованы также результаты собственных наблюдений автора.

Талдык-Ащесайское месторождение

Талдык-Ащесайское месторождение приурочено к южной части структуры третьего порядка, Балкымбайской грабен-синклинали. В геологическом строении района принимают участие породы докембрия и палеозоя, слагающие складчатый фундамент, а также горизонтально залегающие на них рыхлые отложения мезо-кайнозойского осадочного чехла. Докембрийские породы слагают западный борт структуры и представлены высоко метаморфизованными породами гнейсового комплекса. Грабен-синклиналь выполнена толщей дислоцированных пород девонского и карбонового возрастов. Первые представлены андезитами, андезитовыми порфиритами и туфами, вторые — песчаниками и графитистыми сланцами с прослоями конгломератов, доломитов и известняков. Мезозойская группа пород сложена образованиями древней коры выветривания и нижнемеловыми континентальными бокситоносными отложениями. Заканчивается разрез зеленовато-серыми неслоистыми глинами плиоцена и перекрывающим их маломощным чехлом четвертичных образований. Балкымбайская грабен-синклиналь располагается в зоне одноименного регионально-го разлома меридионального простирания. Система мелких субширотных оперяющих разломов обуславливает блоковое строение палеозойского фундамента. Собственно Талдык-Ащесайское месторождение приурочено к узкой полосе карбоновых известняков меридио-

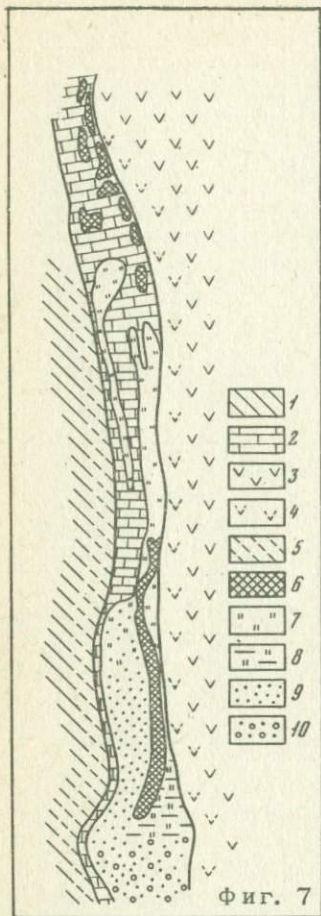
нального простираения. С запада известняки ограничены толщей осадочных пород девона, с востока — эффузивами карбонового возраста.

Кора выветривания. Древние элювиальные образования довольно широко распространены в восточной части месторождения и спорадически в виде пятен отмечаются на его западном участке. Кора выветривания плащом покрывает породы складчатого фундамента, распространяясь на глубину в зонах контактов пород различного состава и генезиса. Наибольшая мощность коры выветривания, до 70–75 м, отмечается в зоне контакта андезитов с известняками. По морфогенетическим особенностям кора выветривания Талдык-Ащесайского месторождения может быть отнесена к линейно-площадному типу. Состав продуктов выветривания верхних зон элювия определяется составом исходных пород. Верхние горизонты профиля выветривания песчаников и глинистых сланцев западного участка месторождения сложены гидрослюдисто-каолинитовыми породами с остаточным кварцем. В профиле выветривания эффузивов восточной окраины описываемой площади выделяется три зоны (снизу вверх): дезинтеграции, гидрохлорит-монтмориллонитовая и каолинит-охристая. Образования древнего элювия в значительной степени эродированы, поэтому полного профиля коры выветривания для Талдык-Ащесайского месторождения неизвестно.

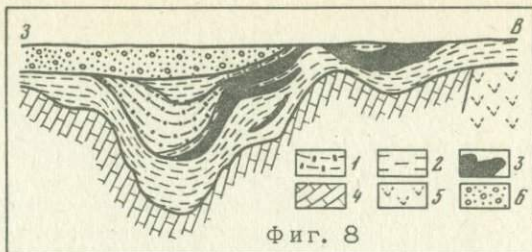
Осадочные бокситы. Бокситоносные породы на месторождении связаны с толщей нижнемеловых континентальных отложений. Последние приурочены к единой депрессии, развитой на известняках карбона. По ширине депрессия практически занимает всю полосу известняков и вытянута в меридиональном направлении вдоль их простираения. Многочисленными выступами известняков депрессия разобрана на отдельные впадины различной конфигурации и глубины. Континентальные отложения выполняют отдельные впадины на севере района и в виде сплошной полосы распространены в его южной части. В их составе преобладают кварцевые пески, каолинитовые и каолинит-гидрослюдистые глины, углистые глины. В подчиненном количестве отмечаются бокситоносные породы. Перечисленные образования в целом дифференцированы по площади депрессии. Глины и пески слагают главным образом ее западные участки, в то время как бокситоносные породы тяготеют к восточным флагнам депрессии (фиг. 7).

Бокситоносные отложения имеют сложное строение. Основание разреза обычно слагают обломочные породы. Обломки различного размера представлены известняками, слабо выветрелыми эффузивами и туфами. Вверх по разрезу они сменяются пестроцветными и белыми глинами каолинитового состава. Заканчивается разрез собственно бокситоносным горизонтом — каолинитовыми и каолинит-гипсбситовыми глинами с линзами и прослоями бокситов. Мощность горизонта составляет 25–55 м, в среднем 30–40 м (фиг. 8).

Бокситы на Талдык-Ащесайском месторождении образуют залежи различной мощности и конфигурации. Морфология рудных тел определяется формой вмещающих впадин. В центральных частях мощ-



Фиг. 7



Фиг. 8

Фиг. 7. Схематическая геологическая карта района Талдык-Ащесайского месторождения с дополнениями автора (покровные отложения сняты)

1-3- палеозойские породы: 1 - песчаники; глинистые сланцы, 2 - известняки, 3 - эффузивы и туфы; 4-5- продукты коры выветривания: 4 - каолинит-охристые на эффузивах, 5 - кварц-гидрослюдастые на песчаниках и сланцах; 6-9 - нижнемеловые континентальные отложения: 6 - бокситоносные породы; 7 - глины углистые; 8 - глины пестроцветные каолинитовые; 9 - пески кварцевые; 10 - пески, глины

Фиг. 8. Геологический разрез Талдык-Ащесайского месторождения

1 - глины углистые; 2 - глины пестроцветные каолинитовые; 3 - бокситы; 4 - известняки; 5 - каолинит-охристые продукты коры выветривания эффузивов; 6 - перекрывающие отложения

ность бокситов больше, чем в краевых. В вертикальном разрезе обычно отмечается несколько бокситовых залежей, разделенных прослоями каолинитовых глин. Реже отмечается одноэтажное строение бокситоносного горизонта. Мощность отдельных рудных тел достигает 18 м.

По текстурно-структурным особенностям среди бокситов выделяются бобовые и бобово-обломочные разности (Табл. IV, б, в), однако бобовые бокситы преобладают. Как правило, они слагают центральные части и западные фланги залежей. Бобово-обломочные руды четко тяготеют к краевым частям залежей, прилегающим к контакту известняков с корой выветривания алюмосиликатных пород. Важно отметить, что среди обломков встречаются каолинизированные продукты коры выветривания, а также латеритные бокситы, сохранившие текстурно-структурные особенности исходных пород - эффузивов и туфов, развитых вдоль восточной границы известняков.

Таблица 7

Химический состав бокситов Талдык-Ащесайского месторождения

Компоненты	Номер образца		Компоненты	Номер образца	
	1	2		1	2
SiO ₂	2,45	1,27	CaO	0,29	0,29
TiO ₂	2,01	2,87	Na ₂ O	0,03	0,06
Al ₂ O ₃	47,31	61,47	K ₂ O	0,01	0,01
Fe ₂ O ₃	21,25	0,98	H ₂ O ⁻	1,19	0,80
FeO	Не обн.	Не обн.	H ₂ O ⁺	25,57	31,30
MnO	"	"	CO ₂	Не обн.	Не обн.
MgO		0,42	Сумма	100,52	99,47

По своим физико-механическим свойствам бокситы подразделяются на каменные, рыхлые и глинистые разновидности. Четкой закономерности в распределении тех или иных бокситов в пределах одной рудной залежи не наблюдается. Часто каменные бокситы приурочены к центральной части, где они слагают верхний горизонт.

Химический состав бокситов в значительной степени варьирует. В среднем качество бокситов невысокое (SiO₂ 14-15%, TiO₂ 2-3%, Al₂O₃ 45-47%, Fe₂O₃ 13-14%, п.п.п. 22-25%). Лучшие марки составляют бобовые каменные бокситы (табл. 7). Породообразующими минералами бокситов являются гибсит, гетит, гематит и в меньшей степени каолинит.

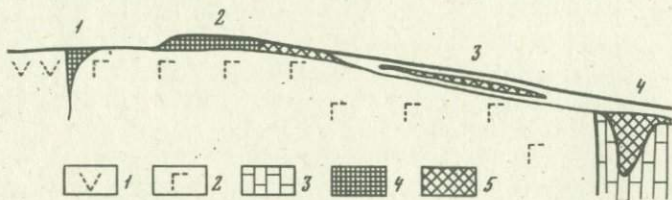
Таким образом, рассмотрение геологического строения Талдык-Ащесайского осадочного карстового месторождения, особенностей локализации в его пределах рудных залежей, текстур и структур руд показывает, что в пределах единой закарстованной поверхности известняков бокситоносные отложения месторождения слагают восточную часть депрессии, примыкающую непосредственно к коре выветривания алюмосиликатных пород. Прямыми признаками связи бокситоносных отложений с корой выветривания является наличие в осадочных рудах обломков латеритных бокситов, сохраняющих текстурно-структурные особенности материнских пород.

Фациальные аналоги бокситоносных отложений в западной части месторождения представлены главным образом глинами и песками и являются переотложенной корой выветривания песчаников и глинистых сланцев, слагающих этот участок месторождения.

Изложенные факты свидетельствуют о дифференцированном проявлении латеритных процессов на описываемой территории. Латеритное выветривание затрагивало только алюмосиликатные породы. На осадочных породах в тех же условиях развивался неполный профиль.

СВОДНЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ РЯД БОКСИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ УРАЛА

Как было показано выше, на территории Мугоджар и Орского Зауралья установлены различные генетические типы бокситовых месторождений следующего ряда: остаточный, полигенный латеритно-осадочный и осадочный делювиальный и карстовый. Общим генетическим признаком, позволяющим объединить перечисленные типы в единый ряд, является источник бокситового вещества, общий для всех месторождений. Таковым являлась латеритная кора выветри-



Фиг. 9. Сводный генетический ряд бокситовых месторождений южной оконечности Урала

1-2- кора выветривания пород палеозойского фундамента: 1 - серпентинитов, 2 - габбро; 3 - известняки; 4 - остаточные бокситы; 5 - осадочные бокситы. Месторождения бокситов (цифры на схеме): 1 - остаточные, 2 - полигенные латеритно-осадочные; 3 - осадочные делювиальные; 4 - осадочные карстовые

вания пород основного состава. Эволюция же бокситового вещества во времени и пространстве приводила к созданию месторождений различного генезиса, но единого генетического ряда.

Прямыми производными латеритной коры выветривания являлись остаточные месторождения, формирующиеся в результате глубокого физико-химического разложения пород "in situ". При перетолжении рудного вещества в условиях склонов образовывались полигенные латеритно-осадочные и осадочные делювиальные месторождения. В результате сноса бокситового вещества в карстовые полости формировались карстовые осадочные месторождения. В последнем случае прямая пространственная связь с корой выветривания алюмосиликатных пород утрачивалась (фиг. 9).

Таким образом, различные по условиям формирования бокситовые месторождения южной оконечности Урала в пределах единой территории образуют генетический ряд, аналогичный сводному генетическому ряду, выделенному Д.Г. Сапожниковым для бокситовых месторождений платформенных областей СССР в целом [104].

Среди месторождений перечисленных генетических типов для южной оконечности Урала, а также прилегающей территории Западного Казахстана наиболее крупными и часто встречающимися являются осадочные карстовые. Остаточные бокситы представлены единичными рудопроявлениями. Полигенные латеритно-осадочные и осадочные делювиальные месторождения по своей практической значимости и частоте встречаемости занимают среднее положение.

МИНЕРАЛЫ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ
И ОСАДОЧНЫХ БОКСИТОВ

Число основных породообразующих гипергенных минералов в бокситоносных корах выветривания и связанных с ними осадочных бокситах изученного района относительно невелико. Широко распространены среди элювиальных образований и продуктов их переотложения монтмориллонит, "гидрохлорит", каолинит, гетит, гематит, гиббсит, реже встречаются гидрослюда, галлуазит, бемит, шамозит, сидерит, доломит, кальцит, пирит. Минералогические находки составляют алюмогидрокальцит, нордстрандит, алунит, аллофан, Ni, Co-содержащий псиломелан. Среди перечисленных минералов шамозит, сидерит, пирит, частично каолинит, кальцит, галлуазит являются эпигенетическими образованиями в коре выветривания и бокситах, формирующимися под воздействием вторичных процессов. В единичных случаях среди продуктов выветривания отмечаются реликтовые для них ильменит, шпинель.

В настоящей главе минералы коры выветривания и бокситов месторождений Южного Урала описаны с различной полнотой. Наиболее детально освещены минералы из группы "гидрохлоритов", подробно описан главный породообразующий минерал бокситов — гиббсит, приводятся результаты исследования редко встречаемых в природе алюмогидрокальцита и нордстрандита.

Смешеннослойный минерал хлорит — "разбухающий хлорит".

"Гидрохлориты" — породообразующие минералы нижних зон коры выветривания пород основного состава — являются продуктами изменения темноцветных минералов — пироксенов, амфиболов, хлоритов. Замещение вкрапленников перечисленных минералов происходит по трещинкам спайности, в результате чего на первых стадиях выветривания образуются пятнистые и сетчатые структуры с реликтами остаточного минерала в центрах ячеек. При замещении основной массы породы "гидрохлориты", как правило, образуют чешуйчатые агрегаты. Объектом для детальных исследований послужил "гидрохлорит", развивающийся в виде волокнистых агрегатов по основной массе диабазов в коре выветривания Ишкининского рудопроявления. Длина волокон составляет в среднем 0,2–0,5 мм. Минерал в массе темно-зеленого цвета со стекляннным блеском и занозистым изломом. Он обладает ясным плеохроизмом от светло- до темно-зеленого по Ng; $N_g = 1,589$, $N_p = 1,579$, двупреломление $N_g - N_p = 0,010 \pm 0,002$. Рентгенограмма ориентированного образца содержит серию базальных отражений $d(001) = \frac{14,2 \text{ \AA}}{2}$. После насы-

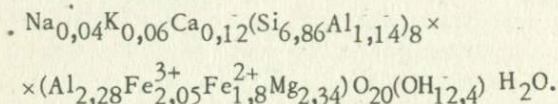
Таблица 8

Химический состав минерала хлорит - "разбухающий хлорит"

Компоненты	Содержание, %	Компоненты	Содержание, %
SiO ₂	36,82	CaO	0,63
TiO ₂	0,17	Na ₂ O	0,10
Al ₂ O ₃	15,48	K ₂ O	0,22
Fe ₂ O ₃	14,56	H ₂ O ⁻	6,00
FeO	6,63	H ₂ O ⁺	10,14
MnO	-	Сумма	99,88
MgO	8,40		

шения образца глицерином на дифрактограмме зарегистрирована нецелочисленная серия базальных отражений с межплоскостными расстояниями, равными 17,2; 7,5; 4,61 Å и т.д. После прокаливания образца на дифрактограмме регистрируется интенсивный рефлекс с $d = 13,8$ Å (фиг. 10).

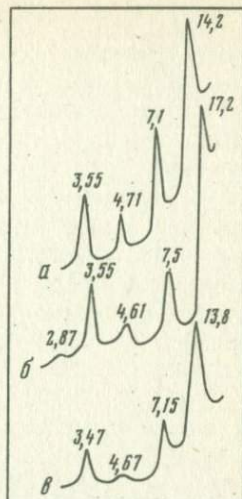
На основании результатов химического анализа (табл. 8) была рассчитана следующая формула, отражающая усредненный состав хлоритовых пакетов:



Необычной особенностью исследуемого смешаннослойного минерала является то, что на рентгенограмме от неориентированного препарата имеется два отражения (060) с межплоскостными расстояниями 1,502 и 1,585 Å соответственно. Следовательно, в образце содержатся диоктаэдрические и триоктаэдрические слои.

На точечных электронограммах большого числа микромонокристаллов наблюдается две системы рефлексов, одна из которых соответствует размеру ячейки в плоскости слоя, равному 5,14 Å, а другая - 5,32 Å. Наличие двух, расположенных по единому гексагональному мотиву, систем отражений hkl , очевидно, является результатом того, что отдельные микромонокристаллы содержат как диоктаэдрические, так и триоктаэдрические слои, находящиеся в строго ориентированном положении друг относительно друга. Важно отметить, что в процессе нагрева исследуемого препарата электронным пучком происходило постепенное ослабление интенсивности рефлексов, характеризующих диоктаэдрические пакеты структуры, вплоть до их полного исчезновения; на дифракционной картине оста-

Фиг. 10. Дифрактограммы ориентированного образца (а) насыщенного глицерином (б), прокаленного при 600°C (в)



валась одна система отражений от триоктаэдрических пакетов (Табл. V, а, б). Полученные данные свидетельствуют о неодинаковой степени совершенства различных пакетов исследуемого минерала — триоктаэдрические пакеты более совершенны. Таким образом, рентгеноструктурные исследования, микродифракция электронов и другие позволили установить, что минерал из группы "гидрохлоритов" в данном конкретном случае представляет собой смешенно-слоистое образование. В его структуре неупорядоченно чередуются (в отношении 1:1) диоктаэдрические и триоктаэдрические 14 Å пакеты. Эффект разрухания минерала при насыщении его глицерином обусловлен несоизмерностью a и b параметров ди- и триоктаэдрических пакетов и дефектностью одноэтажных слоев [83].

Монтмориллонит. Продукт гипергенного изменения плагиоклазов монтмориллонит является одним из породообразующих минералов нижней зеленоцветной зоны коры выветривания пород основного состава. Изменение плагиоклаза сопровождается помутнением минерала, он становится непрозрачным от светло-серого до белого цвета, постепенно теряет хрупкость и приобретает пластичность. В шлифах видно, что монтмориллонит тончешуйчатого строения сначала замещает плагиоклаз по трещинкам и далее развивается от центра зерен к их периферии, в результате чего наблюдаются "фулярировидные" структуры замещения с оторочкой неизмененного плагиоклаза вокруг существенно монтмориллонитового ядра. Цвет монтмориллонита, как правило, бежевый, реже желтовато-розовый, без заметного плеохроизма. Тонкодисперсное строение минерала сильно затрудняет определение оптических свойств $N_g = 1,535$, $N_p = 1,526$, $N_g - N_p = 0,009$.

Кривые нагревания тонкоотмученных фракций монтмориллонита характеризуются тремя эндотермическими эффектами. Первый, асимметричный эндотермический эффект отмечается в интервале 100–300° и соответствует потере межслоевой воды; второй — при 600°C и обусловлен потерей минералом группы OH. Третий эндотермический пик при температуре 800–900° связан с полным разрушением структуры минерала.

На порошкограммах изученных образцов отмечаются базальные отражения, свойственные монтмориллониту. С глицерином базальное межплоскостное расстояние, равное 14 Å, увеличивается до 17,7 Å, а при прокаливании образца при 600°C сокращается до 10 Å.

Гидрослюда. Встречается в коре выветривания пород основного состава иногда только в нижних зонах. Предположительно, к гидрослуде нами отнесены тонко чешуйчатые агрегаты с большим дву- преломлением. Вместе с монтмориллонитом они развиваются по обломкам пород и цементу туфа на Карагандысайском бокситопро- явлении. Присутствие гидрослуды в первичных продуктах выветри- вания подтверждается данными рентгеновского и термического ана- лизов, а также повышенным содержанием калия в образцах заведо- мо не содержащих реликтов полевых шпатов. На кривых нагревания тонкоотмученных фракций отмечается три узких симметричных эндотермических эффекта при $200-300^{\circ}$, $500-600^{\circ}$, при $800-900^{\circ}\text{C}$. На дифрактограммах отмечается свойственное гидрослюдам отражение в 10 \AA .

Кальцит. Карбонат в тех или иных количествах часто присут- ствует в продуктах изменения как темноцветных минералов, так и плагиоклазов. Как правило, он образует оторочки вокруг выделе- ний этих минералов, располагается в них по направлениям реликто- вой спайности, иногда целиком замещает вкрапленники. Содержание кальцита в породах гидрохлорит-монтмориллонитовой зоны значи- тельно варьирует. Наибольшее количество этого минерала отмеча- ется в низах зоны.

В шлифах кальцит легко узнается благодаря резкой псевдоабсор- бции зерен, высоким интерференционным окраскам и шагреновой поверхности выделений. На кривых нагревания образцов, богатых карбонатом, отмечается высокотемпературный эндозффект ($900-1000^{\circ}$). На ИК-спектрах специально отобранных вкрапленников выветрелых плагиоклазов и пироксенов наряду с глинистыми продук- тами их изменения отмечаются и полосы карбоната 1400 см^{-1} .

Каолинит. Этот минерал является одним из наиболее широко распространенных образований в коре выветривания. Различаются первичный каолинит-продукт выветривания материнских пород и вторичный - возникающий при ресилификации латеритных и осадоч- ных бокситов. Первичный каолинит в нижних частях зоны гидролиза представлен тонкодисперсным агрегатом, развивающимся по вкрап- ленникам плагиоклаза и в резко подчиненном количестве совмест- но с гетитом и гематитом по выделениям темноцветных минералов. В верхних горизонтах профиля выветривания этот минерал нередко представлен довольно крупными (до $0,2-0,3 \text{ мм}$) червеобразными кристаллами. Вторичный каолинит устанавливается в зонах ресили- фикации остаточных и осадочных бокситов. В латеритных бокситах Кредиковского рудопроявления он образует полные псевдоморфозы по гиббситизированным вкрапленникам плагиоклазов. В осадочных рудах вторичный каолинит замещает гиббсит бобовин и цемент по- роды. Как правило, каолинизация сопровождается выносом железа. Термоаналитические кривые, полученные для чистых каолинитов из коры выветривания и зон ресилификации, близки между собой. Не- большое отличие наблюдается в области экзотермического эффекта при 1000°C . У элювиальных каолинитов он более четкий и интен-

Таблица 9

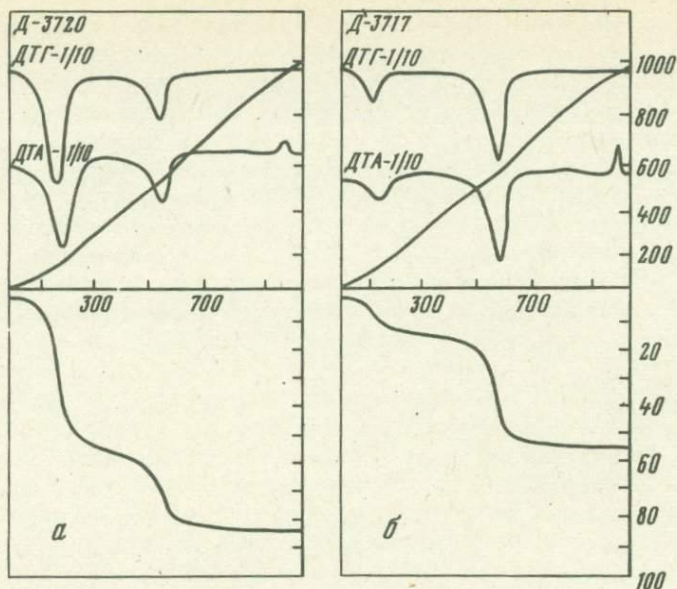
Химический состав гидрогаллуазитов из промежуточных продуктов разложения габбро и вторичных галлуазитов

Компоненты	Гидрогаллуазит		Вторичный галлуазит	
SiO ₂	34,48	35,80	43,20	42,67
TiO ₂	0,01	-	-	0,02
Al ₂ O ₃	35,65	37,87	39,31	38,74
Fe ₂ O ₃	0,61	0,33	0,33	1,57
FeO	-	-	-	-
MnO	-	-	-	-
MgO	0,65	1,65	-	-
CaO	2,25	1,00	-	1,40
Na ₂ O	0,11	0,49	0,02	0,22
K ₂ O	0,23	0,07	0,05	0,02
H ₂ O ⁻	13,65	10,57	3,73	2,20
H ₂ O ⁺	11,85	11,56	13,52	13,68
CO ₂	-	0,66	-	-
Сумма	99,49	100,00	100,16	100,52

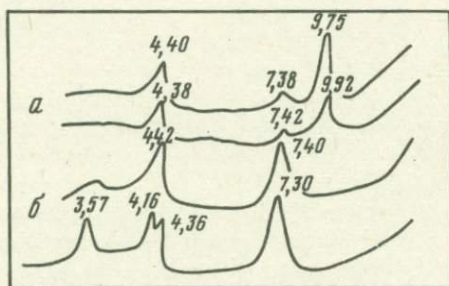
сивный. ИК-спектры каолинитов характеризуются максимумами при 930 см⁻¹, 1120 см⁻¹, слабым дуплетом около 3660 см⁻¹ и довольно интенсивной полосой около 3700 см⁻¹. Полоса около 3700 см⁻¹ и дуплет около 3600 см⁻¹ соответствуют колебаниям OH-групп каолинитового минерала. На рентгенограммах и дифрактограммах отмученных глинистых фракций из продуктов зоны гидролиза имеются все основные рефлексы, свойственные каолиниту (7,16; 3,56 Å и др.).

Галлуазит. Данный минерал широко распространен в бокситоносной коре выветривания габброидов Кемпирсайского массива. Как было показано при описании Ново-Бурановского рудопроявления, галлуазит формирует промежуточные зоны разложения габбро в зональных бокситовых залежах, а также замещает последние под воздействием эпигенетических процессов.

Проведенные химические, рентгеноструктурные, ИКС и другие исследования позволили выявить существенные различия в составе и внутреннем строении галлуазитов переходной зоны (первичные галлуазиты) и зоны вторичного каолина (вторичные галлуазиты).



Фиг. 11. Дериватогаммы гидрогаллуазита (а) и метагаллуазита (б)



Фиг. 12. Дифрактограммы гидрогаллуазита (а) и метагаллуазита (б)

Химический анализ продуктов переходной зоны показывает повышенный (по сравнению с теоретическим для галлуазитов) состав в них глинозема (табл. 9). Судя по анализу, исследуемые образцы, наряду с диагностированным гидрогаллуазитом, должны содержать минералы свободного глинозема. Однако последние рентгеновским, ИКС, электронно-микроскопическим методами исследования не устанавливаются. Обращает внимание также повышенная (главным образом за счет низкотемпературной воды) гидратированность образцов. Потеря воды в интервале $100-200^{\circ}$ для отдельных проб, по данным термографии, составляет 18,4%, при общей потере до 28%. При хранении на воздухе в течение нескольких лет образцы "не высыхают" и сохраняют в своем составе то же количество низко-

температурной воды. В качестве единственной причины, объясняющей необычный состав указанных продуктов, можно предположить в них наличие аллофанов. В состав исследуемых образцов (по-видимому, изоморфно) входят небольшие количества щелочноземельных и щелочных элементов. Химический состав галлуазитов из зон вторичных изменений близок составу обычных метагаллуазитов (см. табл. 9).

