
МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
КОНГРЕСС

XXII СЕССИЯ

ДОКЛАДЫ СОВЕТСКИХ ГЕОЛОГОВ

ЛАТЕРИТЫ

НЕДРА-1964

INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS
• XXII SESSION
REPORTS OF SOVIET GEOLOGISTS
PROBLEM 14

LATERITES

PUBLISHING HOUSE «NEDRA»
Moscow
1964

АКАДЕМИЯ НАУК
СОЮЗА ССР

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
КОМИТЕТ СССР
STATE GEOLOGICAL
COMMITTEE
OF THE USSR

НАЦИОНАЛЬНЫЙ КОМИТЕТ ГЕОЛОГОВ
СОВЕТСКОГО СОЮЗА

*

NATIONAL COMMITTEE
OF GEOLOGISTS OF THE SOVIET UNION

*

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС
XXII СЕССИЯ
ДОКЛАДЫ СОВЕТСКИХ ГЕОЛОГОВ
ПРОБЛЕМА 14

ЛАТЕРИТЫ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

Москва

1964

Редакционная коллегия:

Г. И. Бушинский (ответ. редактор),
Н. А. Лисицына, В. П. Петров, А. Л. Яншин

Editorial Board:

G. I. Bushinsky (Responsible Editor),
N. A. Lisitzina, V. P. Petrov, A. L. Yanshin

И. П. ГЕРАСИМОВ

СОВРЕМЕННЫЕ ЛАТЕРИТЫ И ИХ ОБРАЗОВАНИЕ

Современными латеритами называются поверхностные образования почвы и коры выветривания, распространенные в тропических и субтропических районах. Они обладают особыми внешними признаками и внутренними свойствами. В отличие от аналогичных образований умеренных широт латериты имеют яркую красно-желтую окраску, поэтому их называют также красноземами и желтоземами, и относительно большую мощность — до нескольких десятков метров. Нижняя часть их толщи обычно сохраняет текстуру материнской породы (например, гранита, порфира и т. д.), хотя не имеет уже ничего общего с этой породой по физическим свойствам, минералогическому и химическому составу («гнилой камень» или литомарж). Обычно латериты представляют собой породу рыхлую в сухом и пластичную во влажном состоянии. Очень характерным внешним признаком латеритов является постоянное присутствие в их толще многочисленных железисто-глиноземных конкреций различной плотности и размеров, от пизолитовых зерен до сплошных плотных горизонтов — кор и прослоев мощностью до 1 м и более («латерит» в узком смысле).

Современные латериты имеют особый минералогический и химический состав. Их минеральная масса состоит преимущественно из остаточного кварца, аморфного свободного кремнезема, гидратов окиси алюминия (гиббсит) и железа (гётит, лимонит), различных вторичных глинных минералов (каолинита, галлуазита и др.). По-видимому, среди всех современных поверхностных образований именно латериты обладают наиболее сильной степенью химического разложения и трансформации первичных минералов магматических и метаморфических горных пород под влиянием процессов выветривания.

По этой причине минеральная масса латеритов имеет многие физико-химические особенности, среди которых следует отметить амфолитоидные свойства коллоидов, т. е. способность адсорбировать в заметных количествах не столько катионы, сколько анионы.

Уже давно было установлено, что химический состав современных латеритов, по сравнению с составом материнских горных пород, характеризуется относительным обогащением соединениями железа и алюминия. Это объясняется меньшей подвижностью (меньшим выносом) алюминия и железа в латеритах по сравнению с другими компонентами, например кремнеземом. Подобная особенность химического состава латеритов является постоянной и как общая тенденция может быть заметна даже при больших вариациях их минералогического и химического состава.

Современные латериты представляют собой интересный и важный объект изучения. В ряде тропических стран современные латериты, осо-

бенно сильно обогащенные железом или алюминием, используются в качестве железной или алюминиевой руды.

Кроме того, существуют древние (погребенные) латериты различного возраста, с которыми связано образование различных видов ценного минерального сырья. Современные латериты, являясь широко распространенными поверхностными образованиями тропических и субтропических районов, имеют большое значение в сельском и лесном хозяйстве, вследствие чего агрономические и биологические науки также давно занимаются их изучением.

В настоящем докладе кратко излагаются наиболее важные результаты изучения современных латеритов, полученные в новейшее время в области почвоведения. Известно, что труды русских ученых в области почвоведения имели основополагающее значение для этой науки, и научные методы изучения почв, разработанные в нашей стране, давно уже получили мировое признание. Необходимо, правда, отметить, что рассматриваемая проблема генезиса, классификации и географии современных латеритов была разработана в русском почвоведении слабее, чем многие другие проблемы. Главная причина этого — ограниченное распространение подобных образований на территории нашей страны, не позволившее широко применить к их исследованию плодотворные методы русского (докучаевского) почвоведения. Однако в последние годы советским почвоведом довелось посетить различные тропические страны и исследовать современные латериты в поле и лаборатории. В частности, автор настоящей статьи изучал латеритные образования в Гвинее и Сенегале (Западная Африка), в Индии, в южной части Китая и в Бразилии (Герасимов 1961^{1,2}). Сравнительное сопоставление современных латеритов этих стран с красноземами и желтоземами Черноморского и Каспийского побережья Советского Закавказья позволило выдвинуть новые научные концепции по следующим двум важным аспектам современного латеритообразования: 1) генетический профиль латеритов; 2) главные географические типы латеритных образований.

Генетический профиль современных латеритов.

Новейшие полевые наблюдения в различных тропических странах дали основание выдвинуть представление о развитии следующих генетических зон в профиле современных латеритов.

Зона А — верхняя часть активного или деятельного слоя латерита, в которой развивается тропическое почвообразование (биологические циклы геохимического кругооборота веществ) и которая отмечена ясным накоплением гумусовых веществ, особой зернисто-комковатой структурой и красновато-серо-желтой окраской.

Зона В — нижняя часть того же активного (деятельного) слоя латерита с комковато-глыбовой структурой и красновато-желтой окраской. Эта зона расположена за пределами интенсивного биологического кругооборота, но испытывает непосредственное воздействие почвообразования в виде инфильтрации почвенных растворов, без заметного накопления гумусовых веществ.

Зона С — т. е. собственно кора выветривания, сохраняющая текстуру материнской породы (литомарж) с глыбовой структурой и неоднородной желто-красной окраской.

Ниже находится слабо разрушенная или свежая материнская горная порода латерита.

К этой характеристике надо добавить, что во всех зонах латерита, и особенно в зоне В, постоянно имеются плотные конкреции и прослои разнообразной формы и величины. Существенны также наблюдения по мощности вышеуказанных зон. Эти мощности различны и изменяются

в зависимости от географических (биоклиматических), геоморфологических (денудация) и литологических (плотность и структура горных пород) факторов. В наиболее развитых современных латеритах общая мощность латеритной толщи может достигать 10 м и более: зона А 1,5 м, зона В до 1—2 м и зона С до 10 м и более. В наименее развитых латеритах общая мощность сокращается до 2—3 м (в зоне А не выше 0,5 м, в зоне В до 1 м).

В табл. 1 приводятся некоторые данные химического анализа типичного современного латерита из Гвинеи, находящегося под тропиче-

Таблица 1

Химический состав латеритного профиля Гвинеи

Зона	Глубина, см	Валовой состав латерита на прокаленную навеску, %				Валовой состав ила (<0,001 мм) на прокаленную навеску, %			
		SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂ : R ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂ : R ₂ O ₃
А	0—10	73,4	3,1	19,8	5,8	40,9	7,7	50,3	1,3
	30—40	71,5	3,7	21,7	5,1	38,5	9,3	50,8	1,2
В	90—100	66,4	4,4	24,6	4,1	38,3	10,1	50,0	1,14
С	200—210	55,3	7,1	35,4	2,7	28,5	16,5	55,5	1,0
Материнская порода		70,0	4,1	19,8	5,3	—	—	—	—

ским лесом и образованного на граните. Эти данные хорошо иллюстрируют приведенную обобщенную характеристику генетических зон.

Породы этого же латеритного профиля подверглись минералогическому и микроморфологическому изучению (описание шлифов сделаны А. И. Ромашкевич).

Свежая порода представлена крупнозернистым катаклазированным гранитом (рис. 1), состоящим на 40—50% из щелочных полевых шпатов (преимущественно микроклин, микропертит) с примесью небольшого количества кислых плагиоклазов. Кварц представлен в основном агрегатами зерен. Цветная часть (биотит) незначительная (не более 3—5%). Замечается серицитизация полевых шпатов.



Рис. 1. Микростроение гранита. $\times 100$, николи +
1 — кварц; 2 — микроклин

В зоне С при сохранении структуры первоначальной породы (гранита) наблюдается полная аллитизация всех полевых шпатов, выделе-

ние гидроокислов и окислов железа и образование гидробiotита, каолинита и гиббсита в результате разрушения биотита. Здесь же можно

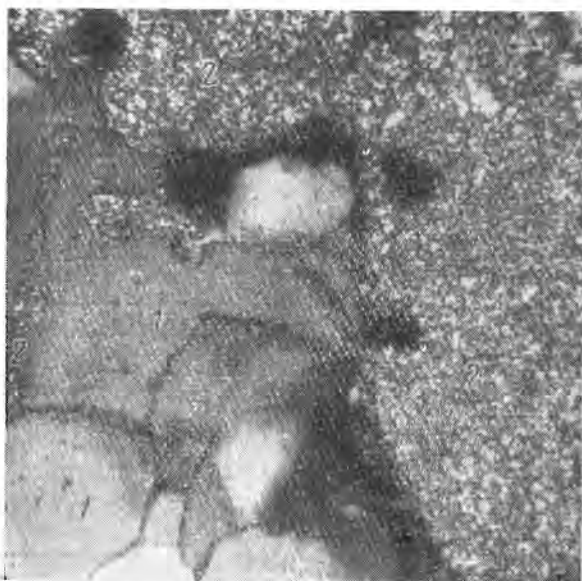


Рис. 2. Зона литомаржа. $\times 100$, николи+
1 — кварц; 2 — гиббсит

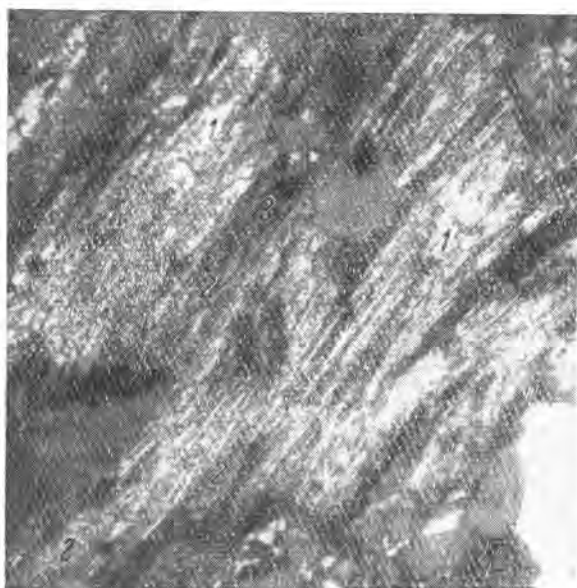


Рис. 3. Зона литомаржа
1 — гиббсит; 2 — каолинит; 3 — гидроокислы железа по биотиту