Электронно-микроскопическое изучение суспензионных препаратов, приготовленных из первичных галлуазитов, показывает, что они представлены однородной массой мелких слегка удлинённых частиц близких размеров. Для вторичных галлуазитов характерна смесь короткостолбчатых частиц и удлинённых хорошо оформленных индивидов (Табл. VI, а, б).

Дериватограммы наиболее "чистых" продуктов промежуточной между бокситами и свежей породой зоны содержат, как правило, два эндоэффекта — интенсивный в интервале $100-200^{\circ}$, меньший в области $500-600^{\circ}$ и экзоэффект около 950° (фиг. 11, а). Более сложный характер носят дериватограммы образцов, содержащих наряду с галлуазитом кальцит. Иной облик имеют кривые нагревания галлуазитов из зон вторичного каолина (фиг. 11, б). Интенсивности эндоэффектов этих минералов обратны по сравнению с таковыми гидрогаллуазитов.

Дифрактограммы первичных галлуазитов характеризуются слабой рентгеновской картиной с эффектом двумерной дифракции (фиг. 12, а, б). Широкий асимметричный максимум (001) отражения с $d = 9,8-9,9 \text{ \AA}$ меняет свое значение до 11 \AA при насыщении минерала глицерином. При нагревании образца ($t^{\circ} = 250-300^{\circ}\text{C}$) этот максимум смещается до $7,2 \text{ \AA}$. Дифракционные отражения (001) частично гидратированных галлуазитов более интенсивные и четкие с $d = 7,2-7,4 \text{ \AA}$ (фиг. 13). Положение последних не меняется после обработки препарата глицерином [85].

ИК-спектры изученных галлуазитов также различны. У минералов первой группы отмечаются две неясно выраженные полосы в области валентных колебаний OH^- в отличие от двух относительно четких интенсивных максимумов в этой области у вторичных галлуазитов.

Шамозит. Широко распространен во вторичных измененных породах коры выветривания и осадочных бокситах. В продуктах выветривания этот минерал часто развит в виде землистых, нередко натечных скрытокристаллических масс грязно-зеленого и серого цвета. В шлифах отчетливо видно, что шамозит выполняет поры и пустоты, замещает гиббсит и каолинит; при этом реликтовая структура породы частично или полностью утрачивается. В преобразованном профиле коры выветривания содержание этого минерала убывает снизу вверх. Скрытокристаллическое строение шамозита обуславливает резкое обогащение им тонкой глинистой фракции. Содержание шамозита в последней достигает 55-71% по сравнению с 9-40% в валовых пробах. В осадочных бокситах шамозит часто образует коллоидные однородные массы. Он замещает цемент породы и обра-

зует прожилки в виде агрегатов чешуйчатого строения. Сrostки хорошо оформленных пластинчатых кристаллов шамозита псевдогексагональной формы инкрустируют трещинки в бокситах. Показатели преломления шамозита близки к каолиниту ($N_{cp} = 1,566$). На кривых нагревания глинистых фракций, обогащенных шамозитом, фиксируется экзоэффект около 350° , соответствующий окислению закисного железа. Содержание FeO, входящего в структуру слоистого силиката, достигает 15,06%. Изученные шамозиты имеют каолинитоподобную структуру, так как на рентгенограммах отсутствует отражение в 14 \AA (6,9; 4,32; 3,51; 2,517; 2,342; 1,521 и др.).

Сидерит. Наиболее распространенный минерал в зонах вторичного изменения. Форма выделений минерала часто сфероидальная. Овоиды сидерита размером до 1,5 мм и их сrostки образуют в продуктах выветривания и осадочных бокситах скопления, приуроченные к трещиноватым участкам пород. Концентрами для овоидов сидерита нередко служат реликтовые рудные минералы коры выветривания. Часто сидерит формирует крутопадающие, выклинивающиеся с глубиной прожилки. В виде зернистых агрегатов он замещает цемент в осадочных бокситах, корродирует бобовины, обломки пород и минералов. Являясь более поздним по отношению к шамозиту, сидерит нередко замещает его. В трещинах и пустотах встречаются хорошо оформленные ромбоздры сидерита. Нередко выделения этого минерала имеют зональное строение. В осадочных бокситах отмечались также участки взаимного прорастания гиббсита и сидерита. Подобные образования описаны ранее Е.Н. Куземкиной для бокситов Красноярского месторождения [54]. В отличие от шамозита, обогащающего нижние горизонты вторично измененных зон (оглеения), сидерит накапливается в их верхних частях. Это хорошо иллюстрируется данными химического анализа продуктов выветривания (снизу вверх растет содержание CO_2 и FeO), показывающими при пересчете на минеральный состав увеличение содержания сидерита с 2,6 до 33,7%. В шлифах минерал прозрачный, имеет высокие интерференционные окраски. Кривая нагревания чисто отобранного сидерита из прожилков в осадочных бокситах Актогайского месторождения соответствует эталонным кривым нагревания этого минерала (эндоэффект $500-600^{\circ}$, экзоэффект $600-700^{\circ}$).

Псиломелан. Ni, Co, Si-содержащий псиломелан был встречен среди продуктов вторичных изменений (в зонах ресилификации) латеритных бокситов Ново-Бурановского рудопроявления. В этих зонах псиломелан образует скопления дробевидных, плохо окристаллизованных образований. Размеры отдельных выделений минерала

Фиг. 13. Дифференциальные кривые нагревания (а) и ИК-спектры (б) гиббситов из латеритных (I) и осадочных (II) бокситов, на габбро (1), диабазе (2, 3), сланцах (4), нефелиновых сиенитах (5), туфах основного состава (6); образцы 4, 5 приведены для сравнения (коллекция А.Д. Слуккина)

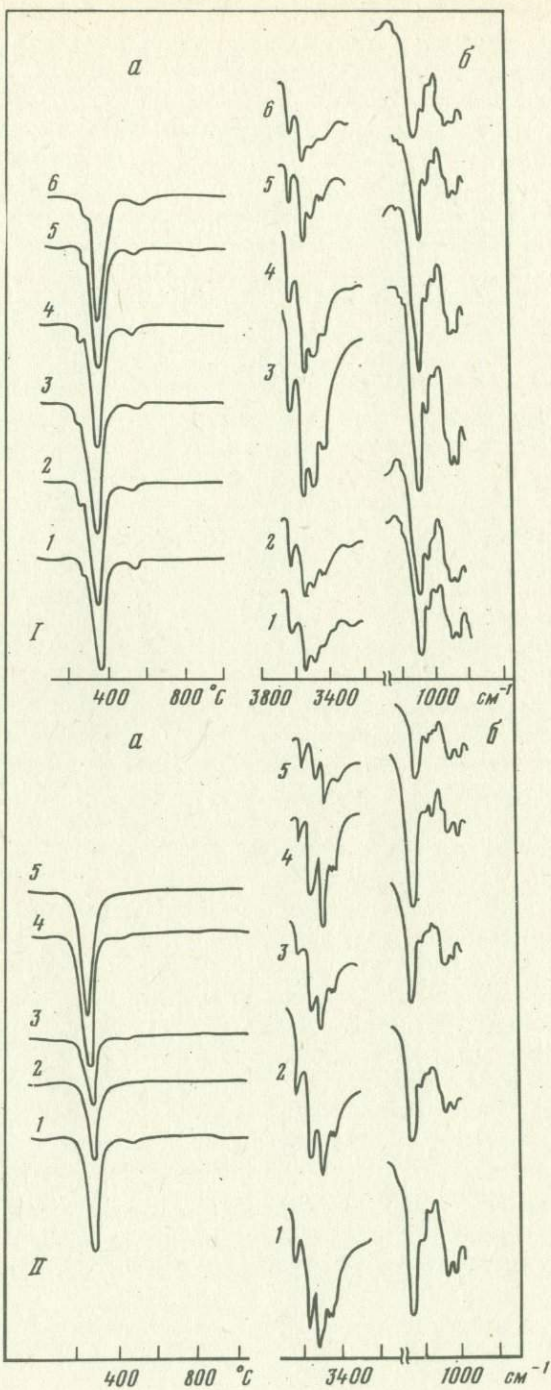


Таблица 10

Химический состав Ni, Co-содержащих псиломеланов

Компоненты	Номер образца			
	1	2	3	4
SiO ₂	7,08	4,49	10,37	5,58
TiO ₂	Не опр.	0,21	0,51	0,41
Al ₂ O ₃	11,73	0,72	0,11	1,94
Fe ₂ O ₃	7,21	20,35	31,09	48,38
FeO	Не опр.	Не опр.	-	-
MnO	2,05	21,62	-	3,70
MnO ₂	47,77	18,19	31,52	24,28
CaO	Не обн.	0,11	0,89	0,28
MgO	2,08	2,48	1,60	1,08
BaO	1,83	2,59	0,50	0,25
NiO	1,63	13,68	4,17	1,47
CoO	3,91	4,88	2,28	0,86
CuO	0,92	-	-	-
Cr ₂ O ₃	Не опр.	-	-	-
P ₂ O ₅	"	-	-	-
Na ₂ O	0,33	-	-	-
K ₂ O	0,81	-	-	-
CO ₂	0,50	-	-	-
H ₂ O ⁻	3,12	1,62	17,27	2,75
H ₂ O ⁺	8,08	9,31		12,08
П.п.п.	-	-	-	-
Сумма	99,05	100,19	100,31	100,07

Примечание. Обр. 1 - из зон каолинизации Ново-Бурановского рудопоявления; 2-9 - из коры выветривания Бурыктальского массива (2, 3, 4 - Никитин, [69]), Кемпирсайского массива (5,

	Номер образца				
	5	6	7	8	9
	8,26	6,36	10,90	24,10	6,43
	Не обн.	Не обн.	-	Не обн.	Не обн.
	4,95	5,81	6,73	2,24	9,40
	9,52	8,16	4,00	28,52	8,18
	-	-	-	-	-
	Не обн.	Не обн.	Не обн.	17,74	-
	40,80	43,60	36,46	-	40,59
	Не обн.	Не обн.	1,50	1,67	Не обн.
	"	0,43	8,24	10,14	2,40
	2,97	1,31	0,52	Не обн.	8,50
	8,42	8,79	7,11	0,80	4,02
	4,87	7,08	5,71	1,99	6,98
	-	-	-	-	-
	Не обн.	Не обн.	2,00	Не обн.	Не обн.
	0,20	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	0,27	0,27	"	"	"
	0,09	0,16	"	"	"
	-	-	-	-	-
	2,75	2,55	2,35	6,90	3,13
	4,75	8,25	9,95	4,53	8,77
	11,75	7,65	4,50	1,00	2,20
	99,60	100,45	100,74	99,63	100,60

6, 8, 9 - Нсанов, [86]) и Бугеткольского массива (7 - Нсанов, [86]).

Таблица 11

Интенсивности и межплоскостные расстояния Ni, Co-содержащих псиломеланов Ново-Бурановского рудопоявления

Обр. 181 а		Обр. 181 б		Обр. 181 а		Обр. 181 б	
<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$
7	9,57	7дв	9,56	3ш	2,15	4ш	2,15
-	-	2	7,21	-	-	1	1,84
10	4,61	10	4,75	1р	1,699	1	1,699
2	4,40	-	-	3	1,547	3ш	1,547
1	4,08	-	-	4	1,483	3	1,483
1	3,56	1	3,56	6	1,413	4	1,413
3	3,10	4	3,14	1	1,363	0,5	1,363
1	2,55	-	-	1	1,282	1ш	1,287
7ш	2,36	7ш	2,38	2	1,228	-	-

составляют в среднем 0,5–0,7 см. Минерал хрупкий, мягкий, плохо полируется. Псиломелан Ново-Бурановского рудопоявления был подвергнут спектральному, химическому, рентгеновскому, термическому, рентгеноспектральному и ИК-спектроскопическому анализам. Спектральный полуколичественный анализ показал повышенные содержания в исследуемом минерале CO, Cu, Ni, Al, Fe, Ba. Химический анализ данного минерала приведен в табл. 10. Как видно, исследуемый образец в целом по своему химическому составу близок Ni, Co-содержащим псиломелатам из коры выветривания серпентинитов различных ультраосновных массивов Южного Урала.

Важно отметить, что содержание NiO и CoO в псиломелане из бокситоносной коры выветривания габбро значительно ниже, чем в образцах, отобранных из никеленосных кор выветривания серпентинитов. В свою очередь обращает внимание высокое содержание в исследуемом материале Al_2O_3 .

Рентгеновская характеристика минерала приведена в табл. 11. На кривых нагревания минерала отмечается ряд широких эндотермических эффектов в интервалах 120, 320, 450 и 540°C. Наличие молекулярной воды в минерале подтверждается также ИК-спектроскопией. На ИК-спектре исследуемого минерала наблюдается широкая полоса с максимумом около 3400 cm^{-1} .

Необычный химический состав исследуемого образца (высокие содержания Al_2O_3 и SiO_2) не позволяет считать его мономинеральным образованием. Однако, как видно из табл. 11, на рентгенограмме образца отсутствуют межплоскостные расстояния минералов глинозема (гиббсита, каолинита, галлуазита). Отсутствуют и полосы поглощения этих минералов на полученных ИК-спектрах. По-видимому, повышенные содержания Al_2O_3 связаны с какой-то коллоидной рентгеноаморфной фазой, входящей в состав исследуемого образца.

Рассмотренный минерал в бокситоносной коре выветривания является вторичным образованием, сформированным в результате воздействия на элювий эпигенетических процессов.

Гетит, гематит. Эти минералы, как правило, встречаются совместно, образуя тонкозернистые агрегаты при псевдоморфном замещении темноцветных и рудных минералов. Однако на первых стадиях выветривания при разрушении темноцветных минералов возникает гетит, который нередко распылен в чешуйчатых агрегатах гидрохлорита или размещается в межволоконных пространствах последнего. Присутствие гетита подтверждается микродифракцией. Гематит появляется на более поздних стадиях выветривания. Наблюдается некоторая закономерность в соотношениях гетита, гематита и гиббсита в профиле выветривания. Снизу вверх содержание гетита уменьшается, а количество гематита увеличивается параллельно с ростом содержания гиббсита. Распределяясь по трещинкам реликтовой спайности пироксенов, минералы железа нередко образуют решетчатые структуры. При замещении титаномагнетита, гетит и гематит образуют рыхлый агрегат, в котором сохраняется пластинчатый скелет остаточного ильменита. В осадочных бокситах гетит и гематит входят главным образом в состав бобовин и в меньшей степени концентрируются в цементе породы. В редких случаях в верхних горизонтах коры выветривания отмечаются пустоты, инкрустированные чистым гематитом. Рентгенограмма последнего приведена в табл. 12. В целом же рентгеновское изучение охристых агрегатов из продуктов выветривания и осадочных бокситов обнаруживает смесь гетита и гематита, нередко присутствует и гиббсит. Как известно, эндотермическая реакция обезвоживания гетита при нагревании протекает в области 300–400°. В связи с этим на

Таблица 12

Межплоскостные расстояния и интенсивности природного и эталонного гематита

Гематит [66]		Обр. 276		Гематит [66]		Обр. 276	
<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$
3	3,65	4	3,65	7	1,481	4	1,596
2	(2,980)	3	2,94	7	1,455	9	1,480
3	(2,759)	10	2,74	3	1,353	10	1,441
10	(2,694)	10	2,67	2	1,308	1	1,345
10	2,513	10	2,49	3	1,258	4	1,306
3	(2,438)	1	2,41	2	1,224	4	1,254
6	2,203	7	2,19	1	1,188	1	1,225
1	(2,030)	1	2,01	1	1,161	2	1,211
7	1,842	1	1,859	2	1,141	3	1,185
8	1,692	7	1,827	3	1,101	5	1,137
2	(1,638)	9	1,684	3	1,054	8	1,101
3	(1,602)	1	1,629			8	1,055
						1	1,037

кривых нагревания охристо-гипбситовых агрегатов зачастую происходит наложение эндоэффектов гетита и гипбсита, лежащих в одной области. И лишь в отдельных случаях на дериватограммах на кривых ДТГ отмечалась асимметрия эндоэффекта 300–400° или его раздвоение.

Аллофан. Обнаружен совместно с гипбситом в продуктах разложения габбро Ново-Бурановского рудопроявления, где он слагает промежуточную зону между невыветрелыми ядрами исходной породы и внешней оторочкой боксита. Аллофан рентгеноаморфен и диагностирован на основании данных термограмм: на ДТА изученного образца отмечаются эндоэффекты в интервалах 100–200° (аллофан), 300–400° (гипбсит) и экзоэффект около 980°С (аллофан). Наличие аллофана в изученном образце подтверждается и химическим анализом (в %): SiO₂ 16,11; TiO₂ 0,02; Al₂O₃ 48,02; Fe₂O₃ 0,81; FeO нет; MnO нет; MgO 0,55; CaO 2,50; Na₂O 0,05; K₂O 0,02; H₂O– 9,46; H₂O⁺ 22,91; CO₂ нет; сумма – 100,45.

Бемит. Маловодные гидроокислы алюминия исключительно редки в остаточных и осадочных бокситах изученных объектов. Наличие их в тех или иных случаях предполагается только на основании химических анализов по недостатку воды при связывании ее в молекулу гипбсита. Автором бемит достоверно установлен только в латеритных бокситах Ново-Бурановского рудопроявления. В связи с тем, что количество этого минерала в бокситах редко достигает 10%, мономинеральную фракцию его выделить очень сложно. В результате минерал идентифицируется в смеси с гипбситом по рентгенограммам (рефлексы 6,11; 3,16 и др.).

Гипбсит. Является порообразующим минералом латеритных и осадочных бокситах. В глинистых продуктах нижней подзоны зоны конечного гидролиза коры выветривания гипбсит распылен в каолините и представлен слабо двупреломляющими тонкодисперсными агрегатами. Иногда наблюдается замещение вермикул каолинита кристаллическим гипбситом. Замещение происходит по границе выделения каолинита с последующим проникновением гипбсита в его межволокновые пространства (табл. VI, в). Гипбсит в латеритных бокситах образует псевдоморфозы по плагиоклазам и сложен прозрачными крупнокристаллическими агрегатами. Форма выделений минерала чешуйчатая, метельчатая, нередко лапчатая, они волнисто погасают. Размер выделений 0,08–0,12 мм. Мелкокристаллический гипбсит совместно с гетитом замещает темноцветные минералы. В данном случае гипбсит образует изометричные зерна размером в среднем 0,015 мм, полисинтетически sdвойникован, прямо погасает. Оптические характеристики гипбситов латеритных бокситов различных объектов близки между собой: $N_g = 1,592$; $N_p = 1,578$; $N_g - N_p = 0,014$. В редких случаях колломорфные гипбсит-гетитовые агрегаты бурого цвета, непрозрачные и полупрозрачные в проходящем свете, в латеритных бокситах выполняют стенки трещин, образуют корки бобового боксита на плоскостях отдельности блоков латеритов. В краевых частях трещин происходит обособление гидро-

окислов алюминия в виде друзовых наростов тонкокристаллического гиббсита.

Гиббсит в осадочных бокситах в основном слагает цемент породы, а также входит в состав бобовин и обломков. Как правило, он представлен скрытокристаллическими, нередко колломорфными агрегатами, образует гелеобразные массы, тесно ассоциирует с гетитом и гематитом. Иногда фарфоровидный гиббсит образует желваковые стяжения тонкодисперсного строения. Цвет конкреции в основном светло-серый. Прекрасно оформленные кристаллы гиббсита призматической и таблитчатой формы встречаются в трещинках усыхания бобовин, порах, кавернах и на стенках крупных открытых трещин (Табл. VI, 1).

Химические анализы мономинеральных проб гиббситов из латеритных и осадочных бокситов близки между собой и аналогичны анализам чистых гиббситов из различных районов Советского Союза.

Вызывают интерес особенности структуры минералов свободного глинозема, которые могут служить типоморфными признаками, указывающими на условия их формирования. Электроннографическое изучение гиббситов из латеритных бокситов показало, что они являются хорошо окристаллизованными и текстурированными образованиями. На электронограммах образцов наблюдаются четкие рефлексы в виде дужек. На ИК-спектрах минерала (см. фиг. 13 1б) в области валентных колебаний гидроокислов отмечаются обычные для гиббсита полосы поглощения при 3620, 3530, 3450 см^{-1} и дуплет 3400 - 3380 см^{-1} . Характерно, что наиболее интенсивной для гиббситов из латеритных бокситов является полоса при 3530 см^{-1} [82]. На кривых нагревания этого минерала отмечается три термических эндозффекта: основной в области температур 300-400° и меньшие при 250-300 и 550° (см. фиг. 13, 1а). Гиббситы из бокситов осадочного происхождения характеризуются слабой окристаллизованностью, на электронограммах этих образцов наблюдаются диффузионные рефлексы в виде колец. На ИК-спектрах гиббситов этой группы наиболее интенсивной в области валентных колебаний гидроокислов является полоса при 3450 см^{-1} (см. фиг. 13, 1б). На кривых нагревания минерал обнаруживает только один (300-400°) или два (300-400 и 550°) эндотермических эффекта (см. фиг. 13, 1а).

Свойственный гиббситам бокситов остаточного происхождения низкотемпературный эндозффект при 250-300° на кривых нагревания гиббситов из осадочных бокситов отсутствует.

На дебаеграммах и дифрактограммах необработанных образцов гиббситов обеих групп существенных отличий не наблюдается. Отметим только, что рефлекс 4,82 для гиббсита остаточного генезиса значительно интенсивнее, чем для гиббсита осадочного происхождения. Ступенчатое нагревание через 10° от 20 до 240° гиббситов обеих групп с последующим изучением рентгенограмм, электронограмм и ИК-спектров не показало каких-либо различий в поведении прокаленных образцов. При нагревании в интервале 240-300°

Таблица 13

Межплоскостные расстояния и интенсивности гиббситов, прокаленных при 300°C

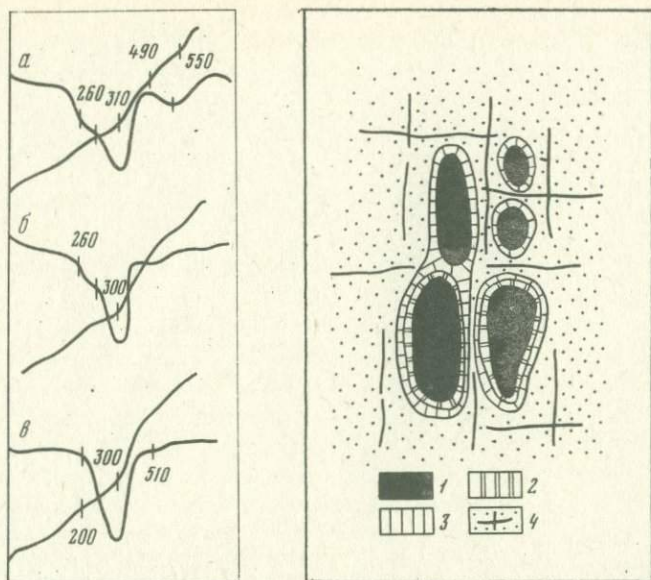
Обр. 352		Обр. 1-ж		Обр. 352		Обр. 1-ж	
<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$
10	6,4					7 ш	2,28
3	4,97			3 ш	2,20	10 ш	2,12
3	4,64	2	4,84		2,08		2,05
		6	4,42	6	1,876	2 ш	1,823
		2	3,99	1	1,697	1	1,663
1	3,68			1	1,552	4	1,519
5	3,26			2	1,446		1,430
		2	2,94	6 ш	1,398	10 ш	1,400
		2	2,62				1,366
5	2,357			4	1,325		

Примечание. Обр. 352 - из остаточного боксита; 1-ж - из осадочного.

на рентгенограмме гиббсита из латеритного боксита появляется рефлекс 6,10 Å, интенсивность которого возрастает с повышением температуры, и при 300° на рентгенограмме гиббсита проявляется новая фаза - бемит (табл. 13). Близкая картина наблюдается и на электронограммах исследуемого образца - при 270° на них фиксируется появление бемита. В результате дальнейшего нагревания до 300° образуется новая текстурированная фаза, которая на электронограммах характеризуется сильными рефлексами 2,66 и 1,53 Å. ИК-спектры исходного и прокаленных образцов оставались идентичными до 290°. При 300° они зафиксировали разрушение структуры гиббсита.

Поведение при нагревании гиббсита осадочного происхождения оказалось отличным от описанного. Рентгенограммы, электронограммы и ИК-спектры исходного и ступенчато-прокаленных до 290° образцов не фиксировали каких-либо изменений в структуре минерала или появления каких-либо других фаз (бемита), а при 300° обнаружили разрушение гиббсита с формированием фазы λ глинозема (см. табл. 13).

Проведенные исследования показали, что гиббситы, сформированные в условиях коры выветривания, по сравнению с гиббситами, образовавшимися в результате осадочного процесса, характеризуются рядом отличительных признаков, обусловленных их внутренним строением. Так, по данным электронографии первые являются хорошо окристаллизованными текстурированными образованиями, вторые характеризуются слабой окристаллизованностью. Различие в ИК-спектрах минералов обеих групп в области валентных колебаний гидроокислов, по-видимому, обусловлено различным положением последних в структуре минерала. Разрушение минерала при нагрева-



Фиг. 14. Кривые нагревания искусственно полученных гиббситов при температурах 55 (а), 35 (б) и 20°C (в) [122]

Фиг. 15. Зональность выветрелого габбро

1 — неизмененное габбро; 2—3 — зоны: 2 — алюмогидрокальциевая, 3 — нордстрандитовая; 4 — вмещающие каолинит-гиббсит-охристые продукты

нии в первом случае сопровождается синтезом бемита, во втором — глинозема, что подтверждает известные представления о полиморфных превращениях минералов свободного глинозема при нагревании [40].

Подмеченные автором особенности внутренних структур гиббситов можно считать типоморфными признаками этого минерала, так как они причинно связаны с особенностями его происхождения. Это подтверждается и сравнением кривых нагревания изученных гиббситов и искусственно синтезированных при различных температурах [122]. Нетрудно видеть, что кривые нагревания гиббситов, сформированных в коре выветривания в условиях относительно высоких температур, очень напоминают кривые гиббситов искусственно полученных при 55 и 35°C. Кривые нагревания этого минерала из осадочных бокситов, формировавшихся в совсем иных по сравнению с латеритами условиях, близки кривым гиббсита, синтезированного при 20°C (фиг. 14).