видеть также заполнение кристалликами гиббсита трещин между зернами кварца и значительное количество струйчатых прожилок галлуазит-каолинит-гиббситового состава с низким двупреломлением и показателем преломления выше канадского бальзама (рис. 2, 3). Образование таких прожилок связано, по-видимому, с подвижностью SiO_2 и R_2O_3 и последующей кристаллизацией очень тонкодисперсного материала смешанного глинисто - гиббситового состава. На это указывает их струйчатая форма. При этом прожилки часто маскируются тонкодисперсной железистой пленкой. В целом железо в виде пленок ассоциируется в этом горизонте с прожилками галлуазит-каолинит - гиббситового состава в виде тонкозернистых красно-бурых скоплений и с участками, где шло выветривание биотита. Распределение окислов и гидроокислов железа в горизонте очень неравномерное.

Выше по профилю, в зоне В, основная глинистая масса слабо ожежена в виде небольшого количества микровыделений окислов и гидроокислов железа. В нее включено большое количество мелких и крупных зерен кварца размером в среднем 0,1—0,2 мм, а также их агрегатов. Глинистая масса состоит из каолинита, галлуазита, гидро-

слюды. Местами хорошо видны пластинки каолинита и мелкие чешуйки гидрослюд. В шлифе хорошо заметны только отдельные крупные зерна и гнезда кристаллов гиббсита, иногда его крустификационные формы.

В тонкодисперсной части горизонта много также микрозернистого гиббсита (рис. 4).

Минеральные зерна в этом горизонте, по-видимому, прочно связаны с глинистой массой. Многие зерна не имеют глинистых пленок. Встречаются неразрушенные и полуразрушенные зерна полевых шпатов, представленные в основном ортоклазом и микроклином. Кварцевые зерна разъедаются глиной. В горизонте много фитолитарий, а также имеются крупные 5—10 мм конкреции двух типов: а) каолинит-гиббситовые железистые (гётит-гематит) с большим количеством остаточного кварца (см. рис. 4); б) сильно ожелезненные глинистые, разбитые на фрагменты с выделившимися в их центре или по периферии диффузными скоплениями микрозернистого гётита и гематита. Образование таких железистых конкреций, по-видимому, в известной степени связано с притоком железа в растворах со стороны.

В образце из зоны А, взятом с глубины 30—40 см, преобладает глинистая масса однородного буровато-желтоватого цвета. По данным микроскопического определения она имеет преимущественно каолинитовый состав со значительной примесью тонкодисперсного гиббсита. Наличие низкотемпературного эндозффекта на кривой нагревания, вероятно, указывает также на присутствие аллофана.

Ожелезненность глинистой массы в виде тонких пленок из гидрогётита сравнительно небольшая. Железистые микровыделения содержатся в незначительном количестве. Глинистая масса микрочешуйчатого строения, в ней хорошо заметны пластинки гидрослюд. Масса почвы разделяется на микроотдельности неправильных и округлых форм размером от 0,05 до 0,2 мм. Некоторые же участки в шлифе имеют компактное строение. Сложение в целом очень рыхлое, порозность высокая, формы пор разнообразны. Имеется большое количество кварцевых зерен размером в среднем от 0,01 до 0,4 мм. Некоторые из них разъедаются глиной. Встречаются неразрушенные полевые шпаты. Зерна кварца непрочны связаны с глинистой массой и часто не имеют глинистых пленок. Гиббсит, по-видимому, представлен в основном тонкодисперсными формами. В шлифе удалось наблюдать только небольшие количества скоплений кристаллов гиббсита, много фитолитарий сферической формы; отмечены углистые тельца.

Образец из верхней части зоны А (0—10 см) также желтовато-бурого цвета, галлуазит-каолинитового состава. Глинистая масса горизонта под микроскопом обнаруживает почти изотропное строение



Рис. 4. Микростроение конкреций. $\times 45$, николи ||
1 — гиббсит; 2 — каолинит; 3 — окислы и гидроокислы железа; 4 — пустоты

вследствие значительного содержания тонкодисперсного гумуса. Несмотря на большое содержание гумуса четкая микроагрегация почвы не выражена. Микроотдельности имеют неопределенные формы, часто угловатые. Иногда встречаются компактные неагрегированные участки, образовавшиеся при растрескивании массы (рис. 5). По степени и формам ожелезнения образец аналогичен нижележащему (имеются тонкие пленочки из гидрогетита, почти отсутствуют какие-либо железистые микровыделения). Количество гиббсита значительно, однако он