Алюмогидрокальцит. Этот минерал впервые установлен автором в бокситоносной коре выветривания. Немногочисленные ранее известные находки алюмогидрокальцита (их всего 9) связаны с гипер-

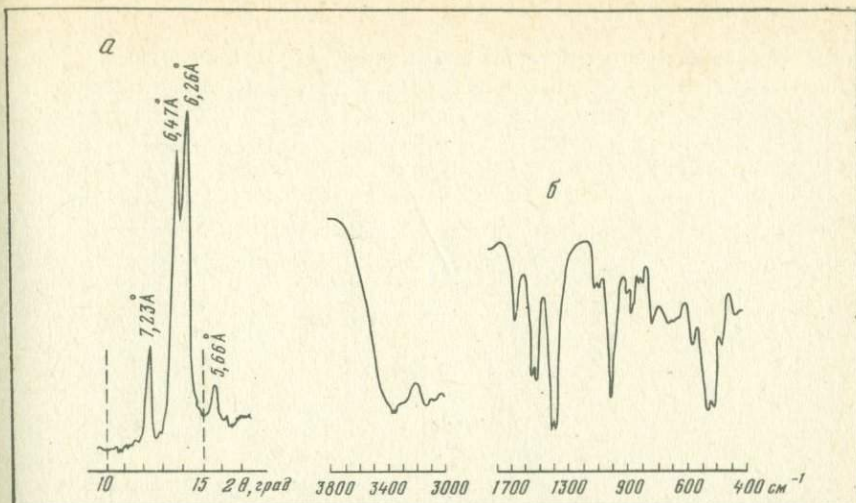
генными образованиями на известняках [6], с осадочными бокситами Новой Руды в Польше [9], с зоной контакта слабо выветрелых лиственитов и аргиллитов на горе Каменной в Закарпатье [55], с зонами окисления серных руд Воднинского месторождения на Средней Волге [116], на Гаурдакском месторождении серы в Туркмении [96] и другими [139, 140, 143]. Полная характеристика алюмогидрокальцита дана в работе Б.И. Сребродольского [117]. В литературе приводятся противоречивые сведения о кристаллической структуре минерала. В одних работах он определен как ромбический [9], в других — как тетрагональный [55], в третьих — как триклинный [140].

Автором алюмогидрокальцит встречен в составе каменистых пористых оторочек, развитых на останцовых блоках малоизмененного габбро Ново-Бурановского бокситопоявления (табл. I, *z*). Изученные образования, как правило, имеют зональное строение: алюмогидрокальцитовая зона является промежуточной между свежим габбро (габбро-амфиболитом) и внешней зоной нордстрандитового состава [84]. В отдельных случаях отмечалось полное замещение габбро существенно алюмогидрокальцитовыми продуктами. Вмещающими породами для описываемых образований являлись каолинит-гипс-охристые глины коры выветривания (фиг. 15). В шлифах видно, что алюмогидрокальцит является продуктом изменения плагиоклазов (табл. VII, *a*). При замещении вкрапленников последних он образует спутанно-волоконистые, сноповидные и радиально-лучистые агрегаты мелких (сотые доли миллиметра) игольчатых и нитевидных кристаллов. Минерал прозрачный; $N_g = 1,568$; $N_p = 1,487$; $N_g - N_p = 0,081 \pm 0,002$.

Под электронным микроскопом минерал представлен кристаллами удлиненно-пластинчатого габитуса. На снимках, полученных на растровом микроскопе, виден характер замещения плагиоклаза алюмогидрокальцитом. Последний в виде агрегатов пластинчатых кристаллов развивается по системе трещин и плоскостям спайности вкрапленников плагиоклазов (табл. VII, *b*).

Дифференциальная кривая изученного минерала характеризуется двумя эндоэффектами — небольшим при 150° и глубоким около 280°C . На ДТГ им соответствует трехступенчатая потеря веса, обусловленная выделением кристаллизационной воды, группы OH и CO_2 . В области 910°C на ДТА отмечается экзоэффект, сопровождающийся потерей веса и связанный, по-видимому, с выделением остатка CO_2 . Полученная картина близка кривым нагревания алюмогидрокальцитов, изученных К. Каутсом и А. Нобиюки [140, 143] и несколько отлична от таковых приводимых Б.И. Сребродольским [117].

ИК-спектр изученного минерала по сравнению с ИК-спектрами, полученными для алюмогидрокальцитов ранее [117, 140], характеризуется большей разрешенностью полос в области валентных колебаний OH ($3365, 3300, 3150 \text{ см}^{-1}$), деформационных колебаний OH воды (область 1660 см^{-1}) и валентных колебаний в пло-

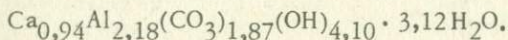


Фиг. 16. Фрагмент дифрактограммы (а) и ИК-спектр (б) алюмо-гидрокальцита

ских треугольниках CO_3 (полосы 1545–1515 и 1410–1390 см^{-1}). Особенности спектра в области колебаний CO_3 указывают на очень низкую симметрию изученного минерала [84] (фиг. 16, а, б).

Дифракционные картины минерала, полученные М.Ф. Соколовой на дифрактометре ДРОН-1, имеют интенсивные рефлексы с $d = 7,17$; $6,50$; $6,23$ Å. Соотношение интенсивностей рефлексов с $d = 7,17$ и $6,23$ Å у изученного минерала (фиг. 16, а) подобно соотношению этих отражений, наблюдаемых у алюмогидрокальцитов, содержащих в своем составе три молекулы воды [117].

Химический состав алюмогидрокальцитовых продуктов из коры выветривания приведен в табл. 14. Пересчет химического анализа наиболее чистого образца на химическую формулу минерала подтверждает данные дифрактометрии о трехводном составе алюмогидрокальцита:



С помощью методов микродифракции электронов и электронографии определена триклинная сингония минерала и рассчитаны параметры и углы элементарной ячейки: $a = 5,64$ Å, $b = 6,55$ Å, $c = 14,64$ Å, $\alpha = 96^\circ 28'$, $\beta = 95^\circ 28'$, $\gamma = 30^\circ$ [26].

Интересной особенностью изученного минерала является большое количество sdвойникованных микрокристаллов. Это хорошо видно на приводимых микродифракционных картинах минерала, отвечающих плоскостям (001) и $(1\bar{3}0)$ обратной решетки sdвойникового кристалла алюмогидрокальцита (табл. VII, в, г).

Изучены продукты фазового превращения алюмогидрокальцита. При нагревании до 200°C , он разрушается; при 900°C образует

Таблица 14

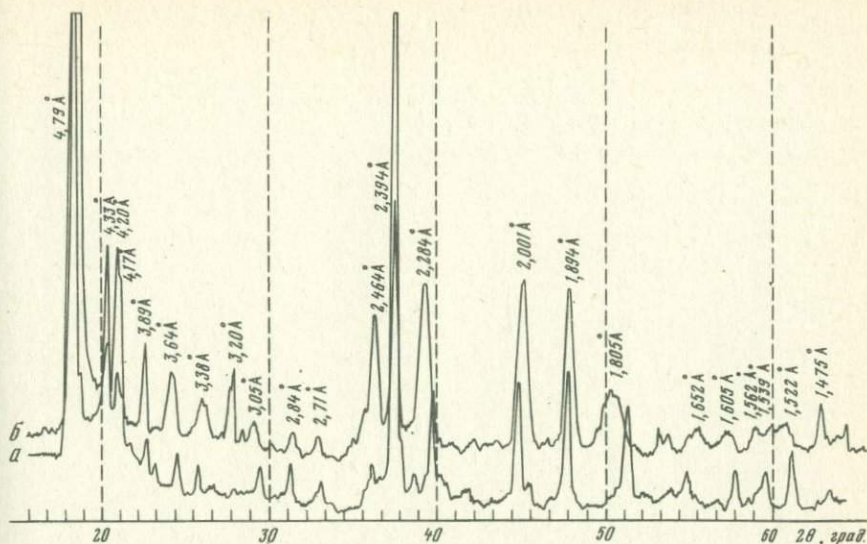
Химический состав алюмогидрокальцита

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	1,40	-	-
TiO ₂	Сл.	-	-
Al ₂ O ₃	29,91	32,91	30,40
Fe ₂ O ₃	0,40	-	-
FeO	-	-	-
MnO	Сл.	-	-
MgO	0,61	-	-
CaO	14,00	15,32	16,70
Na ₂ O	0,24	-	-
K ₂ O	0,06	-	-
H ₂ O ⁻	5,84	-	-
H ₂ O ⁺	24,22	27,49	26,70
CO ₂	21,40	24,28	26,20
SO ₃	0,37	-	-
C _{орг}	1,63	-	-
Сумма	100,09	100,00	100,00

Примечание. 1 - природный образец; 2 - анализ в пересчете на 100%; 3 - теоретический состав.

две фазы: $2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{CaO}$ и $\text{Ca}(\text{AlO}_2)_2$. В результате кипячения минерал разлагается с образованием кальцита, бемита и в меньшей степени нордстрандита [27].

Нордстрандит. Сообщения о находках нордстрандита в природе немногочисленны [113, 114, 133, 137, 138, 141, 142, 146], и достоверность некоторых из них [142] неясна, вследствие недостаточно корректной идентификации. В подавляющем большинстве случаев неоспорим вторичный характер этого минерала. Лишь на Лиственном проявлении, где в одном из горизонтов бокситовых пород установлено незначительное содержание нордстрандита в ассоциации с гиббситом и галлуазитом [114], его образование, возможно, является следствием незначительного локального проявления сред, характеризующихся повышенными рН, а не результатом вторичных процессов.

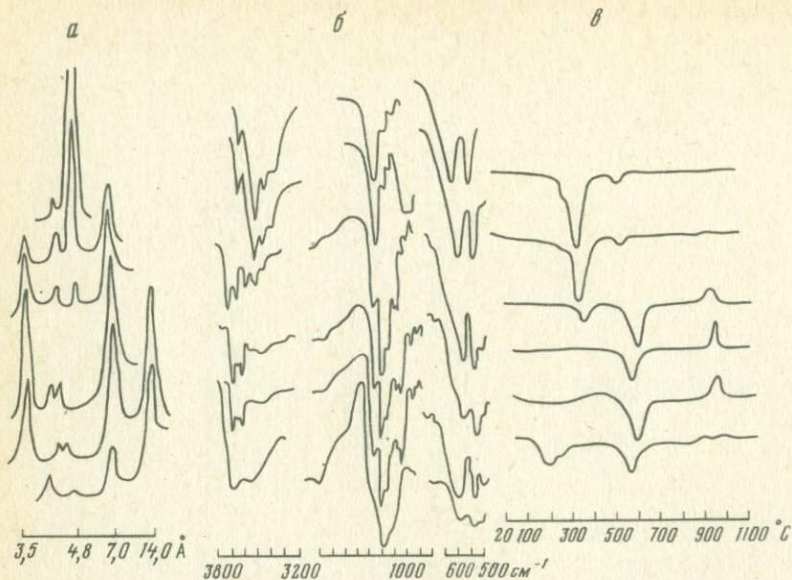


Фиг. 17. Дифрактограммы нордстрандита из Ново-Бурановского (а) и Нижнеподсопчного (б) рудопоявлений [115]

Как было показано выше, нордстрандит встречен на Ново-Бурановском рудопоявлении в составе продуктов выветривания габбро (см. фиг. 15). В шлифах видно, что нордстрандит развивается непосредственно по плагиоклазу. Он представлен тонкочешуйчатыми и тонколистоватыми агрегатами: $N_g = 1,596$; $N_p = 1,577$; $N_g - N_p = 0,019 \pm 0,002$. Угол погасания 32° .

Нордстрандит надежно идентифицируется рентгеновским методом (фиг. 17). На дифрактограммах образца величина первого базального рефлекса равна 4,79 Å. Наличие в среднеугольной области интенсивных рефлексов cd 2,284; 2,001; 1,894 не оставляет сомнений в том, что минеральной формой свободного глинозема является нордстрандит [115]. Однако наблюдается различие в дифракционных картинах исследованного минерала и нордстрандитов, известных ранее [113, 137]. Различия значительны в области средних углов (52 2θ 38), где находятся наиболее интенсивные и наиболее важные диагностические рефлексы. На дифрактограмме нордстрандита из Ново-Бурановского рудопоявления все рефлексы этого интервала гораздо шире, и некоторые имеют вид полос, часть рефлексов смещена в сторону больших θ , другая - в сторону меньших θ . Кроме того, интенсивность рефлексов в интервале $62 > 2\theta > 49$ сильно ослаблена.

Микродифракционные картины, полученные от чешуек нордстрандита, перпендикулярных пучку электронов, содержат псевдогексагональную сетку рефлексов и отвечают плоскости ab кристаллической решетки минерала. Зарегистрирована электронограмма, отвечающая плоскости ab нордстрандита (табл. V, в, г).



Фиг. 18. Дифрактограммы (а), ИК-спектры (б) и кривые нагревания (в) продуктов выветривания габбро Актогайского месторождения

ИК-спектр нордстрандита характеризуется интенсивной широкой полосой в области валентных колебаний гидроокислов ($3700-3200 \text{ см}^{-1}$). Полоса имеет ряд максимумов ($3620, 3565, 3525, 3525 \text{ см}^{-1}$), соответствующих колебаниям практически свободных гидроокислов. Полоса, лежащая около 1000 см^{-1} , имеет широкую ступень 1050 см^{-1} и раздвоенный максимум $1012-980 \text{ см}^{-1}$. Она характеризует деформационные колебания гидроксильных групп. Целый ряд менее четко выраженных полос в области $900-400 \text{ см}^{-1}$, $855-840 \text{ см}^{-1}$, $715, 620, 580, 525, 465-430-415 \text{ см}^{-1}$, по-видимому, также являются деформационными колебаниями различных водородных связей.

На кривой ДТА минерала наблюдается три эндотермических эффекта: глубокий асимметричный при 320° и небольшие с максимумами около 100 и 500°C .

Таким образом, изучение минерального состава бокситоносных кор выветривания и осадочных бокситов конкретных геологических объектов южной оконечности Урала показывает следующее.

В вертикальном профиле выветривания основных пород (габбро, диабазов, туфов) выделяются три минеральные зоны (снизу вверх): гидрохлорит-монтмориллонитовая, каолинит-гетит-гематитовая и гиббсит (нордстрандит, бемит)-гетит-гематитовая. В сложных зональных образованиях коры выветривания Ново-Бурановского рудопроявления в продуктах разложения габбро отмечаются также галлазит и алюмогидрокальцит.

В зональном профиле выветривания продуктами изменения плагиоклазов являются в нижней зеленоцветной зоне — монтмориллонит (редко гидрослюда), в расположенной выше красноцветной — каолинит, в латеритных бокситах — гиббсит (в исключительных случаях нордстрандит и бемит). Соответственно для темноцветных минералов (пироксен, амфибол) — "гидрохлорит" — гетит + гематит + каолинит (мало) — гетит + гематит + гиббсит (мало).

Изменение минерального состава в профиле выветривания хорошо иллюстрируется кривыми нагревания ИК-спектрами и дифрактограммами образцов, отобранных из различных зон коры выветривания габбро Актогайского месторождения (фиг. 18). Количество широко развитых в нижней зоне гидрохлорита и монтмориллонита (отражения 001 в 14 \AA , эндоэффекты при $100-300^\circ$ и $500-600^\circ$) вверх по разрезу убывает, и порода становится существенно каолинитовой по составу (растет интервал отражения 001 в 7 \AA ; эндоэффект около 600° и экзоэффект $900-1000^\circ$). Далее в нижних частях последней, верхней зоны появляется гиббсит (отражение 001 в $4,85 \text{ \AA}$, эндоэффект $300-400^\circ$, полоса поглощения в области $3400-3700 \text{ см}^{-1}$). В латеритном боксите он становится порообразующим минералом.

Осадочные бокситы целиком наследуют минеральный состав, сложившийся в верхних горизонтах бокситоносных кор выветривания. Они почти нацело сложены гиббситом, гетитом и гематитом.

Развитые в коре выветривания и бокситах шамозит, сидерит, частично каолинит и галлуазит, являются чуждыми им образованиями, сформированными под воздействием поздних эпигенетических процессов.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ КОМПОНЕНТОВ И МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ И БОКСИТАХ

Как отмечалось в предыдущих главах, разрезы кор выветривания пород основного состава — габбро, диабазов, туфов — имеют в целом сходную минералогическую зональность. Минеральный состав каждой зоны обуславливает определенное распределение в ней пороодообразующих компонентов и микроэлементов. Для выяснения характера распределения главных компонентов в корах выветривания с целью определения их выноса или накопления были использован изообъемный метод баланса вещества [63].

На геохимических профилях коры выветривания (фиг. 19) отчетливо видны постоянный, почти двухкратный рост абсолютных содержаний алюминия и значительные, но незакономерные колебания содержаний железа в структурных бокситах.

Накопление алюминия в зоне латеритных бокситов можно объяснить двояко: либо привнесом алюминия в зону латеритов грунтовыми водами из размываемых горизонтов коры выветривания и ки-

Таблица 15

Объемные соотношения при замещении габбро каолинит-охристыми продуктами выветривания (в об.%)

Продукты замещения	Плагиоклаз	Пироксен	Ильменит	Магнетит	Теоретический состав	Субмодальный состав
Каолинит	43				43,0	40,0
Гетит		7,5	0,2		7,7	7,50
Гематит				0,7	0,7	3,81
Лейкоксен			0,2		0,2	1,66
Ильменит			1,3		1,3	1,00
(остаточный)						
Об. %	47	47	1,8	1,2		
Объемные массы вещества, %					52,9	52,9
Пористость, %					47,1	47,1

Таблица 16

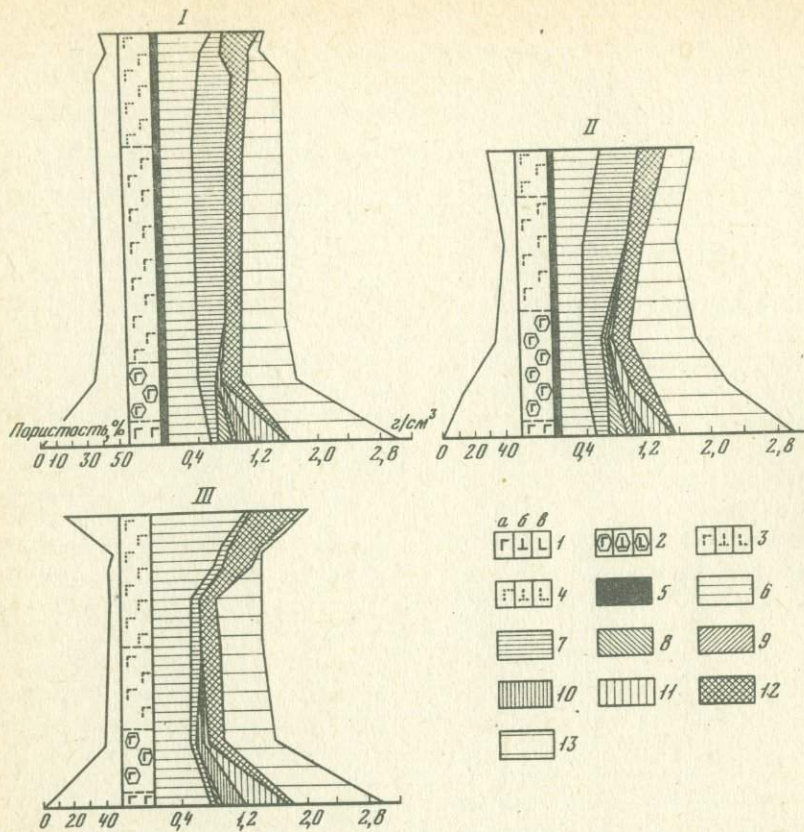
Объемные соотношения при замещении габбро гиббсит-охристыми продуктами выветривания (в об.%)

Продукты замещения	Плагиоклаз	Пироксен	Ильменит	Магнетит	Теоретический состав	Субмодальный состав
Гиббсит	25,7	-			25,7	37,8
Каолинит						8,1
Гетит		7,5	1,4		9,1	2,7
Гематит				0,7	0,7	1,3
Лейкоксен			1,4		1,4	0,04
Прочие						0,3
Об. %	47	47	18	1,2		
Объемные массы вещества, %					36,9	49,9
Пористость, %					63,1	51,1

рассы, как и полагают многие исследователи, либо изменением объема пород в результате уплотнения продуктов метасоматического замещения при выветривании - метасоматической усадки.

Значительное уплотнение пород, связанное с привносом и перемещением железа и алюминия под влиянием почвенных растворов, происходит в кирассе, залегающей выше латеритных бокситов. При этом породы кирассы теряют структурно-текстурные особенности исходных пород, пористость их резко падает, а объемный вес растет. Увеличение плотности здесь явно связано с инфильтрацией железа и алюминия. В латеритных же бокситах следы инфильтрации алюминия отсутствуют. Как правило, они полностью наследуют не только трещины отдельности и структурно-текстурные особенности исходных пород, но частично также и состав исходных минералов: псевдоморфозы по плагиоклазу выполняются минералом алюминия - гиббситом, а по железистому пироксену - минералом железа - решетчатым гетитом с незначительной примесью гиббсита. Исходя из этого можно предположить инертное поведение алюминия в зоне формирования латеритных бокситов. Псевдоморфный характер замещения при инертном поведении алюминия позволяет рассчитывать величины уплотнения (или изменения объемов пород при формировании латеритных бокситов) двумя независимыми методами: методом абсолютных масс и методом молекулярных объемов [39].

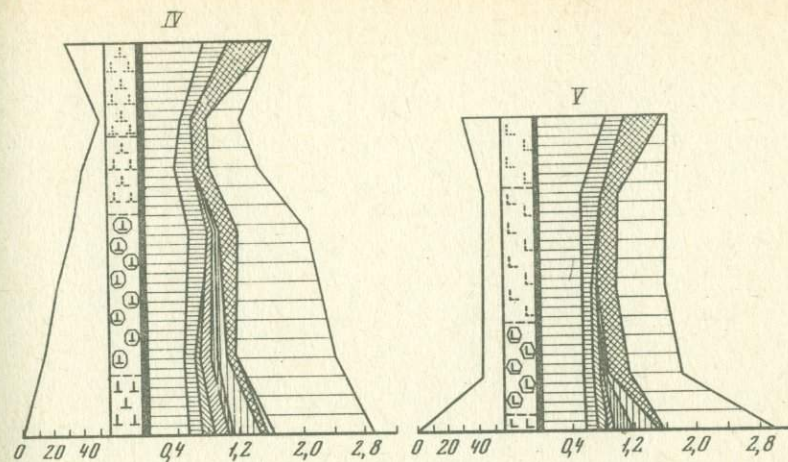
Последний метод используется для теоретических расчетов объемных эффектов реакций псевдоморфного замещения минералов в



коре выветривания [15]. Величина усадки (или уплотнения) в данной зоне выветривания рассчитывается путем сравнения значений объемов массы вещества псевдоморфного минерала с инертным компонентом, вычисленных на основании реакции замещения теоретически и найденных для изученных минералов и пород экспериментально. Расчеты коэффициента уплотнения проводились по формуле

$$K = \frac{v_0^k a_2 v_1}{V_0^U a_1 V_2}$$

где V_0^U и v_0^k — объемы формульных единиц, V_1 и V_2 — объемные проценты исходного и псевдоморфного минерала, а a_1 и a_2 — атомные коэффициенты алюминия в метасоматическом и исходном минералах. Величины уплотнения, полученные этим методом, как правило, совпадают со значениями, рассчитанными из отношений содержаний алюминия в единице объема исходной и выветрелой породы [16, 17]. Ниже приведем пример подобных расчетов для латеритной коры выветривания крупнокристаллических габбро.



Фиг. 19. Геохимические диаграммы коры выветривания месторождений и рудопроявлений: Актограйского (I), Кредиковского (II), Ново-Бурановского (III), Карагандысайского (IV), Ишкининского (V)

1 — неизменные породы: а — габбро, б — туфы, в — диабазы; 2 — 4 — продукты выветривания: 2 — гидрохлорит-монтмориллонитовые, 3 — каолинит-охристые, 4 — гиббсит-каолинит-охристые с латеритными бокситами; 5 — TiO_2 ; 6 — Al_2O_3 ; 7 — Fe_2O_3 ; 8 — FeO ; 9 — K_2O , Na_2O ; 10 — MgO ; 11 — CaO ; 12 — П.п.; 13 — SiO_2

Для расчетов использованы реакции псевдоморфного замещения главных породообразующих минералов габбро пироксена и плагиоклаза минералами коры выветривания: каолинитом, гиббситом, гетитом. Объемные соотношения при замещении габбро каолинит-охристыми продуктами выветривания помещены в табл. 15.

Как видно из табл. 15, рассчитанные теоретически и определенные экспериментально объемы массы вещества каолинита близки. В совокупности с изучением минерального состава и текстурно-структурных особенностей эти данные свидетельствуют о сохранении объема пород в каолинит-охристой зоне и инертном поведении алюминия. Около половины железа привнесено в зону при вертикальной его миграции, что видно по инфильтрационным формам выделения его минералов и из превышения объема массы гетита и гематита по сравнению с теоретической. Образование пород каолинит-охристой зоны идет при заметном выносе кремнезема и возрастания пористости.

Формирование зоны латеритных бокситов происходит путем постепенного псевдоморфного замещения плагиоклаза гиббситом (табл. 16).

В изученном образце латеритного боксита количество гиббсита больше теоретического примерно в 1,7 раза, что и соответствует

Таблица 17

Абсолютные содержания и подвижности компонентов в профиле выветривания

Порода	Едн. та измерения	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
Гиббсит-охристая	Вес. %	2,21	0,53	56,19
	Г/см ³	0,03	0,008	0,83
	K _i , %	-97,6	-76,9	+54,3
	Вес. %	7,55	0,81	49,11
	Г/см ³	0,10	0,011	0,66
Охристо-каолинистая	K _i , %	-92,6	-67,4	+23,7
	Вес. %	26,69	2,44	30,35
	Г/см ³	0,44	0,04	0,50
	K _i , %	-68,0	-19,9	-6,4
	Вес. %	30,60	2,33	28,28
Гидрохлорит-монтмориллионитовая	Г/см ³	0,50	0,04	0,46
	K _i , %	-64,1	+12,2	-14,5
	Вес. %	29,40	3,20	24,82
	Г/см ³	0,48	0,05	0,41
	K _i , %	-65,2	+55,5	-24,3
Габбро	Вес. %	42,44	1,43	22,89
	Г/см ³	0,72	0,02	0,39
	K _i , %	-47,8	-27,9	-27,5
	Вес. %	45,50	1,11	17,66
	Г/см ³	1,38	0,03	0,54

Примечание. $K_i = \frac{\Delta P_i}{P_i^u} \cdot 100$ - коэффициент подвижности компонентов, $\Delta P_i = P_i^k - P_i^u$, где P_i^k - абсолютные содержания компонентов в продуктах данной зоны, а P_i^u - абсолютные содержания в неизменной породе; $k = \frac{P_{Al}^k}{P_{Al}^u}$ - отношение

Таблица 17 (окончание)

Порода	Единица измерения	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺
Гиббсит-охристая	Вес. %	0,03	0,04	1,48	30,68
	Г/см ³	0,004	-	0,02	0,45
	K _i , %	-99,0	-	-	-
	Вес. %	0,13	0,06	1,27	25,41
	Г/см ³	0,002	-	0,02	0,34
Охристо-каолинистая	K _i , %	-95,3	-	-	-
	Вес. %	0,13	0,07	1,17	11,55
	Г/см ³	0,002	-	0,02	0,19
	K _i , %	-94,3	-	-	-
	Вес. %	0,21	0,02	1,40	9,80
Гидрохлорит-монтмориллионитовая	Г/см ³	0,003	-	0,02	0,16
	K _i , %	-91,2	-	-	-
	Вес. %	0,19	0,03	1,60	9,08
	Г/см ³	0,003	-	0,03	0,15
	K _i , %	-92,0	-	-	-
Габбро	Вес. %	0,20	0,26	7,39	9,05
	Г/см ³	0,003	-	0,13	0,15
	K _i , %	-91,2	-	-	-
	Вес. %	1,27	0,05	0,22	1,05
	Г/см ³	0,04	-	0,007	0,03

габбро Актогайского месторождения

	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
	7,58	-	0,08	0,29	0,41
	0,11	-	-	0,004	0,006
	-65,6	-	-	-97,9	-98,7
	14,20	0,62	-	0,67	-
	0,19	0,01	-	0,009	-
	-38,2	-	-	-95,5	-100
	24,60	2,57	-	-	-
	0,41	0,04	-	-	-
	+38,8	-	-	-100	-100
	26,31	0,80	0,22	-	-
	0,45	0,01	-	-	-
	+35,7	-	-	-100	-100
	28,87	1,38	0,29	0,49	-
	0,47	0,02	-	0,008	-
	+52,7	-	-	-96,1	-100
	13,9	0,28	0,05	1,62	0,42
	0,24	0,005	-	0,03	0,01
	-25,7	-	-	-86,4	-98,5
	4,57	6,10	0,16	6,68	15,08
	0,14	0,18	-	0,20	0,46

абсолютного содержания алюминия в продуктах выветривания к абсолютному содержанию его в исходной породе.

Прочие	Сумма	Объемный вес, г/см ³	Пористость, %	k	Ряды подвижности компонентов
0,20	99,72	1,47	40,97	1,5	Na, Ca, Mg, Si, Ti, Fe, Al
-	99,83	1,35	51,06	1,2	Ca, Mg, Na, Si, Ti, Fe, Al
0,05	99,62	1,65	43,26	0,9	Ca, Mg, Na, Si, Al, Ti, Fe
-	-	1,62	44,12	0,9	Ca, Mg, Na, Si, Al, Ti, Fe
0,10	99,80	1,62	44,12	0,9	Ca, Mg, Na, Si, Al, Ti, Fe
-	-	1,62	44,12	0,9	Ca, Mg, Na, Si, Al, Ti, Fe
0,25	99,60	1,63	43,54	0,8	Ca, Mg, Na, Si, Al, Fe, Ti
-	-	1,70	35,61	0,7	Ca, Na, Mg, Si, Ti, Al, Fe
0,25	99,70	3,03	2,07		

Таблица 18

Абсолютные содержания и подвижности компонентов в профиле выветривания

Порода	Единица измерения	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	
Габбситовая	Вес. %	1,57	Сл.	64,16	
	Г/см ³	0,02	-	0,94	
	K _i , %	-98,1	-	+6,7	
Галлуазитовая	Вес. %	30,42	Сл.	30,10	
	Г/см ³	0,58	-	0,57	
	K _i , %	-50,3	-	-34,6	
Габбро	Вес. %	43,40	Сл.	32,50	
	Г/см ³	1,17	-	0,88	
	K _i , %	-98,1	-	+6,7	
Гиббсит-охристая	Вес. %	3,22	Сл.	61,58	
	Г/см ³	0,07	-	1,27	
	K _i , %	-94,7	-	+79,5	
	Вес. %	1,39	Сл.	59,00	
	Г/см ³	0,02	-	0,97	
	K _i , %	-98,4	-	+36,6	
	Вес. %	0,77	-	58,56	
	Г/см ³	0,01	-	0,82	
	K _i , %	-99,1	-	+15,8	
	Каолинит-охристая	Вес. %	37,53	Сл.	36,35
Гидрохлорит-монтморилло-нитовая	Г/см ³	0,55	-	0,53	
	K _i , %	-56,4	-	-25,4	
	Вес. %	38,44	Сл.	37,31	
	Г/см ³	0,55	-	0,53	
	K _i , %	-56,4	-	-25,4	
	Вес. %	41,50	Сл.	29,52	
	Г/см ³	0,66	-	0,47	
	K _i , %	-47,4	-	-33,9	
	Габбро	Вес. %	41,41	Сл.	23,42
	Г/см ³	1,26	-	0,71	

величине уплотнения пород. Такая же величина определяется по данным метода абсолютных масс: отношение абсолютных содержаний алюминия в бокситах и исходной породе также оказывается равным 1,7 (табл. 17-21).

Поскольку при псевдоморфном замещении плагиоклаза гиббситом пористость составляет порядка всего 40%, масса вещества псевдоморфоз обладает достаточной прочностью и не должна испытывать уплотнения. Следовательно, увеличение содержания алюминия в единице объема латеритных бокситов может быть связано с сокращением объема других псевдоморфоз, а именно псевдоморфоз гетита по пироксену. Действительно, при замещении пироксена (100%) должно образоваться теоретически всего 16 об.% гетита, пористость при этом составит 84%. Даже если бы все железо оставалось в породе, прочность такого гетитового каркаса была бы явно недостаточна для того, чтобы он мог сохраняться, не уплотняясь. Между тем количество гидроокислов железа в единице объема лате-

габбро Ново-Бурановского рудопроявления

	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
	1,64	-	-	Сл.	Сл.	0,04
	0,02	-	-	-	-	0,001
	-48,3	-	-	-100	-100	-97,8
	1,57	-	-	2,43	9,16	0,75
	0,03	-	-	0,05	0,17	0,014
	-35,1	-	-	-58,6	-59,3	-48,0
	1,71	-	-	4,15	15,90	0,92
	0,05	-	-	0,11	0,43	0,027
	2,28	-	-	0,30	-	0,04
	0,05	-	-	0,01	-	0,001
	-63,7	-	-	-98,3	-100	-93,7
	5,64	-	-	0,52	0,29	0,04
	0,09	-	-	0,01	0,005	0,001
	-30,8	-	-	-97,5	-99,2	-95,5
	6,27	-	-	0,30	0,43	0,04
	0,09	-	-	0,004	0,006	0,0005
	-32,1	-	-	-98,7	-98,9	-96,1
	8,34	-	-	0,88	0,43	0,16
	0,12	-	-	0,01	0,006	0,002
	-6,3	-	-	-96,4	-98,8	-81,9
	7,61	-	-	1,14	-	0,06
	0,11	-	-	0,02	-	0,001
	-15,4	-	-	-94,5	-100	-92,0
	5,40	-	-	6,24	3,62	0,45
	0,09	-	-	0,10	0,06	0,007
	-33,8	-	-	-72,1	-89,1	-44,1
	2,85	1,43	0,04	11,73	17,45	0,42
	0,09	0,04	-	0,35	0,53	0,013

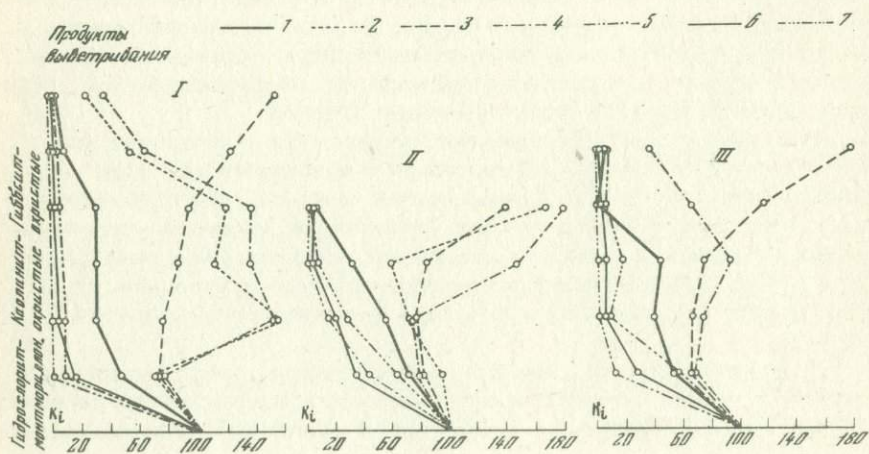
ритного боксита вдвое меньше исходного, т.е. даже без учета уплотнения определяется явный его вынос. На этом основании можно полагать, что уплотнение латеритных бокситов, образовавшихся по габбро, связано с сокращением объема пор, образующихся при псевдоморфном замещении зерен пироксена гетитом.

Приведенные данные позволяют считать, что в изученной коре выветривания габбро объем продуктов выветривания остается неизменным вплоть до последней верхней зоны, где при формировании латеритных бокситов происходит примерно двукратное их уплотнение. Алюминий ведет себя инертно по всему профилю выветривания габбро, исключая зону выщелачивания, при образовании которой выносятся около 30% его исходного содержания в единице объема.

Для характеристики распределения в профиле выветривания породообразующих компонентов в целом применялся коэффициент подвижности (K_i), вычисляемый в процентах из отношения разности абсо-

Таблица 18 (окончание)

Порода	Единица измерения	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Cr ₂ O ₃
Габбситовая	Вес. %	0,03	0,72	31,42	0,39
	Г/см ³	-	0,01	0,46	-
	K _i , %	-	-	-	-
Галлуазитовая	Вес. %	0,03	9,41	9,80	0,093
	Г/см ³	-	0,18	0,19	-
	K _i , %	-	-	-	-
Габбро	Вес. %	0,03	0,70	0,58	0,023
	Г/см ³	-	0,01	0,01	-
Гиббсит-охристая	Вес. %	0,21	0,44	31,99	0,16
	Г/см ³	-	0,01	0,66	-
	K _i , %	-	-	-	-
	Вес. %	-	0,90	31,32	0,76
	Г/см ³	-	0,01	0,51	-
	K _i , %	-	-	-	-
Каолинит-охристая	Вес. %	0,002	0,74	31,55	1,05
	Г/см ³	-	0,01	0,44	0,01
	K _i , %	-	-	-	-
	Вес. %	0,01	2,61	13,11	0,08
	Г/см ³	-	0,04	0,19	-
	K _i , %	-	-	-	-
Гидрохлорит-монтмориллоновая	Вес. %	0,48	2,20	12,80	0,08
	Г/см ³	-	0,03	0,18	-
	K _i , %	-	-	-	-
	Вес. %	0,03	5,68	7,57	0,03
Габбро	Г/см ³	0,09	0,12	-	-
	K _i , %	-	-	-	-
	Вес. %	0,03	-	0,86	0,08
	Г/см ³	-	-	0,03	-



Прочие	Сумма	Объемный вес, г/см ³	Пористость, %	k	Ряды подвижности компонентов
-	99,97	1,46	39,56	1,1	Ca, Mg, Si, Na, Fe, Al
-	6,29 (CO ₂)	1,91	24,60	0,6	Ca, Mg, Si, Na, Fe, Al
-	99,91	2,70	3,76	-	-
-	100,06	2,07	16,33	1,8	Ca, Mg, Si, Na, Fe, Al
-	99,86	1,64	34,56	1,4	Ca, Si, Mg, Na, Fe, Al
-	99,71	1,40	45,90	1,2	Si, Ca, Mg, Na, Fe, Al
-	99,50	1,45	44,59	0,7	Ca, Mg, Na, Si, Al, Fe
-	100,12	1,42	44,33	0,7	Ca, Mg, Na, Si, Al, Fe
-	100,06	1,59	40,32	0,7	Ca, Mg, Si, Na, Al, Fe
-	99,72	3,02	1,11	-	-

Фиг. 20. Графики распределения породообразующих элементов в лаггеритном профиле выветривания Актогайского месторождения (I), Кредиковского (II), Ново-Бурановского (III), Карагандысайского (IV) и Ишкининского (V) бокситопрооявлений

1 - SiO₂, 2 - TiO₂, 3 - Al₂O₃, 4 - Fe₂O₃ + FeO, 5 - CaO, 6 - MgO; 7 - Na₂O

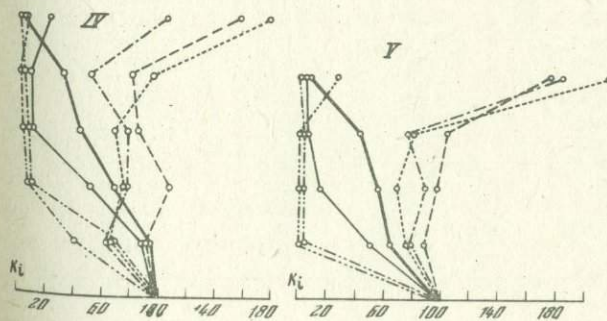


Таблица 19

Абсолютные содержания и подвижности компонентов в профиле выветривания

Порода	Единица измерения	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
Гиббсит-охристая	Вес. %	4,99	4,97	31,92
	Г/см ³	0,09	0,09	0,60
	K _i , %	-93,7	+66,0	+38,8
Каолинит-охристая	Вес. %	28,65	2,01	22,48
	Г/см ³	0,46	0,03	0,36
	K _i , %	-69,1	-42,6	-16,4
Гидрохлорит-монтморилло-нитовая	Вес. %	44,21	2,24	17,79
	Г/см ³	0,80	0,04	0,32
	K _i , %	-46,3	-27,8	-25,4
Габбро	Вес. %	47,67	2,39	15,61
	Г/см ³	1,05	0,05	0,35
	K _i , %	-29,0	-5,7	-19,8
	Вес. %	49,58	1,87	14,36
	Г/см ³	1,49	0,06	0,43

Таблица 19 (окончание)

Порода	Единица измерения	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺
Гиббсит-охристая	Вес. %	0,09	0,007	1,50	18,28
	Г/см ³	0,002	0,0001	0,03	0,34
	K _i , %	-98,1	-97,9	-	-
Каолинит-охристая	Вес. %	0,21	0,05	1,35	9,03
	Г/см ³	0,003	0,0008	0,02	0,14
	K _i , %	-96,2	-83,3	-	-
Гидрохлорит-монтморилло-нитовая	Вес. %	1,37	0,06	6,34	6,96
	Г/см ³	0,025	0,0011	0,11	0,13
	K _i , %	-72,6	-77,1	-	-
Габбро	Вес. %	2,53	0,12	4,55	4,41
	Г/см ³	0,056	0,0027	0,10	0,10
	K _i , %	-37,8	-43,7	-	-
	Вес. %	3,00	0,16	0,08	0,89
	Г/см ³	0,09	0,0048	0,002	0,03

Таблица 20

Абсолютные содержания и подвижности компонентов в профиле выветривания

Породы	Единица измерения	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
Гиббсит-охристая	Вес. %	0,00	2,32	47,11
	Г/см ³	-	0,05	0,81
	K _i , %	-100	+74,7	+53,7
Каолинит-охристая	Вес. %	32,08	2,68	33,94
	Г/см ³	0,40	0,03	0,43
	K _i , %	-69,7	+15,0	-20,4
Монтморилло-нит-слюдястая	Вес. %	37,53	1,32	29,73
	Г/см ³	0,56	0,02	0,44
	K _i , %	-56,7	-33,1	-18,5
Туф основного состава	Вес. %	42,05	1,02	27,43
	Г/см ³	0,89	0,02	0,58
	K _i , %	-32,6	-26,1	+7,4
	Вес. %	44,92	0,99	17,87
	Г/см ³	1,32	0,03	0,54

габбро Кредиковского рудопроявления

	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
	35,16	2,10	0,16	0,40	0,28
	0,66	0,04	-	0,007	0,005
	+78,6	-	-	-95,4	-98,3
	35,03	0,46	0,13	0,20	0,17
	0,56	0,007	-	0,003	0,003
	+45,5	-	-	-98,0	-99,1
	14,89	0,86	0,08	1,73	2,49
	0,27	0,02	-	0,03	0,05
	-27,2	-	-	-80,9	-85,5
	11,19	2,77	0,10	2,47	5,78
	0,25	0,06	-	0,05	0,13
	-20,9	-	-	-66,5	-68,7
	5,08	7,94	0,19	5,44	10,32
	0,15	0,24	-	0,16	0,31

	Прочие	Сумма	Объемный вес, г/см ³	Пористость, %	k	Ряды подвижности компонентов
	-	99,85	-	-	-	-
	-	-	1,87	35,5C	1,4	Ca, Na, K, Mg, Si, Al, Ti, Fe
	-	-	-	-	-	-
	0,11	99,88	-	-	-	-
	-	-	1,60	43,12	0,08	Ca, Mg, Na, K, Si, Ti, Al, Fe
	-	-	-	-	-	-
	0,10	99,12	-	-	-	-
	-	-	1,79	35,16	0,7	Ca, Mg, K, Na, Si, Ti, Fe, Al
	-	-	-	-	-	-
	0,19	99,78	-	-	-	-
	-	-	2,21	15,23	0,8	Mg, Ca, K, Na, Si, Fe, Al, Ti
	-	-	-	-	-	-
	0,13	99,04	-	-	-	-
	-	-	2,97	1,95	-	-

туфов Карагандысайского рудопроявления

	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
	17,76	-	-	0,79	1,11
	0,31	-	-	0,01	0,02
	+3,3	-	-	-79,4	-98,2
	12,07	-	0,05	0,35	0,52
	0,15	-	-	0,004	0,006
	-50,0	-	-	-93,5	-98,2
	15,60	-	0,014	0,25	1,50
	0,23	-	-	0,004	0,02
	-23,3	-	-	-95,0	-94,4
	11,05	-	0,24	1,80	1,50
	0,23	-	-	0,04	0,03
	-23,3	-	-	-50,0	-91,7
	6,22	3,95	0,11	2,28	12,38
	0,18	0,12	-	0,07	0,36

Таблица 20 (окончание)

Породы	Единица измерения	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺
Гиббсит-охристая	Вес. %	0,03	0,01	2,30	26,92
	Г/см ³	0,0005	0,0002	0,04	0,46
	K _i , %	-99,6	-99,3	-	-
Каолинит-охристая	Вес. %	0,08	0,35	1,15	16,86
	Г/см ³	0,001	0,004	0,01	0,21
	K _i , %	-85,3	-	-	-
Монтмориллонит-слоистая	Вес. %	0,12	0,79	1,19	12,39
	Г/см ³	0,002	0,012	0,02	0,18
	K _i , %	-98,3	-60,0	-	-
Туф основного состава	Вес. %	0,34	2,34	2,47	9,74
	Г/см ³	0,007	0,049	0,05	0,21
	K _i , %	-94,2	+63,3	-	-
	Г/см ³	0,12	0,03	0,01	-

Таблица 21

Абсолютные содержания и подвижности компонентов в профиле выветривания

Порода	Единица измерения	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
Гиббсит-охристая	Вес. %	2,64	3,85	40,28
	Г/см ³	0,05	0,07	0,75
	K _i , %	-95,8	+112,1	+74,4
Каолинит-охристая	Вес. %	34,84	1,88	31,26
	Г/см ³	0,49	0,03	0,44
	K _i , %	-59,2	-21,2	+2,8
Монтмориллонит-гидрохлоритовая	Вес. %	40,01	1,43	25,67
	Г/см ³	0,64	0,02	0,41
	K _i , %	-46,7	-33,3	-4,0
Диабаз	Вес. %	43,21	1,44	21,35
	Г/см ³	0,75	0,025	0,37
	K _i , %	-37,4	-24,2	-13,1
Гиббсит-охристая	Вес. %	42,90	1,20	15,26
	Г/см ³	1,20	0,03	0,43
	K _i , %	-	-	-
Каолинит-охристая	Вес. %	2,42	1,60	50,98
	Г/см ³	0,04	0,03	0,86
	K _i , %	97,1	-25,8	+63,4
Монтмориллонит-гидрохлоритовая	Вес. %	36,76	2,72	30,22
	Г/см ³	0,61	0,04	0,50
	K _i , %	-56,9	+24,1	-5,0
Диабаз	Вес. %	39,05	2,87	30,91
	Г/см ³	0,64	0,05	0,50
	K _i , %	-54,6	+29,9	-3,6
Монтмориллонит-гидрохлоритовая	Вес. %	39,85	2,38	27,44
	Г/см ³	0,72	0,04	0,49
	K _i , %	-48,9	+19,1	-5,5
Диабаз	Вес. %	47,19	1,21	17,59
	Г/см ³	1,42	0,036	0,52

Прочие	Сумма	Объемный вес, г/см ³	Пористость, %	k	Ряды подвижности компонентов
0,77	99,72				
(CO ₂ , H ₂ O ₅)		1,75	35,14	1,5	Si, Na, K, Ca, Mg, Fe, Al, Ti
-	100,13	1,26	56,25	0,8	Na, Ca, Mg, K, Si, Fe, Al, Ti
-	100,43	1,49	14,31	0,8	Na, Mg, Ca, K, Si, Ti, Fe, Al
0,25	100,01	2,12		1,1	Na, Ca, Mg, Si, Ti, Fe, Al, K
2,81	99,50	2,94	1,11		

диабазов Ишкининского рудопоявления

Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
22,51	4,82	0,09	0,51	-
0,42	0,09	-	0,01	-
5,30	9,64	0,08	-95,0	-100
0,07	0,14	-	0,29	0,13
12,26	3,16	Сл.	0,004	0,002
0,20	0,05	-	-98,0	99,3
		-	1,69	0,41
		-	0,03	0,006
		-	-86,2	-97,9
8,75	3,47	0,08	5,54	0,49
0,15	0,06	-	0,10	0,008
		-	-51,0	-97,3
6,24	3,70	0,15	7,02	10,47
0,17	0,10	-	0,20	0,29
13,67	0,49	-	0,40	0,58
0,23	0,008	-	0,007	0,010
		-	-97,2	-96,9
15,16	0,65	0,08	0,72	0,28
0,25	0,01	-	0,01	0,005
		-	-95,0	-98,5
7,92	3,28	0,03	0,71	0,70
0,13	0,05	-	0,01	0,01
		-	-95,1	-96,4
		-	2,42	0,40
7,57	5,21	0,07	0,04	0,01
0,14	0,09	-	-81,5	-97,7
		-	7,93	10,55
5,97	4,53	0,15	0,24	0,31
0,18	0,13	-		

Таблица 21 (окончание)

Порода	Единица измерения	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺
Гиббсит-окристая	Вес. %	1,11	0,71	0,90	19,58
	Г/см ³	0,021	0,013	0,02	0,36
Каолинит-окристая	K _i , %	-75,6	-31,6	-	-
	Вес. %	0,05	0,17	2,17	12,48
	Г/см ³	0,001	0,002	0,03	0,18
	K _i , %	-98,8	-89,5	-	-
Монтмориллонит-гидрохлоритовая	Вес. %	0,085	1,24	2,19	10,67
	Г/см ³	0,001	0,02	0,04	0,17
	K _i , %	-98,8	+5,2	-	-
	Вес. %	0,09	1,04	3,03	10,95
Диабаз	Г/см ³	0,001	0,18	0,05	0,19
	K _i , %	-98,8	-5,3	-	-
Гиббсит-окристая	Вес. %	3,08	0,687	1,31	3,93
	Г/см ³	0,09	0,019	0,04	0,11
	Вес. %	0,04	0,17	1,12	27,96
	Г/см ³	0,0006	0,0028	0,02	0,47
Каолинит-окристая	K _i , %	-99,1	-83,8	-	-
	Вес. %	0,03	0,15	1,78	12,14
	Г/см ³	0,0005	0,0025	0,03	0,20
	K _i , %	-99,2	-85,5	-	-
Монтмориллонит-гидрохлоритовая	Вес. %	0,14	0,23	2,06	12,10
	Г/см ³	0,0023	0,0038	0,03	0,20
	K _i , %	-96,4	-78,0	-	-
	Вес. %	0,21	1,73	3,31	9,69
Диабаз	Г/см ³	0,0038	0,031	0,06	0,18
	K _i , %	-94,0	+80,3	-	-
	Вес. %	2,13	0,58	0,42	2,32
	Г/см ³	0,06	0,017	0,01	0,07

лютных содержаний того или иного компонента в данной зоне и неизменной породе к абсолютному содержанию их в этой исходной породе (см. табл. 17-21).

В результате проведенных расчетов были получены ряды подвижности компонентов для различных объектов, в целом сходные между собой. В общем можно представить следующий усредненный ряд подвижности компонентов, характеризующий латеритный процесс:

Ca, Mg, Na, K, Si, Fe, Al, Ti.

Ca, Mg и Na, как правило, в основной своей массе выносятся при формировании нижней монтмориллонит-гидрохлоритовой зоны и в минимальных количествах прослеживаются в остальных зонах профиля.

K иногда образует повышенные количества в самой нижней зоне, концентрируясь в гидрослюде. При формировании верхних зон он выносятся.

Si занимает четко промежуточное положение между группами подвижных и инертных компонентов. Среднее его положение в выведенном ряду подвижности хорошо иллюстрируется графиками распределения компонентов в профиле выветривания (фиг. 20). Наи-

Порода	Прочие	Сумма	Объемный вес, г/см ³	Пористость, %	k	Ряды подвижности компонентов	
Гиббсит-окристая	3,60 (CO ₂)	100,60	-	1,87	43,92	1,7	Ca, Si Mg, Na, K, Al, Fe, Ti
	-	-	1,87	43,92	1,7	Ca, Si Mg, Na, K, Al, Fe, Ti	
Каолинит-окристая	1,41	99,62	-	1,40	48,62	1,0	Ca, Na, Mg, K, Si, Fe, Ti, Al
	-	-	1,40	48,62	1,0	Ca, Na, Mg, K, Si, Fe, Ti, Al	
Монтмориллонит-гидрохлоритовая	0,69	99,51	-	1,59	41,25	1,0	Na, Ca, Mg, Si, Ti, Fe, Al, K
	-	-	1,59	41,25	1,0	Na, Ca, Mg, Si, Ti, Fe, Al, K	
Диабаз	0,41	100,13	-	1,74	31,60	0,9	Na, Ca, Mg, Si, Ti, Fe, Al, K
	-	-	1,74	31,60	0,9	Na, Ca, Mg, Si, Ti, Fe, Al, K	
Гиббсит-окристая	4,22	100,15	-	2,80	0,38	-	-
	-	-	2,80	0,38	-	-	-
Каолинит-окристая	-	99,43	-	1,67	34,74	1,6	Na, Mg, Si, Ca, K, Ti, Fe, Al
	-	-	1,67	34,74	1,6	Na, Mg, Si, Ca, K, Ti, Fe, Al	
Монтмориллонит-гидрохлоритовая	-	100,69	-	1,66	47,15	1,0	Na, Ca, Mg, K, Si, Fe, Al, Ti
	-	-	1,66	47,15	1,0	Na, Ca, Mg, K, Si, Fe, Al, Ti	
Диабаз	0,30	100,30	-	1,64	47,56	1,0	Na, Ca, Mg, K, Si, Fe, Al, Ti
	-	-	1,64	47,56	1,0	Na, Ca, Mg, K, Si, Fe, Al, Ti	
Гиббсит-окристая	-	100,28	-	1,81	44,46	0,9	Ca, Na, Mg, Si, Fe, Al, Ti, K
	-	-	1,81	44,46	0,9	Ca, Na, Mg, Si, Fe, Al, Ti, K	
Диабаз	-	100,67	-	3,00	0,15	-	-
	-	-	3,00	0,15	-	-	-

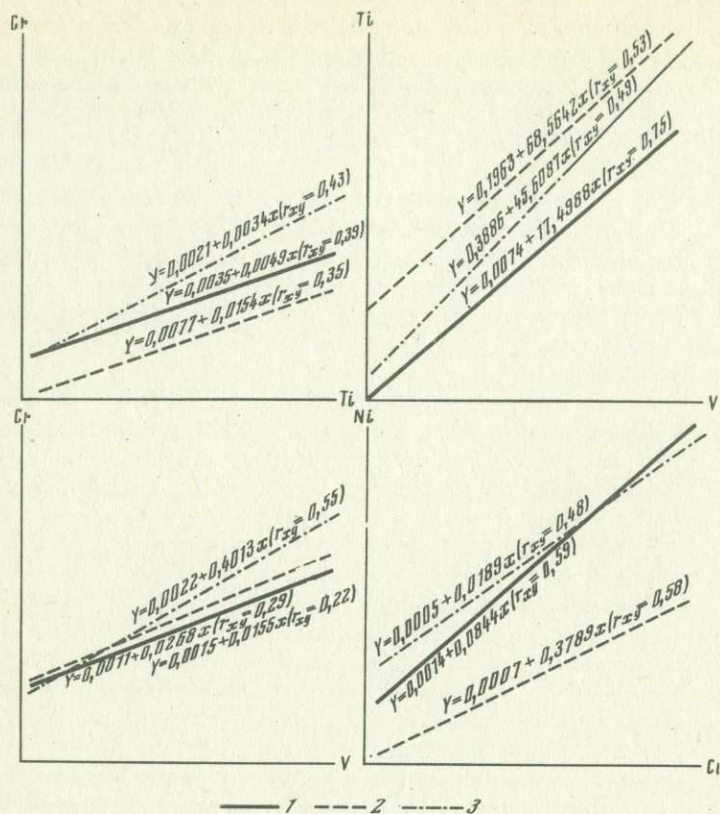
более значительные содержания выносимого SiO₂ характерны для двух крайних (нижней и верхней) зон профиля.