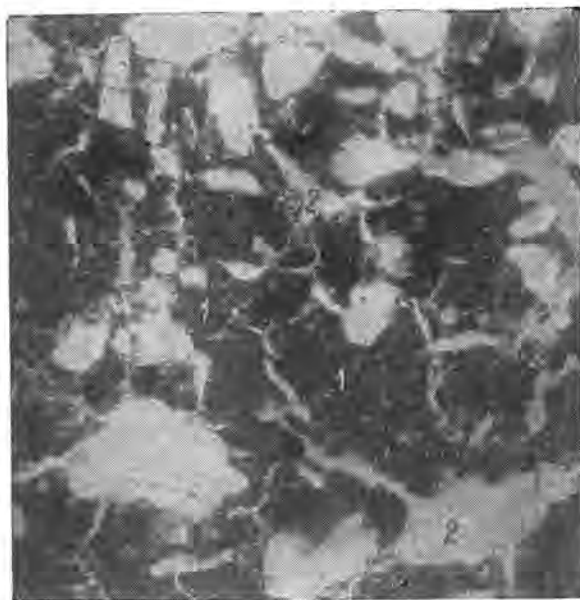


Рис. 5. Микростроение гумусового горизонта.
Увел. 45, николи ||

1 — микроотдельности; 2 — поры

распределен в основном в тонкодисперсной фракции ($<0,001$ мм). В шлифе гиббсит обнаружен в составе обломков коры выветривания латерита и в виде единичных крупных кристаллов. В горизонте наблюдается большое количество углистых телец фитолитарий, причем многие из них корродированы, и остатки растительных тканей. Присутствует большое количество изъеденных глиной зерен кварца разных размеров. Встречаются неразрушенные полевые шпаты.

Зона выветривания (зона С или литомаржа), как мы видим, сохраняет структуру первичной твердой породы и имеет ярко выраженный латеритный характер. В этой

зоне кремнезем полевых шпатов, слюд, пироксенов и роговых обманок оказывается в той или иной степени вынесенным, а алюминий и железо накапливаются в виде каолинита, гиббсита гетита и гематита. На основании этого можно полагать, что процессы выветривания здесь протекали в нейтральных или щелочных условиях, благодаря быстрому освобождению оснований и значительной изоляции этого слоя от внешних воздействий (например, проникновения кислых органических веществ). Однако реакция среды, по-видимому, изменялась в процессе выветривания. В частности, на это указывает наличие в некоторых исследованных образцах промежуточной стадии галлуазита при образовании гиббсита по полевым шпатам и пустоты в псевдоморфозах гиббсита, образовавшиеся в результате растворения гиббсита или же путем разрушения полевых шпатов до окислов с выносом последних почвенно-грунтовыми водами. Характерным признаком этой зоны, таким образом, является накопление конечных латеритных (ферриалитных) продуктов выветривания при сохранении структуры первоначальной твердой породы. К этому следует еще добавить, что в изученных образцах в зоне выветривания на граните имел место дополнительный (сверху или боковой) приток в растворах окислов кремния, железа и алюминия, которые образовали струйчатые выделения каолинит-гиббситового состава.

Как уже отмечалось, зоны В и А образуют так называемый «активный» или «деятельный» слой почвообразования. В этом слое имеет место тесное переплетение процессов выветривания и почвообразования. При этом преимущественно глинистый (галлуазит-каолинитовый) характер слоя, присущий большинству исследованных образцов, свидетельствует об иных условиях его формирования, чем в нижележащей зоне выветривания (зона С). В частности, образование каолинита по полевым шпатам, фиксируемое для образцов этого слоя, предполагает затрудненный отток кремнезема, что возможно в условиях более кислой среды, чем в вышерассмотренной зоне выветривания. Более же кислая среда могла возникнуть здесь только в основном под влиянием активного воздействия растительности. По литературным данным известно, что гумусовые кислоты в современных латеритных образованиях могут проникать на большую глубину, при этом значительная их часть представлена активными бурыми гумусовыми кислотами. Велика также, по-видимому, роль кислых выделений корней растений. В частности, несомненно, что одно из характерных свойств описываемого слоя — а именно равномерное распределение окислов и гидроокислов железа в виде пленок на глинистых минералах и отсутствие выделений в виде тяжей (особенно характерные для зоны А) — также обязано диспергированию их и перераспределению в глинистой массе под влиянием гумусовых веществ. Там, где ослабевает роль органического вещества (например, в нижней части активного или деятельного слоя, т. е. в зоне В) имеет место и заметно выраженная неоднородность в распределении гидроокислов железа.

Таким образом, различия в ходе физико-химических и биологических процессов, а следовательно, и в характере формирующихся свойств выделенных выше генетических зон в латеритах настолько значительны, что создается впечатление об устойчивой их системе. Эти генетические зоны свойственны всем латеритным образованиям, развивающимся и существующим как бы независимо друг от друга. В самом деле, все основные процессы и свойства верхнего, активного (деятельного), почвенного слоя латеритов тесно связаны с его приповерхностным расположением и зоной непосредственного воздействия аэрации, инфильтрации и биологического кругооборота веществ.

Совершенно также основные процессы, протекающие в нижней зоне выветривания (горизонте «С» — литомарж), обусловлены определенной степенью изоляции от прямого влияния тех же поверхностных агентов. Существование промежуточной, переходной зоны (В), в той или иной степени обладающей свойствами «верха» или «низа», также является показателем стабильности системы.

Вместе с тем при исследовании верхнего слоя активного и современного почвообразования в латеритах мы часто находим в нем отдельные реликты их «глубинного» происхождения. Так, например, в образцах из зоны А часто встречаются обломки гиббсита из латеритной коры выветривания (литомаржа); довольно крупные кристаллы гиббсита и признаки гиббситизации каолинита. Эти признаки как бы указывают на «вторичность» верхнего активного почвенного слоя, т. е. на возможность его образования путем наложения на уже развитую нижнюю латеритную кору выветривания.

Основной возможной причиной такого вторичного наложения можно считать процесс эрозии, т. е. процесс постепенного механического удаления (путем смыва) поверхностных слоев латеритной почвы, непрерывного проектирования (приближения) к дневной поверхности верхних частей коры выветривания и «наложения» на них активного или деятельного слоя современного почвообразования. Весьма возможно,

что в определенных геоморфологических позициях, благоприятствующих развитию процессов эрозии, подобный процесс непрерывного «обновления» латеритной толщи происходит в естественной обстановке. Однако нет никакого сомнения в том, что он многократно усиливается и расширяется в результате нарушения или изменения естественных условий (например, при сжигании лесов и их вырубке, распахке и т. д.).

Таков один аспект во взаимоотношениях генетических зон латерита, связанный с ролью процессов эрозии. Не менее важен и другой, связанный с условиями миграции тех или иных подвижных элементов в латеритной толще. При теоретическом рассмотрении этого вопроса прежде всего надо учесть возможность довольно интенсивной миграции (удаления) из латеритной коры выветривания свободного кремнезема. Только это может объяснить такое значительное накопление глинозема и окислов железа в толще латерита, т. е. самый факт ее латеритизации. При этом очевидно, что основной зоной потери кремнезема в латеритной толще может быть только зона С, т. е. зона выветривания (литомаржа).

Вместе с тем изложенные выше наблюдения дают основание говорить и о других формах миграции веществ в латеритах. Прежде всего имеется в виду миграция гидроокислов железа. Многие признаки (железистые конкреции, пленки, точечные выделения и т. д.), отмеченные выше, указывают на интенсивное перемещение таких соединений в латеритной толще. Более детальное рассмотрение этих признаков, а также общий анализ условий миграции окислов железа дают основание считать, что в противоположность кремнезему основные источники мигрирующего железа находятся не в нижней части латеритной толщи (горизонте С или зоне выветривания), а в активном слое современного почвообразования. Именно отсюда эти соединения мигрируют в поверхностных водах и почвенных растворах (кислых), способствуя образованию железистых конкреций, прослоев и плит в зонах последующего выпадения из растворов и аккумуляции.

Недостаточно ясен пока еще вопрос об условиях и формах миграции глинозема в профиле латерита. Тот факт, что в зоне активного или деятельного почвообразования в латеритных толщах наблюдается ясная сиаалитизация, т. е. относительное повышение содержания SiO_2 , как будто является косвенным указанием на возможность миграции (потери) здесь не только окислов железа, но также и глинозема. Весьма возможно, что главной формой такой миграции является перемещение алюминия в составе хелатов, т. е. органо-минеральных соединений. Однако этот вопрос еще требует дальнейшего исследования.

Главные географические типы латеритных образований

Новейшие наблюдения над характером современных латеритов показывают, что природные формы проявления процесса латеритизации очень разнообразны, что вполне соответствует большому разнообразию физико-географических условий тропических и субтропических стран. Все собственно тропические области (включая и экваториальные) характеризуются почти повсеместным распространением современных процессов латеритизации, степень развития которых зависит от влажности климата. Латериты достигают наибольшей мощности в постоянно влажных тропических областях, однако даже и в наиболее засушливых тропических районах распространены ясно выраженные латеритные феномены. Образования вполне типичного латеритного характера формируются и во всех влажных субтропических областях (так называемые красноземы и желтоземы). Поэтому среди современных латеритных об-

разований необходимо различать прежде всего тропические латериты и субтропические латеритные образования. Различия между ними, связанные лишь с разным уровнем термических условий образования и выветривания, не имеют качественного характера: латериты и латеритные образования отличаются друг от друга степенью развития процесса латеритизации и общей мощностью образованных профилей. Мощность профиля тропических латеритов измеряется десятками метров, мощность профилей субтропических латеритов достигает обычно нескольких метров. Переход тропических латеритов в субтропические латеритные образования очень постепенен.

Другое важное отличие латеритных образований связано с изменением фактора увлажнения. Оно заключается в отделении экстра-латеритов (аллитов), свойственных постоянно влажным тропическим и субтропическим областям, от железистых латеритов (ферритов), свойственных сухим тропическим и субтропическим областям. В качестве промежуточной группы латеритов выделяются типичные латериты (аллито-ферриты и ферро-аллиты), свойственные переменнo-влажным тропическим и субтропическим областям.