Al, Fe и Ti в целом ведут себя инертно. В верхних горизонтах профиля отмечается перераспределение железа, нередко его вынос.

Изучались также качественный состав, распределение и парные корреляционные связи элементов-примесей в неизмененных породах и продуктах выветривания различных геохимических зон развитого на них элювия.

Установлено, что неизмененным породам различных рудопроявлений свойственны разные спектры и неодинаковые концентрации микроэлементов. Качественный состав элементов-примесей исходных пород строго наследуется продуктами их выветривания.

Спектральным полуколичественным анализом в габбро и диабазах изученных районов Мугоджар определены Sc, P, Mn, Nb, Ga, Mo, Cu, V, Zn, Ti, Co, Ni, Zr, Cr, Sr, Ba, Y. В туфах и диабазах Орского Зауралья, помимо перечисленных элементов-примесей, отмечаются также Be, As, Pb и La. Содержания V, Cu, Zn, Ti, Co, Ni, Zr, Cr, Ba в этих породах различны и отличаются нередко на порядок. Например, габбро Актогайского месторождения V, Cu, Co, Ni и Cr в це-



Фиг. 21. Графики корреляционной зависимости между парами микроэлементов для габбро (1), латеритных (2) и осадочных (3) бокситов Актогайского месторождения

Таблица 22

Распределение микроэлементов в габбро и продуктах его

Порода	Элемент			
	Sc	Cu	Co	Ni
Гиббсит-охристая	0,55	2,6	0,16	0,33
Каолинит-охристая	0,73	4,1	0,84	1,6
Гидрохлорит-монтмориллонитовая	0,69	5,1	2,0	2,8
Габбро	2,2	5,4	1,4	2,6

Примечание. Содержания даны в $n \cdot 10^{-3}$

лом содержит в повышенных количествах по сравнению с такими же породами на Кемпирсайском массиве и в Орской впадине.

Изучение распределения микроэлементов в габбро Актогайского месторождения показало, что отдельным элементам-примесям свойственны определенные минералогические формы нахождения. В пироксене содержания P, Mn, V, Cu, Ti, Co, Ni, Cr на порядок и более выше, чем в плагиоклазе. Кроме того, в этом минерале содержатся Mo, Zn и Sc, не свойственные плагиоклазу. В свою очередь в последнем отмечаются Nb, Zr и La. Титаномагнетит является единственным носителем Mo и Ge и содержит в повышенных количествах Cr, Ti и V. В пирите содержания Cu, Ni и Co выше на два порядка по сравнению с плагиоклазом и на порядок - с пироксеном и титаномагнетитом.

Между парами микроэлементов из групп, образующих повышенные концентрации в каком-либо минерале, отмечаются корреляционные связи. Так, для габбро Актогайского месторождения положительные коэффициенты корреляции отмечаются для групп микроэлементов, входящих в состав титаномагнетита и пирита (фиг. 21).

Изучение распределения микроэлементов в продуктах геохимических зон коры выветривания показало, что спектры элементов-примесей в псевдоморфных минералах различных зон аналогичны спектрам исходных замещаемых минералов. Проследивая поведение микроэлементов в рядах изменений при выветривании плагиоклазов и пироксенов, можно заметить, что в новообразованных минералах возрастают содержания Cr, V, Ti и уменьшаются концентрации Mn, Cu, Ni, Co, Sr, Ba, La. Входящие в состав пирита Cu, Co, Ni при его преобразовании также испытывают рассеяние. Ti, V, Cr, Mo, Zn, Zr, концентрирующиеся в слабо выветрелом титаномагнетите, относительно накапливаются в коре выветривания.

Сравнение составов микроэлементов глинистых и тяжелых фракций продуктов различных зон коры выветривания диабазов Ишкинин-

выветривания на Актогайском месторождении

	Элемент				Число анализов
	V	Zn	Cr	Ti	
	29,0	2,7	50,0	620	50
	9,2	1,6	21,0	850	50
	7,0	8,3	18,0	650	50
	50,0	4,8	9,3	770	50

Таблица 23

Распределение микроэлементов в туфах и продуктах их выветривания на

Порода	Элемент							
	Be	Sc	P	Pb	Cu	Co	Ni	Sr
Латеритные бокситы	0,08	1,6	63	2,0	4,4	0,89	1,6	1,2
Каолинит-охристая	0,11	3,1	220	3,5	7,4	3,3	5,1	3,7
Туф	0,53	5,5	300	5,5	9,0	11,0	24,0	52,0

ского бокситопроявления показало относительное обогащение тяжелой фракции Mo, V, Ti, Cr.

Таким образом, по своему поведению в профиле выветривания пород основного состава микроэлементы могут быть подразделены на две группы: подвижные (Sc, Cu, Ni, Co, Sr, Ba, Y, P) и инертные (Nb, Ga, Mo, V, Zn, Ti, Zr, Cr). Эти факты хорошо иллюстрируются таблицами средних содержаний микроэлементов в исходных породах и коре выветривания (табл. 22, 23). Полученные закономерности поведения и распределения отдельных элементов-примесей подтверждаются данными химического анализа.

Осадочные руды изученных бокситопроявлений имеют близкий латеритным бокситам минеральный и химический составы [77]. Они наследуют также качественный состав и корреляционные связи элементов-примесей (см. фиг. 21). Отличается повышенное содержание в осадочных бокситах микроэлементов, накапливающихся в коре выветривания, и пониженное - рассеивающихся; однако, при этом средние содержания микроэлементов в продуктах коры выветривания и связанные с ними осадочных бокситах остаются близкими (табл. 24). Исследование распределения микроэлементов в бобови-

Таблица 24

Фоновые содержания элементов-примесей в осадочных и остаточных бокситах рудопроявления Ишкинно

Элементы-примеси	Осадочные бокситы	Латеритные бокситы	Элементы-примеси	Осадочные бокситы	Латеритные бокситы
	0,09	0,16	Co	1,60	5,50
Ga	1,50	1,20	Sc	1,60	1,90
Nb	1,30	1,30	Pb	2,00	2,00
Zr	14,00	18,00	Zn	7,20	13,00
V	49,00	29,00	Cu	2,50	5,00
Cr	60,00	27,00	Mo	0,60	0,28
Mn	50,00	90,00	Ba	4,50	2,00
Ni	6,50	12,00	Число анализов	50	50

Примечание. Содержания даны в $n \cdot 10^{-3}$

Карагандысайском рудопроявлении

	Элемент							Число анализов	
	Ba	Ga	Mo	V	Zn	Zr	Cr		Ti
	4,5	2,0	0,96	29,0	5,4	25,0	32,0	1870	50
	33,0	1,5	0,43	-	13,0	18,0	12,0	2000	50
	170	1,7	0,27	6,7	7,4	15,0	19,0	430	50

нах и цементе осадочных бокситов показало, что относительно основной массы боксита бобовины обогащены Mn, Cr, Ti и V.

Таким образом, проведенное изучение геохимии профилей коры выветривания основных пород южной оконечности Урала путем сопоставления результатов расчетов методами абсолютных масс и молекулярных объемов позволяет говорить об относительной инертности поведения алюминия в процессе формирования верхних зон латеритной коры выветривания (исключая кирассу). В качестве возможного механизма накопления алюминия в структурных бокситах, кроме относительного накопления его благодаря выносу подвижных компонентов можно предположить близкое к двукратному уплотнение (изменение объема) этих пород при выветривании.

Изучение распределения породообразующих компонентов и микроэлементов в коре выветривания и осадочных бокситах позволило установить признаки геохимической связи этих образований.

ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В БОКСИТАХ И КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Как остаточные, так и осадочные бокситы различных месторождений и рудопроявлений южной оконечности Урала в той или иной степени преобразованы эпигенетическими процессами. Вторичные минералы — алунит, сидерит, пирит — в продуктах коры выветривания и осадочных бокситах этой территории отмечались ранее [5, 30, 45, 46]. Автором [76] в остаточных бокситах Ишкининского рудопроявления, кроме известных сидерита и пирита [30], устанавливается эпигенетический шамозит и с помощью изо-объемного метода рассматривается поведение породообразующих компонентов в преобразованном наложенными процессами профиле коры выветривания диабазов. Детальная характеристика шамозитизированного профиля выветривания диабазов Ишкининского бокситопроявления дана в работе В.В. Гудошниковой и других [29].

Необходимость изучения вторичных изменений бокситов вызвана прежде всего тем, что эти изменения в данном конкретном случае, как правило, приводят к деградации (ресилификации) бокситов. Представляется, что оценка масштабов ресилификации позволит более правильно оценить масштабы бокситопроявлений и косвенно судить о запасах данного объекта в геологическом прошлом. Изучение же причин, вызывающих вторичные изменения наряду с прочими геологическими критериями, поможет прогнозированию конкретных площадей, на которых залежи латеритных бокситов могли сохраниться, не претерпев ресилификации в силу благоприятной геологической обстановки.

Вторичные изменения в остаточных и осадочных бокситах изученных месторождений и рудопроявлений южной оконечности Урала по времени их проявления, условиям локализации и характеру наложенной минерализации могут быть разделены на три типа: обеления, оглеения и каолинизации.

Обеление бокситов

Обеление бокситов (процессы раннего выветривания, по Н.А. Лисициной и М.В. Пастуховой [61], или обеление бокситов в стадию латеризации, по Г.И. Бушинскому [11]) связано с перераспределением железа и частичным или полным его выносом из породы. Это явление редко наблюдается в остаточных и весьма распространено в осадочных бокситах. В результате процессов обеления породы вмес-

то свойственных им буровато-красных и охряно-желтых окрасок приобретают светло-бурые, бежевые, розовые и белые цвета.

В латеритных бокситах участки обеления маломощны (несколько десятков сантиметров), носят сугубо локальный характер и спорадически в виде отдельных пятен распределены в верхних частях рудного горизонта латеритного профиля. На Кредиковском и Карагандысайском рудопроявлениях обеленные бокситы перекрыты маломощным слоем сильно ожелезненных обломочных пород типа "кирассы". На Актогайском месторождении они перекрыты залежью обычных осадочных бокситов кирпично-красного цвета. Таким образом, процессы обеления латеритных бокситов протекали в промежуток времени между закончившимся латеритообразованием и началом осадкообразования.

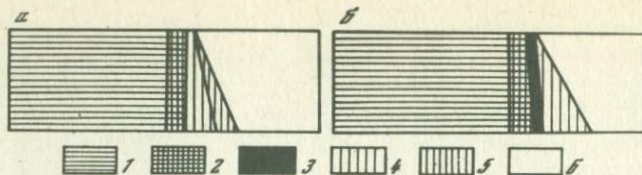
В неизменных латеритных бокситах железо связано с гетитом и гематитом, псевдоморфно замещающими темноцветные и рудные минералы. При процессах обеления железистые псевдоморфозы разрушаются, в результате чего наряду с изменением внешнего облика и вещественного состава породы меняются и ее физико-механические свойства — увеличивается пористость и уменьшается объемный вес.

В результате перераспределения железа, наряду с участками обеления бокситов, отмечаются зоны резкого обогащения этим элементом. Так, например, отмечалось ячеистое обеление боксита в результате "стягивания" железа вдоль стенки трещин в породе. Наблюдались также конкреционные образования с внешней железистой зоной и ядром осветленной породы в центре. Иногда железенные участки имеют однородное строение, чаще им свойственна концентрическая зональность, напоминающая кольца Лизе-Ганга. Интенсивность "пропитки" железом породы неодинакова. Наблюдались случаи как сохранения, так и полного утрачивания реликтовой структуры боксита в ожелезненных участках (Табл. VIII, а).

Сравнение химического и минерального составов неизменного и осветленного боксита, взятого из одного штуфа, обнаруживает в них почти пятикратную разницу в содержании Fe_2O_3 за счет разрушения в осветленном боксите гематита и части гетита. Пересчет породообразующих компонентов на их объемное содержание, а минерального состава на единицу объема показывает, что в описываемом случае подвижным является только железо при практически полной инертности остальных компонентов. Увеличение пористости породы целиком обусловлено выносом железа (фиг. 22).

Участки обеленных пород в разрезах залежей осадочных бокситов на изученных объектах обычно тяготеют к кровле бокситового пласта и локализируются вблизи его выходов на дневную поверхность. На Талдык-Ащесайском месторождении карстового типа и на Джанганинском рудопроявлении делювиального типа участки обеления в виде зон удлиненной формы располагаются среди обычных кирпично-красных и бурых бокситов и приурочены к верхам рудной залежи, обнажающейся на поверхности.

Обеление осадочных бокситов, в отличие от латеритных, носит несколько иной характер, что обусловлено прежде всего их текстур-



Фиг. 22. Диаграммы распределения минералов в единице объема красных и белых латеритных (а) и осадочных (б) бокситов
 1 - гиббсит, 2 - каолинит, 3 - анатаз (?), 4 - гетит, 5 - гематит, 6 - пористость

но-структурными особенностями и распределением железа в элементах текстуры. Повышенные содержания железа в бобовинах боксита относительно его цемента определяют и их большую "устойчивость" при начальных процессах обеления, в результате чего в первую очередь происходит обесцвечивание цемента породы. Однако при дальнейшем развитии процесса, при полном выносе железа, происходит разрушение бобовин, порода приобретает сотовое строение и практически состоит из одного лишенного железа обеленного цемента. Наблюдались случаи приуроченности обеления к трещинам в породе.

Сравнение химического и минерального составов белого и красного бокситов, взятых из одного штуфа, показало при почти полном выносе железа относительное обогащение обесцвеченного боксита глиноземом, уменьшение содержания в нем SiO_2 в два раза, что в пересчете на минеральный состав дало 92,11% гиббсита. Последнее обстоятельство обуславливает значительную (32,97%) потерю веса при дегидратации белого боксита в отличие от красного - железисто-глиноземистого по составу (25,24%).

Изучение поведения породообразующих компонентов при обелении боксита с помощью изо-объемного метода и пересчет содержаний минералов на единицу объема показали, что уменьшение объемного веса при обелении боксита происходит исключительно за счет выноса железа и незначительного количества кремния при почти полной инертности остальных компонентов; соответственно увеличение пористости связано с разрушением железистых минералов. Сравнение диаграмм обеления осадочных и латеритных бокситов показывает почти полную их идентичность, что, в свою очередь, говорит об единой природе процессов обеления (см. фиг. 21).

При обесцвечивании осадочных бокситов, так же как и латеритных, вынос железа сопровождается его частичным перераспределением с образованием участков резкого обогащения. Так, среди зон развития белых бокситов встречаются образования, напоминающие конкреции с внешней сферической железистой оболочкой и ядром белого боксита. На внутренней части оболочки сохраняются реликты бобовин и облочков. Внешняя часть представляет собой моноклиный бурый железняк, лишенный реликтовой структуры (Табл. VIII, б).

Оглеение бокситов

Оглеение (по А.И. Перельману [93]) в бокситоносных корах выветривания и осадочных бокситах наблюдается в участке перекрытия этих образований чехлом осадочных пород. Вторичные изменения глеевого ряда могут иметь площадной или избирательный характер, а также не проявляться вообще, что соответственно определяется наличием или отсутствием органического вещества в перекрывающих породах. Так, например, на Актогайском месторождении горизонты оглеения в коре выветривания и осадочных бокситах наблюдается только под сероцветными углистыми глинами альба и не отмечаются в местах перекрытия их лишенными органики морскими отложениями палеогена и среднеолигоценовыми песчано-глинистыми континентальными образованиями, а также в участках выхода бокситоносной толщи на дневную поверхность. На Кредиковском и Ишкининском бокситопоявлениях зоны вторично-измененных пород также локализируются в участках, перекрытых угленосными юрскими отложениями. В бокситах Карагандысайского рудопроявления вторичных изменений глеевого ряда не отмечается в связи с тем, что бокситопоявление расположено на дневной поверхности.

Подшва измененных пород обычно неровная, карманообразная. Как правило, глеевые процессы затрагивают только залежи осадочных бокситов и верхние горизонты элювия, но наблюдались случаи преобразования всего профиля коры выветривания. Процессы оглеения в породах коры выветривания и продуктах ее переотложения фиксируются появлением несвойственных этим образованиям серых, серо-зеленых и сизых окрасок, а также наличием новообразованных минералов — шамозита, сидерита, редко кальцита. Перечисленные минералы в измененных породах встречаются в различных ассоциациях и соотношениях. В преобразованной коре выветривания и бокситах Актогайского месторождения отмечаются шамозит и сидерит. В породах коры выветривания Кредиковского рудопроявления широким развитием пользуется сидеритизация. На Ишкининском бокситопоявлении установлена сидерит-шамозитовая эпигенетическая минеральная ассоциация.

Таким образом, результаты исследования вторично-измененных зон оглеения в корах выветривания и бокситах изученных месторождений и рудопроявлений соответствуют общеизвестным представлениям о том, что глеевые процессы сопровождаются формированием минералов (шамозита, сидерита, кальцита), чуждых обычному окисленному профилю. Наблюдается определенная закономерность в распределении новообразованных минералов в вертикальном разрезе. На Ишкининском бокситопоявлении шамозитизированные породы снизу вверх сменяются шамозит-сидеритизированными и далее сидеритизированными.

Ближние взаимоотношения наложенных минералов наблюдались при развитии процессов оглеения в бокситах по трещинам. Центральные участки трещин обычно инкрустируются кристаллами сидерита, в то время как шамозит замещает породу в обе стороны от стенок.

Процессы оглеения сопровождаются восстановлением окисного железа и обычно привносом закисного. Снизу вверх в преобразованном профиле возрастает также содержание привносимого извне CO_2 . Вторичные минералы замещают первичные гиббсит, каолинит и гетит, выполняющие полости и пустоты. Это резко сказывается не только на химическом составе породы, но и на ее физико-механических свойствах — уменьшается пористость породы и увеличивается ее объемный вес.

Как указывалось выше, горизонты оглеения локализуются в участках, перекрытых углистыми осадками. На Ишкининском рудопроявлении в результате неотектонических движений отдельные участки преобразованной коры выветривания были освобождены от перекрывающего осадочного чехла. Профиль коры выветривания вновь подвергся выветриванию, в результате чего произошло окисление ранее сформированных шамозита и сидерита [29]. Породы приобрели свойственный обычной коре выветривания охряно-желтый цвет и каолинит-гиббсит-гетитовый состав. Однако реликты окисленных минералов, особенно овоиды сидерита, хорошо видны как в образцах, так и под микроскопом. На геохимической диаграмме профиля вторично окисленной коры выветривания в верхних ее горизонтах отчетливо фиксируется переход железа из закисных форм в окисные [79], что связано с окислением сидерита (уменьшается содержание CO_2).

Таким образом, кора выветривания на Ишкининском бокситопроявлении в течение своего существования претерпела значительную эволюцию. Продукты вторичных изменений, возникшие в обычной окисленной коре выветривания под углистыми глинами юры, были после размыва последних уничтожены, в результате чего кора выветривания вновь приобрела окисленный профиль [29].

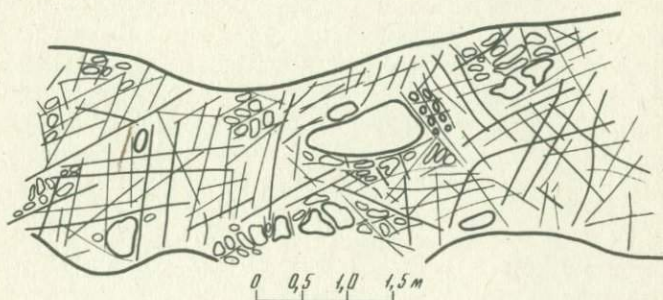
Вторичные изменения глеевого характера широко распространены в бокситах различных месторождений СССР. Присутствие шамозита или сидерита в бокситах различных месторождений восточного склона Урала отмечалось Б.М. Федоровым [121], Б.П. Кротовым и Т.М. Столяровой [53], Тургайского прогиба — Н.А. Лисициной [57], Е.Н. Куземкиной [54], Н.А. Лисициной, М.В. Пастуховой [59, 61], М.В. Пастуховой [89], КМА — А.П. Никитиной [72]. Явления шамозитизации и карбонатизации в остаточных бокситах Кайракского месторождения в Средней Азии описаны Б.А. Богатыревым [7], в бокситоносной коре выветривания Прибайкалья — Ж.В. Домбровской [35]. За рубежом шамозит установлен, в частности, в латеритах Антрима (Северная Ирландия). Контрастирующий своей зеленой окраской с красноцветными латеритами, этот минерал считается наложенным и по своему времени образования более поздним по сравнению с формированием бокситов. Г. Бриндли связывает появление шамозита с поздним заболачиванием района [131, 132].

Каолинизация бокситов

Вторичные изменения, связанные с замещением боксита каолинитом (ресилификация [135] или кремниевый метасоматоз [63]) наблюдались автором на Кредиковском, Ново-Бурановском и ряде других бокситопоявлений, в Мугоджарах, на Кемпирсайском массиве. Детальному изучению подвергались каолинизированные бокситы Ново-Бурановского рудопооявления. Участки каолинизации здесь отмечались как в бокситах, находящихся вблизи поверхности, так и в залежах, встреченных на глубине. Важно отметить, что мощности зон каолинизации и степень каолинизации различных залежей бокситов неодинаковы. Наиболее интенсивно процессы ресилификации проявлены в рудных телах, залегающих на глубине в коре выветривания, и значительно меньше в залежах, приуроченных к ее кровле. Как правило, каолинизация в приповерхностных залежах представлена в виде оконтуривающих зон, отдельных жил и прожилков мощностью несколько сантиметров, в то время как на глубине отмечаются почти нацело каолинизированные рудные тела с отдельными реликтами неизмененных бокситов. Характерно, что каолинизация не затрагивает вмещающие бокситы рыхлые каолинит-гипс-охристые продукты, в результате чего подвергшиеся ресилификации рудные залежи обычно отделены от них зоной плотных каолинитовых пород.

Замещение бокситов каолинитом начинается от стенок трещин и постепенно распространяется вглубь породы. В результате рудное тело приобретает блоковое строение (фиг. 23). В участках интенсивной трещиноватости повсеместно наблюдаются блоки первичных неизмененных латеритных бокситов, заключенные в каолинитовую "рубашку". Границы между каолинизированной породой и реликтовым бокситом бывают как довольно резкие, так и постепенные, текстурно-структурные особенности бокситов в каолинизированных зонах полностью сохраняются (Табл. VIII, *в, г, д*).

Если считать возможным равновесие между гипсцитом, бемитом, растворенным SiO_2 , каолинитом и водой, то реакции замещения



Фиг. 23. Зарисовка залежи латеритных бокситов. Реликты бокситов в виде отдельных блоков сохранились среди сильно трещиноватых каолинизированных пород [37]

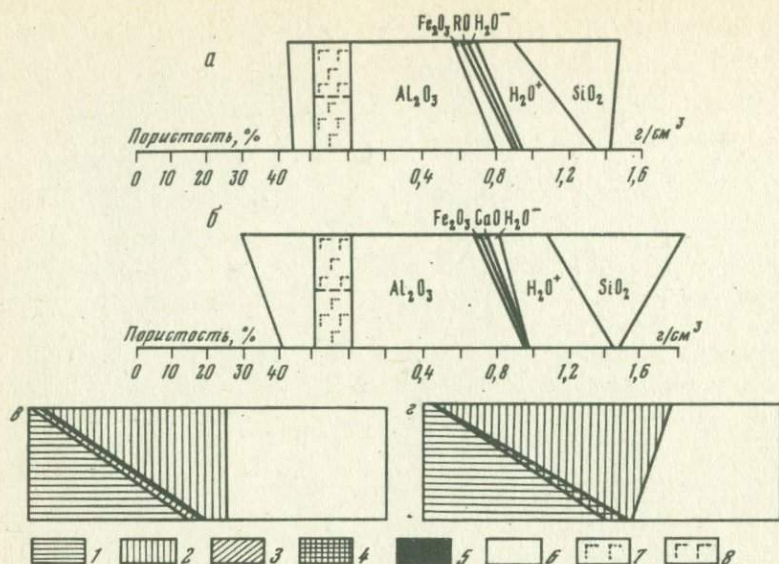
Таблица 25

Химический и минеральный состав и физико-механические

Компоненты	Обр. 1		Обр. 2		Привнос + вынос, г/см ³
	Вес. %	г/см ³	Вес. %	г/см ³	
SiO ₂	5,09	0,07	39,45	0,58	+0,51
TiO ₂	0,05	-	Сл.	-	
Al ₂ O ₃	56,90	0,81	38,28	0,57	-0,24
Fe ₂ O ₃	7,19	0,10	4,25	0,06	-0,04
FeO	-	-	-	-	-
MnO	-	-	-	-	-
MgO	1,41	0,03	0,91	0,02	-0,01
CaO	0,56	-	0,28	-	-
Na ₂ O	0,082	-	0,20	-	-
K ₂ O	0,003	-	0,004	-	-
H ₂ O ⁻	1,29	0,02	2,90	0,04	+0,02
H ₂ O ⁺	27,04	0,39	13,79	0,21	-0,18
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-
CO ₂	-	-	-	-	-
Сумма	99,61	1,42	100,10	1,48	+0,06
Гиббсит	74,9	1,08	3,7	0,05	-1,03
Бемит	-	-	-	-	-
Гетит	8,0	0,11	4,7	0,07	-0,04
Каолинит (галлуазит)	10,9	0,16	87,9	1,31	+1,15
Шпинель	5,0	0,07	3,2	0,05	-0,02
Сумма	98,8	1,42	99,5	1,48	+0,06
Объемный вес, г/см ¹		1,42		1,48	
Пористость, % измеренная		44,85		43,36	
расчетная		45,8		45,8	

свойства неизмененных и каолинизированных бокситов

Обр. 3		Обр. 4		Привнос + вынос, г/см ³
Вес. %	г/см ³	Вес. %	г/см ³	
1,57	0,02	42,00	0,76	+0,74
Сл.	-	Сл.	-	
64,16	0,94	38,30	0,69	-0,25
1,64	0,03	1,04	0,02	
-	-	-	-	
-	-	-	-	
Сл.	-	0,15	-	
Сл.	-	1,20	0,02	+0,02
0,04	-	0,34	-	
0,003	-	0,004	-	
0,72	0,01	3,10	0,06	+0,05
31,42	0,46	14,15	0,26	-0,20
0,39	-	0,05	-	
-	-	-	-	
99,97	1,46	100,33	1,81	+0,34
85,3	1,26	4,0	0,07	-1,19
8,3	0,12	-	-	-0,12
1,8	0,03	1,2	0,02	-0,01
3,4	0,05	93,4	1,72	+1,67
-	-	-	-	
98,8	1,46	98,6	1,81	+0,35
	1,46		1,81	
	39,56		29,14	
	41,6		31,6	

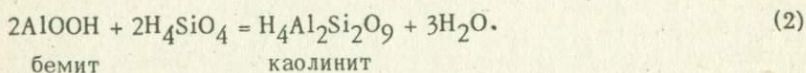
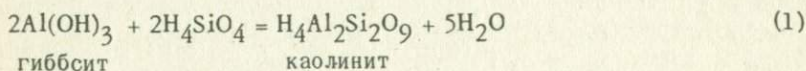


Фиг. 24. Диаграммы изменения химического состава (а, б) и распределения минералов в единице объема (в, з) неизмененного и каолинизированного бокситов

а, в — каолинизация протекает без изменения пористости породы; б, з — в процессе каолинизации пористость породы уменьшается

1 — гиббсит, 2 — каолинит (галлуазит), 3 — шпинель, 4 — бемит, 5 — гетит, 6 — пористость, 7 — боксит; 8 — эпигенетический каолин

минералов глинозема каолинитом можно записать в виде следующих уравнений [34, 38]:



Как видно из табл. 25 и фиг. 24, в описываемом случае отмечается два варианта протекания процесса: каолинизация при практически равном привносе и выносе компонентов и каолинизация с преобладающим привносом вещества. В первом случае физико-механические свойства боксита практически не меняются, во втором — каолинизация сопровождается увеличением объемного веса и уменьшением пористости породы (см. фиг. 24).

Предполагая, что все количество каолинита (исключая долю каолинита, имеющуюся в неизмененном боксите) в эпигенетическом каолине образовалось в процессе взаимодействия минералов свободного глинозема бокситов с привнесенной кремнекислотой, по привне-

денным выше формулам можно рассчитать количество вынесенного гиббсита.

Вариант I (минералы свободного глинозема представлены только гиббситом, табл. 25, обр. 1, 2). По уравнению (1) определяем количество вынесенного гиббсита:

$$1,03 - \frac{156 \cdot 1,15}{258} = 0,34 \text{ г,}$$

где 1,03 г – количество гиббсита в 1 см³, участвующее в реакции замещения, 1,15 г – количество каолинита в 1 см³, образовавшееся в процессе ресилификации, 156 и 258 г – мольные количества гиббсита и каолинита соответственно, требуемые для реакции (1).

Вариант II (минералы свободного глинозема представлены гиббситом, бемитом, табл. 25, обр. 2, 3). По уравнению (2) определяем количество каолинита, образовавшегося в процессе ресилификации бемита:

$$\frac{258 \cdot 0,12}{120} = 0,26 \text{ г,}$$

где 0,12 г – количество бемита в 1 см³, участвующее в реакции, 120 и 258 г – мольные количества бемита и каолинита соответственно требуемые для реакции (2).

Далее определяем количество вынесенного гиббсита:

$$1,19 \text{ г} - \frac{156 \cdot 1,41}{258} = 0,34 \text{ г Al(OH)}_3,$$

где 1,19 – количество гиббсита в 1 см³, участвующее в реакции замещения, 1,41 г – количество каолинита в 1 см³, образовавшееся в процессе ресилификации гиббсита, полученное в результате вычитания из значения общего количества эпигенетического каолинита (1,67 г) количества каолинита, образованного при ресилификации бемита (0,26 г), 156 и 258 г – мольные количества гиббсита и каолинита соответственно требуемые для реакции (1).

Проведенные исследования по каолинизации остаточных бокситов подтверждают ранее известные представления по ресилификации осадочных бокситовых руд [38, 64]. Процесс каолинизации бокситов протекает в результате привноса SiO₂ и сопровождается выносом части глинозема из зоны образования эпигенетических каолинов.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА
БОКСИТОНОСНЫХ
КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ
И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ОСАДОЧНЫХ
БОКСИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В вопросе происхождения бокситоносных кор выветривания и осадочных бокситовых месторождений до сих пор существуют неясные и спорные моменты.

Современные представления о механизме образования зональности в корях выветривания основываются на реакционном взаимодействии материнских пород с циркулирующими в них водами. Формирующаяся толща элювия рассматривается как типичная инфильтрационно-метасоматическая колонка [24, 42, 71].

При объяснении генезиса остаточных бокситов высказывается три гипотезы: стадийного формирования латеритного профиля, с образованием вышележащих зон за счет нижележащих [14, 36, 84, 98, 110, 111 и др.]; одновременного развития всех зон по свежей породе [3, 4, 50 и др.]; разновременного (последовательного) образования зон также по свежей породе [134].

Наиболее спорным моментом в случае стадийного образования бокситоносной коры выветривания является устойчивость каолинита в гипергенных условиях и в результате малая вероятность его разложения на свободные гидроокислы алюминия. Гипотеза разновременного образования зон в профиле выветривания в принципе противоречит современным представлениям о корообразовании.

Таким образом, наиболее приемлемой является концепция одновременного развития всех зон по свежей породе. Этой гипотезы придерживаются Ю.Б.Басс, В.К.Рябчук и другие при рассмотрении генезиса элювиальных бокситов Украины. Они считают, что формирование гидрогетит-гипсбитовой зоны в профиле выветривания происходило не в результате разложения каолинита, а непосредственно по кристаллическим породам. По их мнению, образование различных зон профиля выветривания осуществлялось одновременно и зависело от интенсивности гипергенных процессов, определяющейся условиями дренажа пород, подвергающихся выветриванию [4]. Аналогичная точка зрения на происхождение латеритов Западного Казахстана высказывается Л.И. Киселевым [48, 50]. Критический разбор имеющегося фактического материала позволил автору отказаться от его прежних представлений [36, 81, 84] о стадийном формировании бокситоносной коры выветривания и присоединиться к мнению выше указанных исследователей. Рассмотрим этот фактический материал. При обсуждении его мы не будем останавливаться подроб-

но на общих региональных факторах (климате, тектоническом режиме района и т.д.), определивших сам факт развития латеритной коры выветривания. Приведем лишь доводы в пользу одновременного формирования всех зон в латеритном профиле.

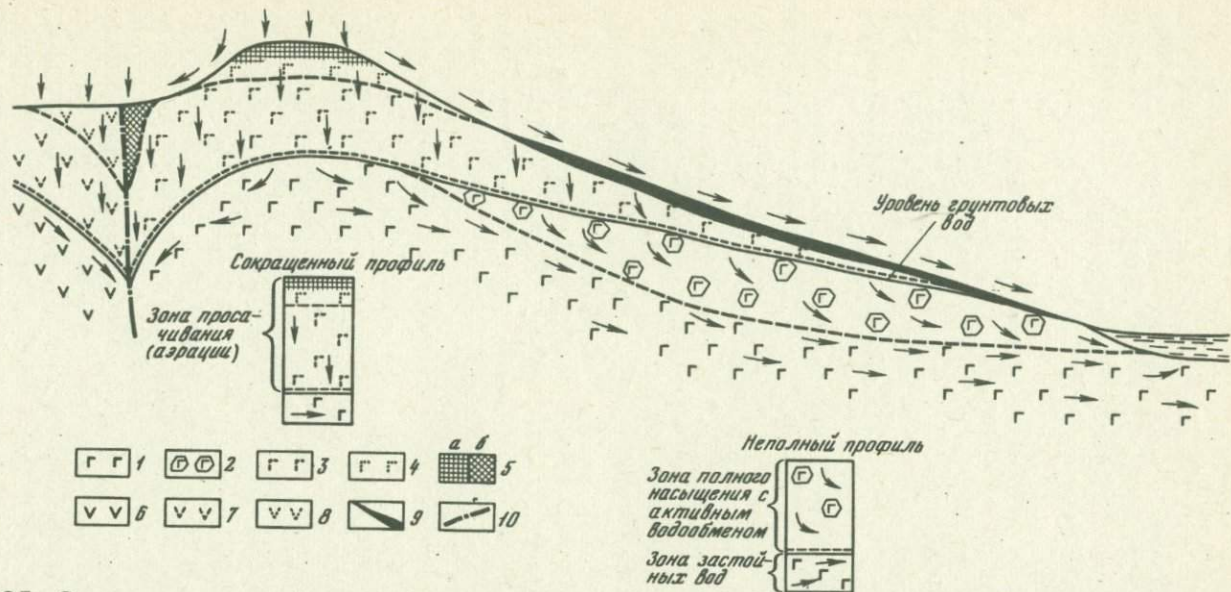
Образования коры выветривания в описываемом районе приурочены к поверхностям выравнивания палеозойского фундамента. Эти поверхности на изученных рудопроявлениях представляют собой слабо расчлененные равнины с выположенными холмами и неглубокими эрозийными долинами. Относительные превышения составляют максимум 100–150 м.

Как было показано на примере конкретных объектов, в условиях мелкосопочного рельефа на породах палеозойского фундамента развивались полный, сокращенный или неполный типы профилей выветривания. Количество, взаимоотношение мощностей и минеральный состав развитых в них зон обнаруживают тесную связь с составом исходных пород, а также с геоморфологическими элементами реликтового рельефа.

Полный и сокращенный профили выветривания развиты только на породах основного состава (габбро, диабазах, туфах) и приурочены к верхним частям склонов и вершинам возвышенностей палеорельефа. Высотное положение в палеорельефе полного и сокращенного профилей выветривания с развитыми в них латеритными бокситами составляет на Актогайском месторождении, Кредиковском, Ишкининском и Карагандысайском рудопроявлениях около 250–300 м. Границы распространения элювиальных образований неполного профиля также приурочены к определенным гипсометрическим уровням и нередко следуют по изогипсам кровли коры выветривания. Абсолютные отметки развития неполного гидрохлоритового профиля на Актогайском и Кредиковском участках составляют 150–200 м. Наиболее распространенный на всех четырех объектах неполный профиль, заканчивающийся каолинит-охристой зоной, находится на высоте 200–250 м.

На породах гранитного ряда и кремнистых сланцах независимо от их положения в палеорельефе развит только неполный профиль.

В полном вертикальном профиле выветривания основных пород изученных рудопроявлений выделяется три минеральные зоны. Сокращенный профиль выветривания состоит из двух зон: каолинит-охристой и гиббсит-охристой. Гидрохлорит-монтмориллонитовая зона в сокращенном профиле отсутствует. В строении неполного профиля принимают участие одна или две нижние зоны. Границы между зонами четкие, переход от одних продуктов выветривания к другим также довольно резкий. Отметим, что наиболее четкой и ясно выраженной является граница между латеритными бокситами и каолинит-охристыми продуктами подстилающей зоны. Каменистые высокопористые латеритные бокситы резко отличны от глинистых рыхлых каолинит-охристых продуктов также и по своим физико-механическим свойствам. Характерно отсутствие продуктов промежуточного состава между описываемыми образованиями: в остаточных бокситах нередко



Фиг. 25. Схема палеогеоморфологической и гидрогеологической обстановки формирования различных типов профилей выветривания и осадочных бокситов (за основу взята схема циркуляции подземных вод, по В.И. Смирнову [112])

1 - габбро; 2-5 - продукты выветривания: 2 - гидрохлорит-монтмориллонитовые, 3 - каолинит-охристые, 4 - гиббсит-каолинит-охристые, 5 - латеритные бокситы: а - площадной, б - линейной кор выветривания; 6 - серпентиниты; 7-8 - продукты выветривания серпентинитов: 7 - нонтронитовые, 8 - охристые; 9 - осадочные бокситы; 10 - тектоническое нарушение

присутствие каолинита, в нижележащих породах — примесь гиббсита, однако смешанные продукты типа бокситовых глин, характерные для осадочных бокситовых месторождений, в латеритном профиле отсутствуют.

Как было показано при разборе текстур и структур остаточных руд, в них отчетливо сохраняются реликты структур материнских пород, сохраняются вплоть до мельчайших подробностей — например, направления спайности первичных минералов, чего в общем не наблюдается в нижних зонах.

Изучение зональных залежей бокситов Ново-Бурановского рудопроявления показывает, что состав глинистых промежуточных зон между бокситом и ядрами невыветрелого габбро различен. Отмечались гидрогаллуазитовые продукты, гидрогаллуазит-кальцитовые, алюмо-гидрокальцитовые, аллофан-гиббситовые. Наблюдалось и непосредственное развитие боксита по неизменной породе. Важным фактом является отсутствие гидрохлорит-монтмориллонитовых продуктов в зональных образованиях "вложенного профиля".

Сравнение химического состава остаточных бокситовых руд и расположенных ниже каолинит-охристых пород, помимо их принципиального различия по соотношению SiO_2 и Al_2O_3 , показывает также неодинаковость их состава по содержанию в них легкоподвижных компонентов Na, K, Mg и Ca. Абсолютные содержания этих элементов в латеритных бокситах нередко повышенные по сравнению с таковыми в каолинит-охристых продуктах. При стадийном формировании бокситов, по-видимому, должна была бы наблюдаться обратная картина.

Изложенный материал, как нам кажется, свидетельствует о том, что формирование каждой отдельной зоны в едином латеритном профиле выветривания протекало в строго определенных физико-химических условиях. Определенные условия контролировали и развитие того или иного типа профиля выветривания. Основным контролирующим фактором, по-видимому, являлся гидродинамический режим района (фиг. 25).

В условиях всхолмленных равнин уровень грунтовых вод в первом приближении повторяет рельеф местности. Однако логично ожидать, что этот уровень на вершинах возвышенностей наиболее удален от поверхности. В связи с этим зона просачивания (аэрации) будет иметь максимальное развитие на возвышенностях, в то время как зона полного насыщения с активным водообменом и зона застойных вод, очевидно, тяготеют к склонам и впадинам.

Как показал И.И. Гинзбург [24], появление гидрослюд, гипергенных хлоритов, а иногда карбонатов в профиле выветривания связано с зоной застойных вод. В зоне полного насыщения с активным водообменом эти минералы получают и наибольшее развитие. Здесь в результате процессов гидратации и гидролиза породообразующих минералов в условиях неполного выноса подвижных компонентов K, Na, Ca, Mg и Si могут формироваться и сохранить устойчивость слюдоподобные и хлоритоподобные минералы.

Таким образом, развитие неполного профиля в условиях склона и его подножья можно объяснить высоким уровнем стояния грунтовых вод, когда в результате замедленного просачивания осадков процессы выноса оснований и кремнезема, а, следовательно, и гидролиз минералов протекали менее интенсивно, чем на возвышенностях, в результате чего и формировался неполный профиль с мощной гидрохлорит-монтмориллонитовой зоной.

Формирование мощных горизонтов каолинит-охристого состава происходило выше уровня грунтовых вод - в зоне аэрации в условиях интенсивного дренажа породы. В наиболее благоприятных случаях на возвышенных участках рельефа в условиях хорошей фильтрации атмосферных осадков и низкого уровня грунтовых вод гидролиз минералов исходных пород протекал сразу с образованием каолинит-охристых продуктов выветривания, что приводило к появлению сокращенного профиля.

В условиях глубокого физико-химического разложения пород при обильном увлажнении и довольно высоких температур вблизи поверхности происходил полный гидролиз минералов с образованием зоны свободных гидроокислов алюминия и железа. Подобные условия благоприятствовали формированию минералов высокой (как это было показано на примере гиббсита) степени окристаллизованности.

Приуроченность латеритных бокситов к возвышенным участкам поверхности отмечается многими исследователями. По А.П. Никитиной [72], залежи остаточных бокситов КМА приурочены к вершинам останцовых холмов. В понижениях палеорельефа отмечаются только нижние зоны выветривания, а бокситы отсутствуют. В восточной Индии (шт. Могир) латеритные бокситы распространены в виде шапок на склонах холмов [136].

Таким образом, латеритные бокситы венчают полный или сокращенный профили выветривания. Образование их происходило на возвышенных хорошо дренируемых участках реликтового рельефа в условиях глубокого разложения выветривающихся пород. Неполный профиль с мощной гидрохлорит-монтмориллонитовой зоной наоборот развивался в понижениях палеорельефа в условиях высокого стояния уровня грунтовых вод.

В тех же условиях, когда на породах основного состава развивался полный и сокращенный профиль, на породах гранитного ряда и кремнистых сланцах формировался лишь неполный профиль. Устойчивость этих пород к физико-химическому разложению настолько велика по сравнению с основными породами, что они иногда образуют неизменные останцы среди покровов коры выветривания, развитой на породах основного состава (фиг. 26).

Образование рудного горизонта в линейной коре выветривания габброидов Кемпирсайского массива представляется следующим образом. Линейные коры выветривания Кемпирсайского массива, сегодня выходящие на дневную поверхность, в геологическом прошлом являлись корнями единой площадной коры выветривания, покрывающей значительные пространства. Наряду с развитием латеритного профиля



Рис. 26. Схема распределения генетических типов профилей выветривания на породах различного состава

1 - неизменные породы: Диабазы (а), габбро (б), граниты (в), кварц-мусковитовые сланцы (г); 2-6 - продукты выветривания: 2 - гидрохлорит-монтмориллонитовые на диабазах (а) и габбро (б), 3 - гидрослюдисто-каолининовые на гранитах, 4 - гидрослюды на сланцах, 5 - каолинит-охристые на диабазах (а) и габбро (б), 6 - гиббсит-каолинит-охристые с латеритными бокситами на диабазах (а) и габбро (б); 7 - осадочные бокситы; 8 - покровные отложения

площадной коры выветривания ниже поверхности последней в узких трещиноватых зонах, связанных с контактами пород различного состава, по-видимому, существовали условия хорошего дренажа, что предопределило развитие по ним "карманов" линейных кор выветривания. Контактково-трещинный характер выветривающихся пород определял неодинаковые условия их разложения в различных участках коры выветривания. В результате на первых этапах формирования элювия среди его глинистых продуктов могли оставаться блоки малоизмененных пород. Сохранность реликтовых останцов свежих пород среди глинистых элювиальных образований отмечается различными исследователями. Так, например, слабо выветрелые блоки андезитов отмечаются по всему разрезу коры выветривания этих пород на о. Кауаи [11, 144]. В обстановке продолжающегося выветривания при понижении базиса эрозии на границе малоизмененных габброидных пород и вмещающего глинистого элювия создавались условия слабощелочной среды. В этих условиях происходило разложение реликтовых блоков пород с образованием боксита. Развитие бокситовых пород непосредственно по габбро в одних случаях и формирование зональных бокситовых залежей в других - свидетельствует о крайне изменчивых условиях обстановки бокситообразования. Разнообразие рядом расположенных зональных залежей и различных минеральных зон в них также свидетельствует об определенных конкретных условиях образования каждой зоны - гиббситовой, алюмогидрокальцитовой, гидрогаллуазитовой и т.д.

Близкие к встреченным автором в линейных корях выветривания Кемпирсайского массива образования под названием "желтого пряника" описаны ранее Ж. Лажуани и М. Бонифа [56]. По данным этих исследователей, распространение желтого пряника зависит от положения коры выветривания в рельефе: они широко развиты на

хорошо дренируемых склонах и почти отсутствуют на плато. Гнездообразные залежи латеритных бокситов, по-видимому, близкого происхождения среди глинистых пород в литературе описаны И. Валетом [11]. По В.П. Петрову, формирование боксита на базальтах о.Хайнань также сопровождается развитием промежуточной зоны галлуазитового состава [92].

Особенности образования латеритных бокситов в результате физико-химического разложения горных пород "in situ" определили ряд характерных признаков, позволяющих выделить латеритные бокситы в самостоятельный генетический тип и однозначно отличить эти породы от продуктов их переотложения — осадочных бокситов. Латеритные бокситы слагают верхние горизонты коры выветривания основных пород. Приуроченные к вершинам возвышенностей, они образуют небольшие (до 500 м в поперечнике) изометричные в плане покровы мощностью до 3–4 м. Площадь развития латеритного покрова определяется или определялась в прошлом размерами занимаемой им вершины. В линейных корях выветривания остаточные бокситы образуют небольшие (несколько десятков метров) залежи гнездообразной формы. Последние спорадически распределены в рудоносном горизонте и приурочиваются к наиболее проницаемым участкам пород коры выветривания. Латеритные бокситы представлены, как правило, каменистыми породами охряно-желтого и буровато-коричневого цвета. Отличительными признаками этих бокситов являются их внутренняя унаследованная от исходных пород структура, высокая пористость и небольшие объемные веса. Бобовины и пизолиты в этих образованиях отсутствуют. Латеритные бокситы состоят в основном из гиббсита, гетита, гематита и незначительных примесей каолинита, лейкоксена, очень редко бемита, нордстрандита и остаточного ильменита. Диаспор и корунд в этих породах не наблюдались.

Осадочные бокситы месторождений и рудопроявлений описываемого района приурочены к нижним частям перекрывающего мезокайнозойского чехла. Они являются продуктами переотложения коры выветривания и в разрезах подстилаются ее верхними красноцветными горизонтами.

Сформированная кора выветривания с покровами латеритных бокситов на вершинах возвышенностей подвергалась размыву и потоками главным образом атмосферных вод переотлагалась в субаэральной обстановке на склоны и впадины реликтового рельефа (см. фиг. 24). Соединения глинозема, железа и титана, по-видимому, поступали в виде обломков латеритных пород, обломков отдельных минералов (гиббсита, каолинита, гематита, гетита, ильменита) и частично в виде взвеси гелиморфного вещества и истинных растворов.

При перемещении разрушающихся латеритных бокситов в условиях склона происходила механическая дифференциация обломочного материала. В верхних частях склонов формировались залежи грубообломочных бокситов, практически целиком состоящие из обломков латеритов. Отсутствие гранулометрической сортировки и плохая окатанность обломков свидетельствуют о незначительном перемещении.

В средних частях склонов в формировании бокситового пласта главное участие принимал интенсивно дезинтегрированный материал, состоящий из отдельных обломочных минералов. Последние поступали как в виде крупных обломков, так и в тонкодисперсном состоянии.

Пониженные участки рельефа приурочивались к распространению известняков. Пачки карбонатных пород служили дренажным горизонтом, в результате чего вдоль контактов алюмосиликатных и карбонатных пород создавались условия, благоприятные для растворения и выщелачивания известняков и формирования пониженных участков рельефа с карстовыми формами.

Материал, поступающий в области осадконакопления, занятые карстующимися известняками, был предостаточен, по-видимому, главным образом гелеморфным веществом. Значительная часть алюминия и железа поступала также в форме истинных и коллоидных растворов. О передвижении значительного количества рудного вещества в виде растворов свидетельствуют бобовые структуры бокситов, подчиненные содержания в породе обломочного материала, а также явления наложенного характера гиббсита — секущие прожилки, структуры замещения. В отличие от латеритного процесса обстановка осадочного рудообразования, вероятно, не отличалась стабильностью условий. Подтверждением этому может служить плохая окристаллизованность основного породообразующего минерала — гиббсита.

Источником коллоидных и истинных растворов, содержащих Al и Fe являлась кора выветривания. Как разбиралось в главе V, железо в профиле выветривания основных пород перераспределялось, мигрировало и, вероятно, выносилось за пределы коры выветривания. Алюминий, оставаясь инертным в верхних зонах коры выветривания, выносился при формировании нижней гидрохлорит-монтмориллонитовой зоны. Количество вынесенного алюминия достигало 30%.

Таким образом, материал, питающий залежи осадочных бокситов, поступал из источников сноса (латеритных бокситов), находящихся на вершинах возвышенностей. По мере удаления от источника сноса происходила дифференциация рудного вещества и смена одних форм его переноса — механических, другими — в виде коллоидных и истинных растворов.

В течение своей дальнейшей геологической жизни осадочные бокситы и породы коры выветривания нередко подвергались воздействию эпигенетических процессов. Преобразование пород сопровождалось изменением их внешнего вида, минерального состава и физико-механических свойств.

Вторичные изменения, связанные с перераспределением железа и его выносом, носят локальный характер и по времени проявления, по-видимому, являются наиболее ранними из наложенных процессов. Так, например, обеление латеритных бокситов на Актогайском, Кредиковском и Карагандысайском участках протекало в промежуток времени между закончившимся латеритообразованием и началом осадконакопления, что устанавливается по отсутствию обеленных зон в перекрывающих кору выветривания осадочных бокситах.

По Г.И. Бушинскому, обеление красных бокситов (в том числе и латеритных) происходит в бескислородной среде при обилии разлагающейся растительности с участием почвенных органических кислот [11]. Такие условия могли создаваться при временном заболачивании района в условиях, когда почвенные богатые органикой воды фильтровались через латерит. Восстановительный характер этих вод способствовал переходу железистых соединений в раствор.

Глеевые процессы в осадочных бокситах и корах выветривания распространены широко и приурочены к участкам, перекрытым углестымя отложениями. Последнее обстоятельство позволяет связывать процессы оглеения с инфильтрационно-диффузионными явлениями на границе пород коры выветривания (или осадочных бокситов) и озерно-болотных перекрывающих осадков. Глеевые процессы накладываются на уже сформированные кору выветривания и бокситы, что подтверждается секущим характером измененных зон. Длительность процесса после захоронения кор выветривания и бокситов под толщей осадочных пород, по-видимому, неограничена.

Анализ парагенетической ассоциации (шамозит-сидерит) вторично-измененных пород позволяет предположить, что глеевые процессы протекали в восстановительной обстановке при слабокислых или слабощелочных значениях pH. Необходимым условием также является присутствие в растворах уголекислоты [93].

Процесс ресилификации обычно связывают с грунтовыми водами, содержащими кремнезем [64, 135]. Источником последнего, вероятно, являлась сама кора выветривания. Отдельные участки района в период латеритообразования могли испытывать опускание, в результате чего уровень грунтовых вод повышался. Узкие линейные зоны с сформированными в них латеритными бокситами в результате являлись "районами разгрузки" кремнезема, поступающего из подвергающихся выветриванию возвышенных участков. В связи с тем, что бокситоносный горизонт габброидов локализован в зоне их контакта с серпентинитами, последние также, по-видимому, являлись источником SiO_2 . Наряду с кремнеземом из ультраосновных пород поступали также Mg, Ni и Co, что подтверждается наличием в зонах каолинизации минералов-носителей этих элементов. С окончанием латеритного выветривания размах процессов ресилификации резко уменьшался.