Таким образом, разделение латеритных образований тесно связано с существованием более или менее резко выраженного и продолжительного сухого климатического сезона. Как показывают многочисленные наблюдения, наличие такого сезона имеет огромное значение для процесса латеритизации. По-видимому, наступление засухи в толще латерита оказывает очень сильное влияние на динамику почвообразования и выветривания и в особенности на подвижность основных компонентов минеральной массы. Весьма вероятно, что наиболее важное значение оно имеет для коллоидных веществ, многие из них при наступлении засухи теряют подвижность и прочно закрепляются в почвенной толще. Условия образования железистых кор (панцирей), плотных прослоев или горизонтов с большими скоплениями конкреционных тел можно тесно связывать с той или иной степенью периодической засушливости климата тропических областей. Наиболее хорошо выраженные латеритные панцири — коры — нам пришлось видеть в тропической полупустыне (каатинге) Бразилии, конкреционные же железистые латериты — в засушливых саваннах Сенегала и серадосах внутреннего Бразильского плоскогорья. Однако многие из таких образований имели уже явно реликтовый характер и сохранились здесь благодаря большой устойчивости против поверхностной эрозии и дефляции, уничтожавших вышележащие толщи более рыхлого латерита.

Большое значение для образования современных латеритов имеют также петрографические особенности материнских горных пород. Наиболее важно развитие латеритов на кислых или основных горных породах магматического происхождения. Оно ясно проявляется уже при почвообразовании в субтропических областях. Процесс латеритизации здесь наиболее ярко выражен на породах кислого состава. На горных породах основного состава (например, на основных эруптивах) благодаря бурному образованию вторичных глинистых минералов процесс латеритизации проявляется слабо и малозаметно. В этих условиях формируются особые черные субтропические поверхностные образования очень своеобразные и настолько отличные от латеритов (красноземов и желтоземов), что для них следует употреблять особое название. Мы предлагаем называть такие образования аллофанитовыми. Они очень богаты вторичными глинистыми минералами возможно вторичного сингенетического происхождения («аллофанами»), насыщенными основаниями, и окрашены в очень темные цвета, вероятно, благодаря особенно прочным связям некоторых гумусовых веществ с минеральными коллоидами.

Интересно подчеркнуть, что аллофанитовые образования возникают в различных субтропических районах: как в постоянно-влажных (например, черные пепловые почвы на молодых вулканических образованиях Японии), так и в засушливых, переменнo-влажных (например, почвы «смолниц» и «тирс» в средиземноморских странах).

Таблица 2

Аналитические характеристики некоторых латеритов

Группы	Подгруппы	Географическое положение и условия почвообразования	Глубина, см	Молекулярное отношение		
				$\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$	$\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{SiO}_2 : \text{Fe}_2\text{O}_3$
Типичные латериты	Оподзоленный латерит (неполный профиль)	Бразилия, 1956 г. Тропический лес. Материнская порода — озерный аллювий	0—10	3,90	4,33	39,84
			20—30	2,91	3,22	30,53
			50—60	2,28	2,52	23,37
			130—140	1,96	2,15	21,25
Железистые латериты	Оподзоленный латерит (глубокий профиль)	Китай, 1955 г. Посадки сосны. Материнская порода — гранит	0—10	5,74	6,87	34,88
			20—30	5,04	6,04	31,00
			40—50	4,92	5,94	28,48
			80—90	3,70	4,34	25,56
			120—130	4,17	4,97	26,55
			200—210	2,45	3,60	16,47
			300—310	2,77	3,33	16,64
Железистые латериты	Профиль, насыщенный конкрециями	Сенегал, 1952 г. Плато. Саванна. Материнская порода — песчаник	0—0,30	9,52	15,00	26,90
			Конкреция	1,43	3,63	2,35
			40—50	8,10	10,37	36,93
			Конкреция	0,63	1,38	1,78
			60—70	7,44	9,67	32,34
			Конкреция	0,63	1,56	1,07
			120—150	1,13	3,26	1,72

Таблица 3

Аналитические характеристики некоторых аллофанитов

Группа	Географическое положение и условия почвообразования	Глубина, см	Молекулярное отношение		
			$\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$	$\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{SiO}_2 : \text{Fe}_2\text{O}_3$
Латеритизованные аллофаниты	Китай, 1955 г. Плато. Тропический лес. Материнская порода — базальт	0—10	1,32	2,06	3,59
		10—20	1,26	1,96	3,54
		30—40	0,93	1,44	2,65
		120—130	1,05	1,58	3,11
Аллофаниты	Бразилия, 1956 г. Пастбище. Базальтовое плато	0—20	1,49	2,35	4,07
		100—110	1,17	1,82	3,30
		200—210	0,94	1,93	2,52
Аллофаниты	Индия, 1955 г. Равнина. Материнская порода — траппы	0—10	4,21	6,20	13,10
		10—20	4,28	6,57	12,20
		60—70	4,31	6,63	11,97
		100—110	4,00	6,10	11,78
		150—160	4,03	6,67	10,22

В тропических областях, где процессы латеритизации более интенсивны, влияние основного состава горных пород на почвообразование и выветривание проявляется сильно в условиях переменного-влажного климата и значительно слабее — в постоянно-влажных областях. В связи с этим, здесь образуются аллофаниты двух типов: а) темноокрашенные (гумусные) аллофаниты в засушливых тропических областях (например, регеры в Индии); б) латеритизированные аллофаниты в переменного-влажных (например, терра-росса в Бразилии) или постоянно-влажных областях (например, «латериты» на острове Хайнань в Южном Китае).

Таким образом, на основании всего вышеизложенного можно представить себе общее разделение современных латеритов следующим образом.

А. Латериты и аллофаниты тропических областей:

- 1) экстра-латериты (аллиты);
- 2) типичные латериты (смешанные аллито-ферриты и ферриаллиты);
- 3) железистые латериты (ферриты);
- 4) аллофаниты гумусовые (регеры);
- 5) аллофаниты латеритизированные.

Б. Латеритные и аллофанитные образования субтропических областей:

- 1) латеритные (красноземы и желтоземы);
- 2) аллофанитные (черные субтропические — смолницы, тирсы и др.).

В табл. 2 и 3 представлены некоторые аналитические характеристики вышеуказанных образований.

I. P. GERASIMOV

RECENT LATERITES AND THEIR FORMATION

The recent laterites comprise an interesting and important object of examination for geology. In some tropical countries they are used as aluminium or iron ore. The frequent occurrence of old (buried) laterites of different age, which are also a valuable mineral raw material, heightens their attraction to geologists. At the same time, being typically surface formations of tropical and subtropical territories, recent laterites play an important role in agriculture and forestry. This is why agronomical and biological sciences are also studying them.

In a summarized form this paper presents the most important results of the latest studies of recent laterites obtained by pedologists.

During the last years, soviet pedologists had visited different tropical countries and examined recent laterites in the field and in laboratories using for that study methods of the geographical-genetic (Dokuchaev's) school.

In particular, the author of this paper has examined laterite formations in Guinea and Senegal (W. Africa), in India, in Southern China and Brasil. A comparison of recent laterites in these countries with krasnozems and yellow soils of the USSR (the Black Sea and Caspian coast), together with data from published material made it possible to suggest new scientific concepts on some important aspects of the recent formation of laterites.

The first of them concerns the development of the following genetic zones in the profile of recent laterites:

Zone A — upper part of the active layer of laterite, in which tropical soil formation develops.

Zone B — lower part of the same active layer of laterites, lying beyond the limits of intense biological circulation, but subjected to the direct influence of soil formation.

Zone C — the lowest part of laterite, i. e. the crust of weathering itself, that has the texture of the original rock (lithomarge).

The differences in the character of physico-chemical and biological processes (and as a consequence in the character of the forming properties of these genetic zones of laterites) are so important, that they form a very stable system. For all that, the main processes and properties of the upper active layer of laterites are closely

connected with its near-surface position and with the zone of direct influence of aeration, infiltration and biological circulation of substances, whilst the processes, running in the lower zone of weathering (horizon C — lithomarge), are conditioned by a certain degree of its isolation from the same surface agents.

The second aspect of the problem concerns the main geographical types of laterite formations.

Latest observations on the character of recent laterites show that natural forms in the manifestations of lateritization processes are very diverse, which fully corresponds to the great differences in the physico-geographical conditions of tropical and subtropical countries.

These forms may be briefly presented as follows:

- A. Laterites (allites and allophanites) of tropical territories.
 1. Extralaterites (allites) — permanently-humid tropics.
 2. Typical laterites (combined allito-ferrites and ferro-allites) intermittently humid tropics.
 3. Ferriferous laterites (ferrites) — dry tropics.
- B. Lateritic (allitic and allophanitic) formations of humid-subtropical territories.

ЛИТЕРАТУРА

Герасимов И. П. Очерк по физической географии зарубежных стран. Географиздат, М., 1961.

Герасимов И. П. Современные латериты и латеритные почвы. Изв. АН СССР, серия геогр., № 2, 1961.

Денисов И. А. О генезисе латеритов и латеритных почв Центрального Конго. Проблемы почвоведения, 1962.

Полынов Б. Б. Красноземная кора выветривания и ее почвы. Избр. труды, изд. АН СССР, 1956.

Сабашвили М. И. Субтропические красноземы СССР. В кн.: «Доклады на V Международном конгрессе почвоведов». Изд. АН СССР, 1954.

Фагелер П. Основы учения о почвах субтропических и тропических стран. ГОНТИ, М., 1935.

Фридланд В. М. О красно-желтых латеритных почвах постоянно-влажных тропических лесов. В кн.: «Доклады советских почвоведов к VII Международному конгрессу в США». Изд. АН СССР, М., 1960.

Фридланд В. М. О латеритах Северного Вьетнама. В кн.: «Кора выветривания», вып. 4. Изд. АН СССР, М., 1962.

Actes et comptes rendus V Congrès International de la science du sol, vol. 4. Leopoldville, 1954.

Alexander L. T., Cady I. G. Genesis and hardening of laterite in soils. Technic. Bull. Soil Conser. Serv., N 1282, 1962.

Harrassowitz H. Laterit. Fortschritte der Geol. u. Paläontol., 4. H. 14, 1926.

Maignien R. Le cuirassement des sols en Guinée. Mem. du Serv. de la carte geol. d'Alsace et de Lorraine, N 16, 1958.

Mohr E., Baren F. A. van. Tropical soils. London-New York, 1959.

Prescott I., Pendleton R. L. Laterite and lateritic soils. Rothamsted-Harpenden, 1952.

Г. И. БУШИНСКИЙ

ЛАТЕРИТНО-ОСАДОЧНАЯ ГИПОТЕЗА ПРОИСХОЖДЕНИЯ БОКСИТОВ

В известной книге Фокса (Fox, 1932) по бокситам указывается, что большинство бокситовых месторождений мира представляют либо глиноземные латериты, либо терра-росса. Однако в геологической литературе последующих лет все больше и больше появляется сведений о том, что терра-росса и некоторые месторождения, считавшиеся ранее латеритными, а также ряд новых месторождений являются осадочными образованиями.