Вторичные изменения в значительной степени влияли на качество бокситов: процессы обеления приводили к относительному обогащению породы глиноземом, а оглеение и ресилификация сопровождалась дебокситизацией породы, уничтожением полезного ископаемого.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ БОКСИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОБЛЕМА БОКСИТОНОСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ ЮЖНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ УРАЛА

Основные особенности размещения кор выветривания и связанных с ними латеритных бокситов на территории СССР в целом рассмотрены в работах Д.Г. Сапожникова [103, 105]. Факторы локализации осадочного бокситового оруденения в Мугоджарах освещены в публикациях Л.И. Киселева [44, 45]. К факторам, контролирующим бокситообразование на изученной территории, автором отнесены структурно-тектонический, стратиграфический, климатический, палеогеографический, палеогеоморфологический, литологический, а также фактор приуроченности остаточных, полигенных латеритно-осадочных и осадочных бокситовых месторождений и рудопроявлений Южного Урала к образованиям элювиально-осадочного комплекса и парагенетическая связь бокситов с другими полезными ископаемыми.

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

Сравнение особенностей размещения конкретных отдельных месторождений и рудопроявлений на территории Мугоджар и Орского Зауралья позволяет установить ряды повторяемости некоторых особенностей для всей группы изученных объектов (табл. 26).

Структурно-тектоническая приуроченность

Большинство известных бокситовых месторождений и рудопроявлений южной оконечности Урала приурочено к областям сочленения крупных структурно-фациальных зон, контролируемых в свою очередь региональными глубинными разломами и тектоническими нарушениями более низких порядков. В южной (Мугоджарской) части Тагило-Магнитогорского прогиба в зоне сопряжения его вдоль Борлинского глубинного разлома с Восточно-Уральским поднятием локализуется Актогейское месторождение. К зоне Западно-Мугоджарского разлома, отделяющего Центрально-Уральское поднятие от Тагило-Магнитогорского прогиба приурочена целая группа осадочных месторождений (Соркольское и др.), а из полигенных латеритно-осадочных — Кредиковское и Ишкининское. Ново-Бурановское и другие бокситопроявления Кемпирсайского массива располагаются в зоне сопряжения Западно-Мугоджарского и Сакмаро-Каратаусского глубинных разломов. К зоне сочленения Тагило-Магнитогорского прогиба с Восточно-Уральским поднятием тяготеет Карагандысайский

Таблица 26

Особенности размещения остаточных, полигенных латеритно-осадочных

Тип	Рудопроявление и месторождение	Структурно-тектоническая приуроченность	Возраст	Условия локализации
Остаточный	Норо-бурановское и другие рудопроявления Кемпирсайского массива	Кемпирсайский антиклинорий, центральная часть	T_3-K_1	Реликты древнего пенеплена. Узкие линейные зоны дробления и контактов пород различного состава
Полигенный латеритно-осадочный	Актогайское	Жанганинский антиклинорий, восточное крыло	T_3-K_1	Реликты древнего пенеплена. Вершины и склоны палеовозвышенностей
	Кредиковское	Катынадырский антиклинорий, восточное крыло	T_3	То же
	Ишкининское	Ирендыкский антиклинорий, западное крыло	"	"
Осадочный, делювиальный	Карагандысайское	Теренсайский антиклинорий, западное крыло	T_3-K_1	"
	Соркульское		K_1	Области погружения палеозойского фундамента. Породы осадочного чехла в местах прислонения к складчатому фундаменту.
Осадочный, карстовый	Талдык-Ащесайское	Балкымбайская, грабен-синклиналь	K_1	Области распространения карбонатных пород, их контактовые зоны с алюмосиликатными породами. В образованиях осадочного чехла
	Каиндинские	То же		

участок. Талдык-Ащесайское и Каиндинские карстовые месторождения приурочены к Домбаровско-Балкымбайскому разлому.

В пределах крупных структурно-фациальных зон положение остаточных и полигенных латеритно-осадочных месторождений и рудо-

и осадочных месторождений и рудопроявлений южной оконечности Урала

Абсолютные отметки размещения, м	Морфогенетический тип коры выветривания	Генетический тип профилирования и его мощность, м	Форма рудных залежей	Материнская порода
460	Линейный	Полный или сокращенный, 45	Гнезда в верхних горизонтах коры выветривания	Габбро, габбро-амфиболиты, габбро-пироксены
260-180	Площадной	Полный или сокращенный, 47	Сочетание остаточных покровов и осадочных плащеобразных залежей	Габбро
270-180	Тот же	Тот же, 37		Диабазы, габбро
260-200	"	Полный, 40	То же	Диабазы
320	"	Тот же, 35	"	Туфы основного состава
360-330	"	Размытый, 40	Пласты, редколлинзы	Сланцы, песчаники
270-240	Линейно-площадной	Размытый, 75	Линзы, гнезда	Андезиты, туфы среднего состава
	Тот же	Тот же, 75	Та же	Та же

проявлений бокситов контролируется положительными тектоническими структурами третьего порядка. С отрицательными структурами связаны осадочные карстовые месторождения (см. табл. 26).

**Связь с породами
элювиально-осадочного комплекса
и геологическими формациями**

Бокситоносные образования описываемой территории являются парагенетическими членами элювиально-осадочного комплекса пород рыхлого мезо-кайнозойского платформенного чехла Южного Урала. Остаточные бокситы изученных рудопоявлений связаны с корами выветривания двух морфогенетических типов — линейным и площадным.

Линейные коры выветривания широко распространены в районе Кемпирсайского ультраосновного массива. Как правило, они независимо от морфологии палеорельефа приурочены к зонам дробления толщ палеозойского фундамента или контактов пород различного состава.

Площадная кора выветривания в пределах изученных объектов развита в виде чехла на породах различного состава и генезиса. Она в основном имеет изометричную форму в плане и относительно выдержанную мощность в вертикальном разрезе. Остаточные бокситы, связанные с площадным элювием, образуют небольшие мало-мощные покровы.

Бокситоносные коры, как линейные, так и площадные, обычно значительной мощности (в среднем 35–40 м), что несомненно является одним из важных рудоконтролирующих факторов: меньшие мощности элювиальных покровов не несут оруденения в связи с развитием в них неполного или размытого профилей.

Таким образом, латеритные бокситы являются частью единой геологической формации остаточной коры выветривания.¹ Они приурочены к породам верхней части нижнего структурного этажа Южного Урала и неизвестны внутри осадочной части платформенного чехла.

Как было показано на примере Ново-Бурановского участка, развитые на породах различного состава древние коры выветривания, помимо бокситов, несут и другие полезные ископаемые — никель и легированные железные руды, связанные с продуктами выветривания ультраосновных пород. В зональном разрезе коры выветривания основных пород горизонт латеритных бокситов отвечает зоне охр элювия серпентинитов; следовательно, последние являются показателями возможной бокситоносности района [49, 50]. Осадочная бокситоносная формация, включающая делювиальные, карстовые и частично полигенные латерито-осадочные бокситовые месторождения, приурочена к образованиям нижней части верхнего структурного этажа Южного Урала — осадочному платформенному чехлу. В пределах последнего бокситы связаны с фациями делювиальных и делювиально-пролювиальных отложений.

¹ Определение формации коры выветривания и бокситоносной формации понимается автором по Д.Г.Сапожникову [104].

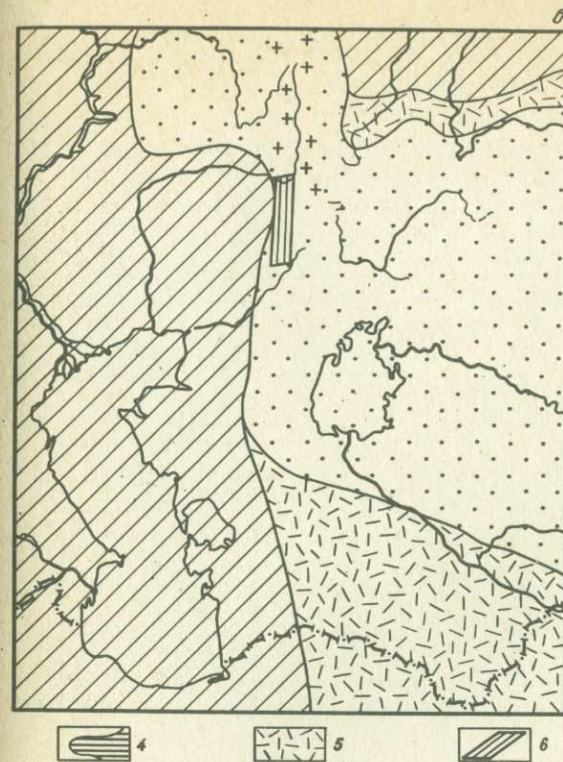
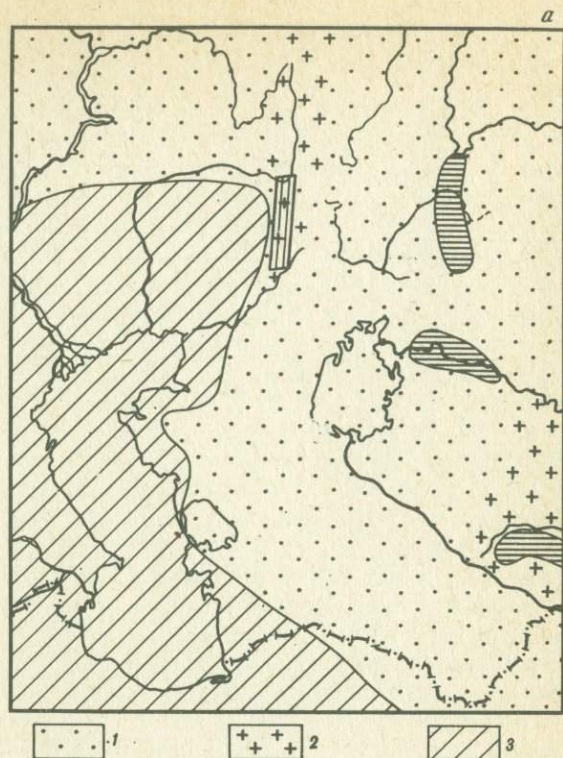
Возраст бокситоносных кор выветривания и осадочных бокситов

В стратиграфическом отношении полигенные латеритно-осадочные и остаточные месторождения и рудопроявления Южного Урала связаны с образованиями верхнего триаса и нижнего мела. Возраст бокситоносных кор выветривания на Южном Урале многими исследователями [33, 43, 52 и др.] устанавливается на основании взаимосвязи элювиальных образований с датированными коррелятивными им отложениями, содержащими залежи осадочных бокситов. Верхнетриасовый возраст имеют остаточные бокситы Ишкининского и Кредиковского рудопроявлений. Это доказывается залеганием в их пределах бокситоносных отложений миндыбайской свиты. Ее верхнетриасовый возраст впервые установлен И.З. Фадеевой на основании палинологических наблюдений [120]. Детальные палинологические исследования З.К. Понамаренко позволили установить апт-альбский возраст осадочных карстовых бокситов Мугоджарского района [95]. Возраст осадочных бокситов Актогайского месторождения, по Л.И. Киселеву [44], также определяется интервалом времени апт-альб, поскольку фациальные аналоги бокситоносных отложений этого участка в близлежащей Берчогурской мульде подстилаются отложениями неокома, а покрываются повсеместно верхнеальбскими глинами и песками. Однако возраст латеритной коры выветривания, развитой на Актогайском участке и перекрытой апт-альбскими бокситоносными отложениями, следует определять, на наш взгляд, отрезком времени Т₃-К₁. Элювиальные образования в данном случае, так же как и верхнетриасовые коры выветривания Ишкининского и Кредиковского участков, развиты на породах палеозойского фундамента, и, следовательно, могли формироваться и претерпевать различные изменения в указанный промежуток времени континентального развития региона. По этим же причинам к интервалу Т₃-К₁ нами условно отнесен возраст латеритных бокситов Карагандысайского участка и Ново-Бурановского бокситопроявления Кемпирсайского массива.

Палеогеографические условия и климат эпох бокситообразования

Как известно, благоприятными для бокситообразования являются близкие к тропическим переменновлажные климатические условия. Подобные условия в мезозое на территории Южного Урала существовали в верхнем триасе и нижнем меле.

Описываемая область в эти эпохи представляла собой выровненную возвышенную сушу [5, 91, 124, 124]. В низменных участках прилегающих территорий формировались угленосные толщи. На западе области располагалось теплое море Тетис (фиг. 27). В верхнеюрское и нижнемеловое время Мугоджары находились на границе двух ботанико-географических областей, выделяемых В.А. Вахромеевым, на территории Евразии: северной, или Сибирской, и Южной,



Фиг. 27. Схемы палеогеографических обстановок верхнетриасовой (а) и нижнемеловой (б) эпох (по В.М. Синицину [109])

1 — суша равнинная; 2 — суша возвышенная; 3 — море; 4, 5 — низменности с угленосными (4) и красноцветными (5) осадками; 6 — район исследования

или Индо-Европейской [14]. Сибирская область в верхней юре располагалась в зоне влажного умеренно-теплого климата, Индо-Европейская — влажного, близкого к субтропическому. В некоем отмечается некоторая аридизация климата. В апте и альбе климат обеих областей опять становится теплым и влажным. Ландшафт описываемой территории в это время, по данным З.К. Пономаренко, напоминал современную африканскую тропическую саванну, с годовым количеством осадков до 1500 мм при продолжительности сухого сезона не менее 4–6 месяцев. Средняя годовая температура несколько превышала 20°C [95].

Таким образом, территория южной оконечности Урала в верхнем триасе и нижнем мелу представляла собой прибрежную выровненную возвышенную сушу с теплым переменновлажным климатом. Подобные условия исключительно благоприятствовали интенсивному корабразованию на обширных площадях Южного Урала.

Особенности палеогеоморфологии

Устанавливается связь остаточных и латеритно-осадочных месторождений и рудопроявлений бокситов с древними поверхностями выравнивания Южного Урала. Отчетливо выраженный пенеппен представляет собой поверхность кемпирсайского массива. Несмотря на происшедшие преобразования в течение длительного геологического времени, современная поверхность массива сохранила облик доюрской предельной сглаженной почти равнины [124]. Современный рельеф указанной территории в целом представляет собой волнистое плато с относительными превышениями, редко достигающими 90–100 м. Абсолютные отметки колеблются здесь от 410 до 510 м, в среднем составляют 430–450 м. Сильно выровненный пологоволнистый рельеф развит в пределах Актогайского, Кредиковского и других участков. Отдельные превышения в рельефе на этих объектах редко достигают 180–200 м.

В условиях всхолмленного рельефа рудные тела остаточных окситов приурочены к вершинам палеовозвышенностей, осадочных бокситов — к склонам и впадинам.

На Южном Урале отсутствуют столообразные поверхности в выравнивания, несущие мощные покровы остаточных бокситовых руд по-

добные известным в Гвинее и Индии и описываемые, в частности, для Гвинеи под названием "бовалей". Эта особенность, на наш взгляд, объясняется трудностью формирования подобных поверхностей на складчатом, интенсивно дислоцированном фундаменте в отличие от "готовых плоскостей" горизонтально залегающих пород платформенного чехла Гвинеи или, например, покровов излившихся пород о. Кауаи [144]

Материнские породы

Бокситовое оруденение приурочено к областям развития пород главным образом основного состава. Латеритные бокситы на изученной территории связаны исключительно с корой выветривания габбро, диабазов, туфов.

Породы, являвшиеся материнскими для осадочных бокситов Мугоджар и Орского Зауралья, по своему химическому составу близки между собой. Содержания SiO_2 составляют в них 41–47% (в среднем около 44%), Al_2O_3 14–23% (в среднем около 17–18%), $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 4–18% (в среднем 7–9%). Исключение составляют габбро, почти целиком состоящие из основного плагиоклаза, т.е. практически являющиеся анортозитом. Содержание Al_2O_3 в этой породе достигает 34,46%. Изученные породы сложены главным образом основным плагиоклазом (как правило, лабрадором), моноклинными и ромбическими пироксенами и в значительно меньшей степени роговой обманкой. Акцессорные (шпинель, апатит, циркон) и рудные (титаномagnetит, ильменит, пирит) минералы редко превышают 2–3%. В туфах и диабазах отмечаются эпидот и кальцит. Изучение мономинеральных фракций габбро Актогайского месторождения показало, что Al_2O_3 входит исключительно в состав лабрадора. Таким образом, количество Al_2O_3 в породе, по-видимому, определяется в первую очередь составом плагиоклаза (его основностью) и содержанием этого минерала в ней. Как правило, остаточные бокситы, образующиеся при выветривании габбро, диабазов, туфов основного состава, являются высококачественным сырьем. Редкие исключения составляют железистые латериты, формирующиеся на породах с повышенными содержаниями этого элемента.

Особенности размещения залежей осадочных бокситов обусловлены расположением в пространстве образований древнего элювия, являющегося для них источником вещества. Осадочные бокситы, залегающие на образованиях площадной коры выветривания, развитой на породах различного состава, приурочены лишь к элювию высокоглиноземистых пород с верхними рудоносными горизонтами.

ПЕРСПЕКТИВА БОКСИТОНОСНОСТИ МУГОДЖАР И ОРСКОГО ЗАУРАЛЬЯ

На территории Мугоджар и прилегающих районах Орского Зауралья промышленные месторождения бокситов не известны.

Возможность открытия крупного месторождения, по-видимому, определяется двумя причинами: самой вероятностью формирования

такого месторождения в прошлом и его сохранностью в течение дальнейшей геологической истории.

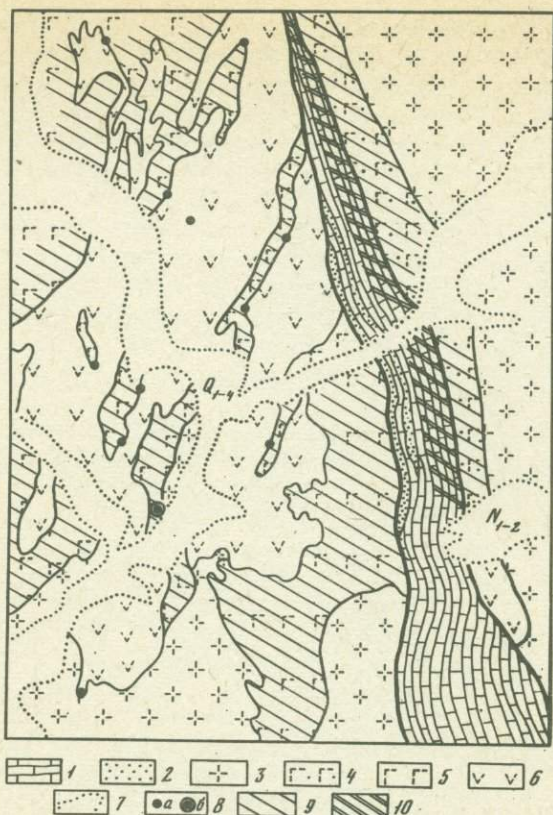
Как было показано, при рассмотрении генезиса и закономерностей размещения бокситоносных кор выветривания, являющихся источником рудного вещества для всех генетических типов бокситовых месторождений южной оконечности Урала, условия их формирования наряду с общими региональными факторами (тектоническим, климатическим и др.) определялись также локальными особенностями района бокситообразования. Только благоприятное сочетание палеогеоморфологического, гидрогеологического и литологического рудоуправляющих факторов обуславливало развитие в коре выветривания верхней рудоносной зоны. Отсутствие одной из этих причин в данном конкретном случае приводило к формированию неполного профиля.

Как известно, для латеритного процесса вообще палеогеоморфологический и литологический факторы не являются определяющими. Латеритные бокситы высокого качества хорошо известны на кварцсодержащих породах [73, 111] и их положение в рельефе может контролироваться достаточно различными гипсометрическими уровнями [107]. Следовательно, обязательность указанного сочетания данных факторов свидетельствует о незначительной интенсивности проявления латеритного процесса на изученной территории.

Рассмотрение критериев сохранности бокситовых месторождений южной оконечности Урала показывает, что изученные объекты сохранились до наших дней в большинстве случаев не претерпев особых изменений. Площади развития и мощности латеритных покровов уменьшились, по-видимому, в незначительной степени. Подтверждением этому на наш взгляд служат небольшие запасы связанных с ними осадочных бокситов. Масштабы дебокситизации руд, возникшей в результате воздействия эпигенетических процессов, не очень значительны и определялись площадями развития перекрывающих бокситы угленосных отложений в случае оглеения и локальными изменениями гидродинамического режима района при их каолинизации.

Из вышесказанного вытекает вывод о том, что в мезозое на территории Южного Урала по-видимому могли формироваться лишь небольшие месторождения латеритных бокситов, которые при прочих существующих в те эпохи факторах латеритного выветривания могли возникать только в условиях благоприятного рельефа и при наличии высокоглиноземных пород основного состава. Вторичные изменения развитые в рудах приводили как правило к их дебокситизации и запасов месторождений следовательно не увеличивали.

Таким образом, возможное обнаружение на территории Южного Урала крупных или средних промышленных месторождений остаточного и полигенного латеритно-осадочного типов весьма проблематично. Однако в Объяснительной записке к карте бокситоносности СССР масштаба 1:5 000 000 в качестве основных направлений поисковых работ на бокситы в пределах Мугоджарского района, не имеющего



Фиг. 28. Схематическая карта коры выветривания с элементами прогноза на бокситы района Подольского серпентинитового массива (составлена В.М. Новиковым с использованием материалов Г.Н. Бобылева, В.Н. Красновой, Н.Н. Соловьева и Я.А. Рихтер)

1 - известняки; 2 - песчаники; 3-6 - продукты коры выветривания: 3 - каолиновые на гранитах, 4-5 - каолинит-охристые на диабазах (4) и габбро (5), 6 - нонtronитизированные и охристые на серпентинитах; 7 - четвертичные и неогеновые покровные отложения; 8 - месторождения силикатного никеля и железных руд (а) и каолинов (б); 9-10 - участки, перспективные на обнаружение бокситов остаточного (9) и карстового (10) типов; 11 - четвертичные и неогеновые отложения

пока объектов для промышленного освоения, предлагается, в частности, "детальное изучение мезозойских кор выветривания с целью выявления даже небольших месторождений (подчеркнуто нами, - В.Н.) латеритных бокситов высокого качества" [87].

Автором на основе разобранных выше особенностей размещения известных остаточных и полигенных латеритно-осадочных бокситовых

рудопроявлений Мугоджар и Орского Зауралья была предпринята попытка оценить отдельные районы южной оконечности Урала на предмет обнаружения в них небольших объектов высококачественных латеритных бокситов.

При выборе потенциально бокситоносной территории автор опирался на "Обзорную карту перспектив бокситоносности платформенных областей СССР" и выделенные на ней первоочередные для постановки детальных прогнозных работ участки. В частности, среди перспективных площадей на указанной карте отмечен восточный склон Южного Урала от Мугоджар на юге до верхнего течения р. Тобол на севере [106]. В пределах указанной территории наиболее благоприятным на обнаружение латеритных бокситов представляется район Урало-Тобольского водораздела.

Как было показано, существует взаимосвязь бокситовых месторождений и рудопроявлений с зонами сочленения крупных структурно-фациальных зон, а в пределах последних - с антиклинальными поднятиями. В указанном плане выбранный район приурочен к области сопряжения структур первого порядка - Восточно-Уральского и Зауральского мегантиклинорий. В их пределах выделяется ряд более мелких структур (с запада на восток): Адамовский антиклинорий, Аниховская грабен-синклиналь, Джанбайский Антиклинорий, Сарыбинская грабен-синклиналь, Кусоканский антиклинорий и др. Положение перечисленных структур контролируется разломами регионального значения.

Район благоприятен для поисков бокситов в связи с широким распространением в нем мезозойской коры выветривания. Элювиальные образования большой мощности приурочены к плоским вершинам современных водораздельных увалов, представляющих собой реликты древнего пенеплена. Наряду с площадным элювием в районе широко развиты линейные коры выветривания.

Показателем возможной бокситоносности выбранного района является наличие в нем месторождений и рудопроявлений каолинов, силикатного никеля и легированных железных руд.

Участком для первоочередной постановки поисковых работ предлагается район Подольского серпентинитового массива (фиг. 28). В указанном районе на серпентинитах широко развита кора выветривания полного профиля. Ревизия химических анализов охристых продуктов выветривания серпентинитов показывает наличие в них свободного глинозема: SiO_2 - 7,62%, Al_2O_3 - 8,15%; Fe_2O_3 - 70-67%; Cr_2O_3 - 3,16%, п.п.п. - 7,90% (данные Н.Н. Соловьева и Г.Н. Бобылева). Серпентиниты массива контактируют с телами габброидов, на которых развита каолиновая кора выветривания. На контактах серпентинитов с габброидами, по данным этих исследователей, наблюдается увеличение мощности элювиальных образований. По перечисленным признакам описываемый район обнаруживает сходство с Кемпирсайским районом, в пределах которого известны высококачественные латеритные бокситы. В связи с этим при поисковых рабо-

тах самого пристального внимания должны заслуживать приконтактные зоны габброидов с серпентинитами массива. По аналогии с Кемпирсайским районом, залежи остаточных бокситов на прогнозируемых участках могут быть встречены как на поверхности, так и на глубине, среди глинистых каолинит-охристых продуктов выветривания габброидов.

Заслуживает также внимания вулканогенно-осадочная толща пород визе-намюрского возраста, выполняющая Сарыобинскую грабен-синклинали. В состав толщи входят известняки и вулканогенные породы основного состава — диабазы, порфириты, туфы. На перечисленных породах известна мезозойская кора выветривания. На карте показаны участки, предлагаемые для поисковых работ в пределах Сарыобинской грабен-синклинали на остаточные и карстовые бокситы (см. фиг. 28).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования и использование материалов публикаций позволяют говорить о распространении на изученной территории южной оконечности Урала различных генетических типов бокситовых месторождений и рудопроявлений — остаточного, полигенного латеритно-осадочного и осадочного делювиального и карстового.

Остаточные рудопроявления Кемпирсайского массива связаны с линейными корами выветривания. Указанное обстоятельство определило ряд особенностей в размещении, строении и вещественном составе бокситовых руд. Бокситы слагают в коре выветривания разобщенные, нередко зональные гнездообразные залежи небольших размеров. Отмечается многоэтажное строение бокситоносного горизонта, при котором рудные залежи расположены непосредственно друг над другом. В плане бокситовые тела линейно вытянуты вдоль контакта габброидов с серпентинитами. Данный генетический тип бокситов — новый ранее неизвестный для бокситоносных районов Южного Урала. Полигенные латеритно-осадочные бокситовые месторождения и рудопроявления приурочены к площадным корам выветривания. Остаточные руды формируют здесь небольшие покровы, а осадочные бокситы — плащеобразные залежи. И те и другие пространственно связаны с элювием высокоглиноземных пород. Осадочные делювиальные месторождения бокситов по своему геологическому строению в целом близки полигенным латеритно-осадочным. Они также локализируются в пределах площадных кор выветривания. Принципиальным отличием является отсутствие на этих объектах покровов остаточных бокситов. Осадочные карстовые месторождения бокситов обнаруживают косвенную связь с элювиальными образованиями. Их местонахождение контролируется областями распространения карбонатных пород и, в частности, их контактами с корой выветривания алюмосиликатных пород.

Выделенные типы бокситовых месторождений составляют единый генетический ряд. Объединяющим признаком этого ряда является источник бокситового вещества, общий для всех типов — латеритная кора выветривания.

В древнем элювии, развитом на территории южной оконечности Урала, установлены три типа профилей выветриваний — полный, сокращенный и неполный. Полный и сокращенный профили в площадных

и линейных корях выветривания приурочены только к элювию высокоглиноземных пород основного состава. Неполный профиль выветривания связан с корами выветривания гранитов и других кварцосодержащих пород. Рассмотрение палеогеоморфологических особенностей районов бокситообразования показывает, что распространение того или иного генетического типа профиля определяется также его местонахождением в реликтовом рельефе. Полный и сокращенный профили локализуются на вершинах и верхних частях склонов возвышенностей, неполный — как правило, у их подножья.

Исследованы минеральный и химический составы продуктов различных зон латеритной коры выветривания и осадочных бокситов. В нижней зоне бокситоносного элювия удалось расшифровать структуру одного из минералов, обычно относимых к группе "гидрохлоритов". Впервые для остаточных бокситов установлены и изучены редко встречаемые в природе алюмогидрокальцит и нордстрандит. Рассмотрены некоторые типоморфные особенности галлуазитов, а также основного породообразующего минерала бокситов — гиббсита.

Изучено распределение породообразующих компонентов и микроэлементов в продуктах выветривания пород основного состава и осадочных бокситах. В результате количественной оценки геохимического поведения компонентов найдены ряды их подвижности в каждой зоне профиля.

Остаточные (латеритные) и осадочные бокситы южной оконечности Урала в разной степени изменены эпигенетическими процессами обеления, оглеения и каолинизации. Проведенные расчеты показывают, что каолинизация латеритных бокситов сопровождается выносом значительного количества ($0,74 \text{ г/см}^3$) SiO_2 и частичным выносом большинства компонентов (главным образом $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,25 \text{ г/см}^3$). Вторичные изменения нередко носят площадной характер и, как правило, приводят к дебокситизации руд.

Рассмотрение имеющегося фактического материала по особенностям размещения и строения бокситоносных кор выветривания, а также текстур, структур и вещественного состава слагающих их продуктов позволяет критически отнестись к гипотезе стадийного формирования зонального профиля коры выветривания. Более вероятной представляется и обосновывается известная [4, 42, 50] концепция одновременного образования всех зон латеритного профиля.

Особенности условий формирования латеритных бокситов в результате физико-химического разложения горных пород "in situ" обусловили ряд генетических признаков, позволяющих однозначно отличить эти породы от обычных осадочных бокситов. Отличительными признаками латеритных бокситов являются: наличие внутренних, унаследованных от исходных пород, реликтовых структур, высокая пористость, небольшие объемные веса и высококачественный состав, отвечающий лучшим маркам — БВ и БО.

Размещение залежей осадочных бокситов в палеорельефе, обломочные, бобово-обломочные и бобовые структуры руд, их вещественный состав свидетельствует о преимущественно механическом

способе их образования за счет переотложения материала латеритной коры выветривания с последующей дифференциацией рудного вещества в условиях склона. Индикаторами генетической связи остаточных и осадочных руд, помимо пространственной близости, являются наличие в осадочных бокситах обломков пород и минералов коры выветривания, одинаковый гиббсит-гетит-гематит-каолиновый минеральный и близкий химический и элементарный составы.

Изучение условий формирования и закономерностей размещения бокситовых месторождений и рудопроявлений южной оконечности Урала позволяет высказать предположение об ограниченной перспективности этого района на бокситы, в связи с отсутствием в мезозое условий, благоприятных для формирования крупных месторождений. Однако из-за острого дефицита высококачественного алюминиевого сырья, каковым являются латеритные бокситы, представляется очевидной необходимость выявления на данной территории даже небольших месторождений латеритных бокситов. В связи с этим предпринята попытка перспективной оценки восточного склона Южного Урала на бокситы. В результате намечены конкретные поисковые площади в районе Подольского серпентинитового массива, благоприятные, в силу различных геологических условий, на обнаружение высококачественных латеритных бокситов. Даны рекомендации на поиски осадочных карстовых бокситовых месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский Н.И. Возраст латеритной коры выветривания на восточном склоне Урала и принципы прогнозирования месторождений древних кор выветривания. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 5.
2. Бакиров А.Г. О генезисе микрорельефа коры выветривания ультраосновных пород Кемпирсайского массива. — Изв. Томск. политехн. ин-та, 1953, 74, вып. 1.
3. Басс Ю.Б. Новые данные о геологическом строении и условиях образования месторождений боксита юга УССР. — В кн.: Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах. Киев: Изд-во АН УССР, 1960, ч. 2.
4. Басс Ю.Б., Рябчук В.К., Славутский М.В., Шалый Е.С. Бокситы платформенной части Украинской ССР (Южная провинция). — В кн.: Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971.
5. Безруков П.Л., Яншин А.Л. Юрские отложения и месторождение алюминиевых руд в Примугоджарских степях. — В кн.: Бокситы. М.-Л.: Объед. научн.-техн. изд-во НКТП СССР, 1937, т. 1, ч. 1, вып. 110.
6. Билибин Г.А. Алюмогидрокальцит — новый минерал. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1926, 55, вып. 2.
7. Богатырев Б.А. Минералого-петрографическая и геохимическая характеристика нижнемезозойских платформенных бокситов Средней Азии. — Литол. и полезн. ископ., 1970, № 1.
8. Богословский Н.А. О некоторых явлениях выветривания в области Русской равнины. — Изв. Геол. ком., 1899, 18.
9. Бондштедт-Куплетская Э.М. β -алюмогидрокальцит. Новые минералы, XVII (реферат). — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1965, ч. 94, вып. 6.
10. Борисевич Д.В. Поверхности выравнивания Среднего и Южного Урала и условия их формирования. — В кн.: Вопросы географии. М.: Гос. изд-во геогр. лит-ры, 1954, сб. 36.
11. Бушинский Г.И. Геология бокситов. М.: Недра, 1971.
12. Вахрамеев В.А. О возрасте мезозойских бокситов Урала, Казахстана и Енисейского кряжа. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 2.
13. Вахрамеев В.А. Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана. — В кн.: Региональная стратиграфия СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1952, т. 1.
14. Вахрамеев В.А. Ботанико-географическая и климатическая зональность на территории Евразии в юрское и меловое время. — В кн.: Вопросы палеогеографии и биостратиграфии. М.: Госгеолтехиздат, 1957.
15. Витовская И.В. Баланс вещества и объемные соотношения при псевдоморфном замещении хлорита нонтронитом. — Докл. АН СССР, 1973, 209, № 3.
16. Витовская И.В., Новиков В.М. Возможный механизм накопления алюминия в латеритных бокситах. — В кн.: Труды III Междунар. конгр. J.C.S.O.V.A., Ница, 1973.
17. Витовская И.В., Новиков В.М. Поведение компонентов и условия накопления алюминия в корах выветривания пород основного состава

- южной оконечности Урала. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1974, вып. 14.
18. Волков А.Н. Бокситы Казахстана и их генезис. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1956.
 19. Герасимов И.П. Основные черты геоморфологии Среднего и Южного Урала в палеогеографическом освещении. — В кн.: Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР. М.; Л., 1948, вып. 42.
 20. Гинзбург И.И. Геохимия коры выветривания серпентинитов Южного Урала. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1938, № 1.
 21. Гинзбург И.И. Стадийное выветривание минералов. — В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.; Л., 1946.
 22. Гинзбург И.И. Латеритное выветривание как источник бокситов. Минералогический состав и условия образования бокситов. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1952, вып. 1.
 23. Гинзбург И.И. Основные результаты изучения древних кор выветривания в СССР. — Изв. АН СССР, 1957, № 12.
 24. Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация. — В кн.: Региональное развитие кор выветривания в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
 25. Гинзбург И.И., Кац А.А., Корин И.З. и др. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1946.
 26. Горшков А.И., Звягин Б.Б., Новиков В.М. Структурно-кристаллографические характеристики алумогидрокальцита по данным макродифракции электронов. — В кн.: Тезисы докладов X Всесоюз. конф. по электронной микроскопии. Ташкент, 1976.
 27. Горшков А.И., Звягин Б.Б., Новиков В.М. Алюмогидрокальцит из бокситоносной коры выветривания. — В кн.: Совещание молодых ученых по минералогии, геохимии и методам исследования минералов. Владивосток, 1976.
 28. Грицаенко Г.С., Искюль Е.В. К минералогии Кемпирсайского силикатно-никелевого месторождения. — Минерал. сырье, 1937, № 1.
 29. Гудошников В.В., Ваньшин Ю.В., Березницкая Р.Я. Вторичные изменения среднетриасовой латеритной коры выветривания Орского Урала. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 5.
 30. Гуткин Е.С., Березницкая Р.Я. Верхнетриасовые бокситы и латериты восточного склона Южного Урала. — Сов. геология, 1970, № 1.
 31. Гуцаки В.А. Кора выветривания Орского Зауралья. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 5.
 32. Гуцаки В.А., Гудошников В.В. Поведение микроэлементов в коре выветривания Орского Зауралья. — В кн.: Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Изд-во Саратовского ун-та.: Вып. 2; ч. 1. 1965.
 33. Гуцаки В.А., Гудошников В.В. История формирования и минералогический состав кор выветривания Орского Урала и Зауралья. — В кн.: Кора выветривания Урала. Изд-во Саратовск. ун-та, 1969.
 34. Демина В.Н. Влияние вторичных изменений на качество бокситовых руд на примере Тимана. — Геол. рудн. месторожд., 1971, № 5.
 35. Домбровская Ж.В. Минералого-геохимические особенности древних кор выветривания Прибайкалья. — В кн.: Материалы семинара по геохимии гипергенеза и коры выветривания, Минск, 1969.
 36. Егоров В.П., Новиков В.М. Латеритные бокситы Мугоджар и Орского Зауралья. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1973, вып. 12.
 37. Егоров В.П., Новиков В.М. Латеритные бокситы в линейной коре выветривания Кемпирсайского массива. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1974, вып. 14.

38. Жуков В.В. Особенности ресификации бокситоносных образований на Аркалыкском месторождении. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1973, вып. 13.
39. Казидин Ю.В., Рудник В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М.: Недра, 1968.
40. Калинина А.М. О полиморфизме и ходе термических превращений окиси алюминия. — Журн. неорганич. химии, 1959, IV вып. 6.
41. Карпинский А.П. Месторождения никелевых руд на Урале. — Горн. журн., 1891, № 10.
42. Кашик С.А., Карпов И.К. Основные проблемы физико-химической теории необратимых процессов минералообразования в коре выветривания. — В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977.
43. Киселев Л.И. Факторы локализации бокситового оруденения периферии Мугоджар. — Вестн. АН КазССР, 1963, № 3 (216).
44. Киселев Л.И. О возрасте древней коры выветривания в Мугоджарах. — Вестн. АН КазССР, 1963, № 7 (220).
45. Киселев Л.И. Нижнемеловые бокситоносные отложения Мугоджар и их периферии. Алма-Ата, 1963.
46. Киселев Л.И. Условия образования бокситовых месторождений Мугоджарского района. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1966.
47. Киселев Л.И. Латеритные бокситы Мугоджар. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 5.
48. Киселев Л.И. Мезозойские латеритные коры выветривания и элювиальные бокситы Западного Казахстана. Автореф. докт. дисс. Алма-Ата, 1976.
49. Киселев Л.И., Габитов Р.К., Киселева В.В., Попович Ю.П. О находке латеритных бокситов на Кемпирсайском гипербазитовом массиве. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1973, № 2.
50. Киселев Л.И., Габитов Р.К., Киселева В.В., Попович Ю.П. Латериты Западного Казахстана. Алма-Ата: ОНТИ, 1974.
51. Крашенинников И.М. Древний эрозийный цикл на Южном Урале. — Геол. вестн., 1917, т. III, № 1-6.
52. Кротов Б.П. Дифференциация элементов при выветривании, латеритная кора выветривания и закономерности распределения рудных месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1959, вып. 35.
53. Кротов Б.П., Столярова Т.И. Соколовское месторождение бобовых железистых бокситов в Каменском районе Челябинской области и его генезис. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1942, № 4.
54. Куземкина Е.Н. О некоторых вторичных процессах в мезозойских бокситах северо-западного Тургай. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1962, вып. 4.
55. Лазаренко Е.К., Лазаренко Э.А., Барышников Э.К. Минералогия Закарпатья. Изд-во Львовск. Гос. ун-та, 1963.
56. Лажуани Ж.П., Бонифа М. Долериты бассейна р. Конкуре и их латеритизация. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М.: Мир, 1964.
57. Лисицына Н.А. Некоторые особенности накопления континентальных бокситов Казахстана. — Докл. АН СССР, 1956, III, № 2.
58. Лисицына Н.А. Геохимия коры выветривания основных пород. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1969.
59. Лисицына Н.А., Пастухова М.В. Вторичная минерализация в бокситовой толще и коре выветривания Тургайских и Северо-Казахстанских месторождений бокситов. — Геол. рудн. месторожд., 1961, № 1.

60. Лисицына Н.А., Пастухова М.В. Соотношение двуокиси титана и глинозема в платформенных бокситах обломочного типа. — Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2.
61. Лисицына Н.А., Пастухова М.В. О роли вторичных процессов в формировании платформенных бокситов. М.: Наука, 1964, вып. 103.
62. Майютина З.А. К вопросу о выделении мамытской свиты в континентальных юрских отложениях восточного склона Южного Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 8.
63. Михайлов Б.М. Кремневый метасоматоз на бокситовых месторождениях Западного Казахстана. — Докл. АН СССР, 1967, 174, № 2.
64. Михайлов Б.М. Геология и полезные ископаемые западных районов Либерийского штата. М.: Недра, 1969.
65. Михайлов Б.М., Теплова Л.С. Некоторые вопросы литологии меловых и палеогеновых отложений бассейна р. Шет-Иргиз. — В кн.: Геология Тургайского прогиба. Л.: ОНТИ, 1961, вып. 43.
66. Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957.
67. Наливкин Д.В. О бокситах Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1942, № 4.
68. Наливкин Д.В. Общий очерк тектоники Урала. — В кн.: Геология СССР. М.; Л., 1944, т. 12, ч. 1.
69. Никитин К.К. Древняя кора выветривания Бурыктальского массива ультраосновных пород. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 69.
70. Никитин К.К. Классификация кор выветривания и связанных с ними месторождений полезных ископаемых. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1968, вып. 10.
71. Никитин К.К., Витовская И.В., Бугельский Ю.Ю. Геолого-геохимические закономерности формирования и особенности минерального состава никеленосных кор выветривания. — В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. М.: Наука, 1969, т. 1.
72. Никитина А.П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М.: Наука, 1968.
73. Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К. Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М.: Наука, 1971.
74. Никифорова К.В. О возрасте континентальных отложений восточного склона Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1940, 29, № 4.
75. Никифорова К.В. Континентальные мезозойские и кайнозойские отложения восточного склона Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1948, вып. 45, № 13.
76. Новиков В.М. Преобразованная кора выветривания диазобов в Орском Зауралье. — В кн.: Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ АН СССР за 1970 г. М., 1971.
77. Новиков В.М. О связи осадочных бокситов с латеритной корой выветривания (на примере Орского Зауралья). — В кн.: Тезисы докл. к семинару "Литолого-фациальный анализ осадочных рудоносных формаций Al-Fe-Mn". Л., 1971.
78. Новиков В.М. Типы профилей выветривания на бокситовых месторождениях Мугоджар и Орского Зауралья. — В кн.: Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1971 г. М., 1972.
79. Новиков В.М. Полигенные латеритно-осадочные бокситопоявления Мугоджар и Орского Зауралья. — В кн.: Генетическая классификация

- бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1974.
80. Новиков В.М. Вторичные изменения в остаточных и осадочных бокситах Мугоджар и Орского Зауралья. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1976, вып. 15.
 81. Новиков В.М. Особенности строения, вещественного состава и генезиса бокситоносной коры выветривания Кемпирсайского массива. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1978, вып. 16.
 82. Новиков В.М., Зиборова Т.А., Пилюян Г.О. Особенности гиббситов из латеритных и осадочных бокситов. — В кн.: Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1971 г. М., 1972.
 83. Новиков В.М., Берхин С.И., Горшков А.И. и др. Смешаннослойный минерал хлорит — "разбухающий хлорит". — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 8.
 84. Новиков В.М., Берхин С.И., Витовская И.К. и др. О рядах превращения минералов в бокситовых корах выветривания Южного Урала. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975.
 85. Новиков В.М., Берхин С.И., Иванов В.П. Галлуазиты в бокситоносной коре выветривания габброидов Кемпирсайского массива. — В кн.: Совещание молодых ученых по минералогии, геохимии и методам исследования минералов. Владивосток, 1976.
 86. Нсанов А.М. Химический состав марганцевых минералов коры выветривания Кемпирсайского и Бугеткольского массивов. — В кн.: Вопросы геологии коры выветривания Казахстана. Алма-Ата:ОНТИ, 1972.
 87. Объяснительная записка к карте бокситоносности СССР. М.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1973.
 88. Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968.
 89. Пастухова М.В. О влиянии вторичных процессов на литологический и химический состав бокситов. — Литол. и полезн. ископ., 1972, № 2.
 90. Петренко А.А. К открытию бокситов в Орском районе. — В кн.: Проблемы сов. геологии. М.: Госгеолиздат, 1933, № 9.
 91. Петренко А.А. Об условиях образования осадков эпохи континентального выветривания Приорского района. — В кн.: Проблемы сов. геологии. М.: Госгеолиздат, 1936, № 3.
 92. Петров В.П. Основы учения о древних корах выветривания. М.: Недра, 1967.
 93. Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра, 1968.
 94. Полюнов Б.Б. Кора выветривания. Л.: Изд-во АН СССР, 1934, т. 1.
 95. Пономаренко З.К. Палеоклиматические условия образования бокситов Казахстана. — В кн.: Генезис бокситов. М.: Наука, 1966.
 96. Попов В.С. Алюмогидрокальцит из Гаурдакского месторождения самородной серы. — Узб. геол. ж., 1972, № 2.
 97. Разумова В.Н. Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1956, вып. 2.
 98. Разумова В.Н. Кора выветривания латеритного и каолинового типа основных пород. М.: Наука, 1964.
 99. Разумова В.И., Херасков И.П., Черняховский А.Г. Геологические типы коры выветривания и примеры их распространения на Южном Урале. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 77.
 100. Савельев И.И. Роль микрорельефа в образовании никелевых месторождений силикатных руд на Южном Урале. — Тр. ИГН АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1941, вып. 41, № 5.

101. Савельев И.И. Кемпирсайское месторождение никелевых гидросиликатных руд. — В кн.: Минералогия Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1954, т. 1.
102. Саламатов А.С. Кировское месторождение бокситов. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Западного Казахстана, т. 1. Актыбинск, 1961.
103. Сапожников Д.Г. О структурно-тектонической приуроченности древних кор выветривания. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1967, вып. 10.
104. Сапожников Д.Г. 1. Типы платформенных бокситов СССР, их особенности и условия образования. 2. Формации бокситоносных образований. — В кн.: Платформенные бокситы. М.: Наука, 1971.
105. Сапожников Д.Г. Об особенностях размещения латеритных бокситов СССР. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1973, вып. 12.
106. Сапожников Д.Г. Перспективы бокситоносности платформенных областей СССР. — Вестн. АН СССР, 1973, 1.
107. Сапожников Д.Г., Богатырев Б.Н., Барков В.В. Бокситы и коры выветривания Гвинеи. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1976, вып. 15.
108. Сигов А.П. Кору выветривания Урала. Разведка и охрана недр. М.: Изд-во Мин. геол. и охр. недр, 1957, № 7.
109. Сеницын В.М. Палеогеография Азии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962.
110. Слукин А.Д. Древние коры выветривания и связанные с ними бокситы в одном из районов Сибирской платформы. — В кн.: Генезис бокситов. М.: Наука, 1965.
111. Слукин А.Д. Кору выветривания и бокситы Чадобецкого поднятия. М.: Наука, 1973.
112. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1969.
113. Соколова М.Ф. Интерпретация структурных особенностей глинистых минералов и минералов свободного глинозема в корях выветривания и осадочных породах. Новосибирск: СНИИГИМС, 1974.
114. Соколова М.Ф., Козлова Г.В. Минералогия Лиственного проявления бокситов. — В кн.: Вопросы минералогии, петрографии и геохимии Красноярского края. Красноярск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1975.
115. Соколова М.Ф., Новиков В.М., Берхин С.И., Сивцов А.В. Нордстрандит в коре выветривания габброидов Кемпирсайского массива. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1976, вып. 15.
116. Сребродольский Б.И. Зона окисления серных руд Водинского месторождения. — Геол. рудн. месторожд., 1971, № 3.
117. Сребродольский Б.И. Об алюмогидрокальцитах. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1974, № 10.
118. Тюрин Б.А. Месторождения платформенных бокситов Казахстана и их генетические особенности. — В кн.: Вопросы геологии Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1964.
119. Тюрин Б.А. Платформенное бокситонакопление на территории Казахстана (Центрально-Казахстанская и Тургайская провинции). — В кн.: Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971.
120. Фадеева И.З. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения нижнемезозойских угленосных отложений Орл-Илекского района. М.; Л.: Наука, 1965.
121. Федоров Б.М. Условия залегания и генезис мезозойских бокситов Среднего Урала. — В кн.: Бокситы. М.; Л.: Объед. научн.-техн. изд-во НКТП СССР, 1937, т. 1, ч. 1, вып. 110.
122. Феодотьев К.М. К вопросу о термической диссоциации трехводного гидрата глинозема. — В кн.: Академику Д.С. Белянкину к 75-

летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности. М.: Изд-во АН СССР, 1946.

123. Формозова Л.Н. К вопросу о возрасте древней коры выветривания на Южном Урале. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1947, № 2.
124. Хабаков А.В. Доюрский рельеф и древняя кора выветривания в южной части Южного Урала. — Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1935, 67, вып. 2.
125. Хабаков А.В. Доюрская кора выветривания. — В кн.: Геологическое строение Орск-Халиловского района. М.: Госгеолгиздат, 1941.
126. Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
127. Шварцбах М. Климаты прошлого. М.: Изд-во иностр. лит., 1955.
128. Яншин А.Л. Условия залегания и генезис бокситов Южного Урала, Казахстана и Восточной Сибири. — В кн.: Труды конференции по генезису руд, железа, марганца и алюминия. М.: Изд-во АН СССР, 1937.
129. Яншин А.Л. Тектоника Северного Приаралья. — Докл. АН СССР, 1939, 93, № 8.
130. Яншин А.Л., Вахрамеев В.А. Палеозой в Северном Приаралье. — Докл. АН СССР, нов. серия, 1941, 30, № 9.
131. Brindly G.W., Jouell R.F. Ferrous chamosite and ferrie chamosite. — Mineral. Mag., 1951, vol. 29.
132. Eyles V.A. The composition and origin of the Antrim laterites and bauxites: Mem. Geol. Survey. (Government of North Ireland) Belfast, 1952.
133. Goldbery R., Loughnan F.C. Dawsonite and nordstrandite in the Permian Berry Formation of the Sydney Basin, New South Wales. — Amer. Mineral., 1970, vol. 55, N 3/4.
134. Gordon M., Tracey I.R., Ellis M.W. Geology of the Arkansas bauxite region. — U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1958, vol. 299.
135. Harrison I.B. The katamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions. — Imp. Bur. Soil. Sci., 1933.
136. Hasan Lia-vi. On the occurrence and Geochemistry of Bauxite deposits of Monghyr Area (India). — Econ. Geol., 1966, vol. 61, N 4.
137. Hathaway J.C., Schlanger S.D. Nordstrandite ($Al_2O_3 \cdot 3H_2O$) from Guam. — Nature, 1962, vol. 196.
138. Hathaway J.C., Schlanger S.D. Nordstrandite ($Al_2O_3 \cdot 3H_2O$) from Guam. — Amer. Mineral., 1965, vol. 50, N 7/8.
139. Kautz K. Ein Vorkommen von Alumohydrocalcit und Allophan bei Bergisch-Geadbach. — Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1968, N 10.
140. Kautz K. Elektronenbungung und Infrarot-Untersuchungen an Alumohydrocalcit. — Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1969, N 3.
141. Maric L. Karstfikacija i geokemiska migracija nekih makroelementa u iz Dinaridima (jugoslavija). — Zemljište i biljka, 1967.
142. Naray-Szabo I., Peter E. Nachweis von Nordstrandit und Bayerit in Ungarischen Ziegeltonen. — Acta geol. Acad. sci. hung., 1967, t. 11 (4).
143. Nobuyuki A., Masaru V., Koichiro I. Discovery of dawsonite and alumohydrocalcite from the crataceous Irumi Group in Osaka. — J. Jap. Miner., Petrol., and Econ. Geol., 1972, vol. 67, N 11.
144. Patterson E.M. Bauxite reserves and potential aluminium resources of the World. — Bull. U.S. Geol. Surv., 1967, vol. 1228.
145. Shoen R., Roberson Ch.E. Structures of aluminum hidroxide and geochemical implications. — Amer. Mineral., 1970, vol. 55, N 1-2.
146. Wall J.R.D., Wolfenden E.B., Beard E.H., Deans T. Nordstrandite in soil from West Sarawak, Borneo. — Nature, 1962, vol. 196.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
<i>Глава I</i>	
РАЗВИТИЕ ОСНОВНЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ УЧЕНИЯ О ДРЕВНИХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ОСАДОЧНОМ БОКСИТООБРАЗОВАНИИ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮЖНОГО УРАЛА	5
<i>Глава II</i>	
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА	11
<i>Глава III</i>	
КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И БОКСИТЫ ЮЖНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ УРАЛА	17
Остаточные рудопроявления	18
Полигенные латеритно-осадочные месторождения и рудопроявления	24
Делювиальные месторождения	43
Карстовые месторождения	46
Сводный генетический ряд бокситовых месторождений южной оконечности Урала	50
<i>Глава IV</i>	
МИНЕРАЛЫ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ОСАДОЧНЫХ БОКСИТОВ	51
<i>Глава V</i>	
ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ КОМПОНЕНТОВ И МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ И БОКСИТАХ	74
<i>Глава VI</i>	
ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В БОКСИТАХ И КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ	94
<i>Глава VII</i>	
ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА БОКСИТОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ОСАДОЧНЫХ БОКСИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	104
<i>Глава VIII</i>	
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ БОКСИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОБЛЕМА БОКСИТОНОСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ ЮЖНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ УРАЛА	113
Рудоконтролирующие факторы	-
Перспектива бокситоносности Мугодзар и Орского Зауралья	120
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	125
ЛИТЕРАТУРА	128

Владимир Михайлович Новиков
ЛАТЕРИТНЫЕ И ОСАДОЧНЫЕ БОКСИТЫ
МУГОДЖАР И ОРСКОГО ЗАУРАЛЬЯ

Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии

Редактор издательства *О.А. Харнас*

Художественный редактор *С.А. Литвак*

Технический редактор *Н.М. Бурова*

Корректор *Г.В. Бабкина*

ИБ № 17204

Подписано к печати 11.08.80. Т-15810
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 8,5+ 0,5 вкл.
Уч.-изд.л. 9,2. Тираж 600 экз. Тип. зак.1480.
Цена 1р. 40к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 40 к.

3587