В настоящее время существуют следующие гипотезы или теории происхождения бокситов: латеритная, терра-росса и ряд осадочных гипотез — гипотезы переотложенных латеритов или механическая, а также химическая и вулканогенно-осадочная гипотезы. Кроме того, нами разрабатывается латеритно-осадочная диагенетическая гипотеза, которая складывается из двух основных процессов — латеритного и осадочного. На преобразование осадочных бокситов большое влияние оказывают подстилающие карстующиеся карбонатные породы, в результате чего образуются бокситы типа «терра-росса». Кроме того, процессы диагенеза во многих случаях приводят к существенным изменениям химического и минерального состава бокситов.

Рассмотрим эти процессы в порядке их развития и попутно сделаем критические замечания в отношении других гипотез происхождения бокситов. Некоторые гипотезы рассмотрены нами ранее (Бушинский, 1958_{2,3}, 1959).

Латеритный процесс

При латеритном выветривании происходит энергичное разложение алюмосиликатов и вынос окислов K, Na, Ca, Mg и значительной части кремнезема. В то же время окислы Al, Fe, Ti и других элементов-гидролизатов накапливаются на месте как остаточный продукт в виде красного железистого боксита. Это экстра-латерит по терминологии И. П. Герасимова (1961). В случае выветривания под болотом или под лесом, а также при последующем заболачивании железистого латерита может происходить восстановление окисного железа в закисное, его растворение и вынос с образованием маложелезистых бокситов и белых глин.

Латеритное выветривание пород характерно для жарких стран, т. е. для тропиков и субтропиков с постоянно влажным климатом, или влажным климатом, чередующимся с засушливыми сезонами. Степень интенсивности выветривания выражается в образовании мощной (30—50 м и более) коры выветривания и в разложении алюмосиликатов до конца, т. е. до накопления свободного глинозема. В противоположность этому выветривание в холодном климате проникает на небольшую глубину, всего на 1—2 м, редко более и никогда не достигает

конечной стадии, как бы оно долго ни продолжалось. Бокситов, образовавшихся в холодном климате, неизвестно. Только в редких случаях, где выветриванию подвергался нефелиновый сиенит, были встречены ничтожные скопления гиббсита в ассоциации с монтмориллонитом, а не с каолинитом. В областях сухих пустынь, жарких или холодных, мощность коры химического выветривания тоже небольшая. В такой коре отсутствуют не только бокситы, но даже каолиновые глины (Бушинский, 1958₁).

В Советском Союзе нет современных латеритов, но среди древних отложений во многих районах найдены коры выветривания латеритного типа, соответствующие древним поясам жаркого и влажного климата (Страхов, 1961). Мощность этих кор достигает 100 м и более. С ними связаны месторождения силикатного никеля, богатых железных руд, бокситов и каолинов. Строение этих кор зональное. Нижняя зона сложена гидрослюдами, гидрохлоритами, нонтронитом или монтмориллонитом, средняя — преимущественно каолинитом и окислами железа, а в верхней зоне обычно преобладает каолинит с примесью гиббсита, гематита и гидрогематита (Гинзбург, 1957; Лисицына, 1959; Трубина, 1958; Михайлов, 1959). В древних латеритах верхняя зона с гиббситом встречается очень редко. Это объясняется, вероятно, тем, что она раньше других зон подвергалась размыву. Кроме того, при миграции нисходящих кремнистых вод силикатизируются и превращаются в глину прежде всего те минералы свободного глинозема, которые содержатся в верхней зоне. Следовательно, в тех случаях, когда верхняя зона и сохраняется от размыва, она может быть деградирована до неузнаваемости.

Современные латеритные коры выветривания имеют такую же минералогическую зональность как и древние. Однако в современных латеритах часто наблюдаются железистые корки и железисто-глиноземные конкреции, в том числе оолиты и пизолиты, а в древних корах подобные образования отсутствуют или крайне редки. Образование конкреций в латеритах, вероятно, связано с сезонными изменениями влажности и соответственно — кислотности и кислородного режима коры выветривания. В дождливые сезоны вместе с дождевой водой в почву проникает много кислорода, а кислотность почвы остается невысокой. В. Ильченко (Ilchenko, 1956) указывает в глиноземных латеритах и бокситах района Посус ди Кальдас в Бразилии величины рН 4,6—6,6. При такой кислотности глинозем практически неподвижен (Бушинский, 1958_{2,3}). Когда количество дождей уменьшается, а опавшие листья или трава продолжают энергично разлагаться, в почве происходит повышение кислотности и восстановленности. При таких условиях окислы железа и алюминия становятся более подвижными: могут вымываться или образовывать конкреции.

Верхняя зона латеритной коры выветривания сложена наиболее окисленными и наиболее стойкими к латеритному выветриванию минералами — гематитом, гидрогематитом, гиббситом, каолинитом, анатазом и рутилом в форме анатазового или рутилового лейкоцена.

В результате латеритного выветривания образуются бокситы двух основных типов: 1) латеритные — как бобовые или пизолитовые, так и афанитовые и 2) латеритно-метасоматические.

Для определения латеритных бокситов используются следующие критерии: 1) непрерывный переход снизу вверх от свежей породы в выветрелую и далее в боксит и 2) отсутствие в боксите слоистости, обломочных структур или следов водно-механического переотложения материала. Эти критерии выявляются путем тщательного литологического изучения бокситов. Некоторые бокситы Индии, по-видимому, оши-

бочно считаются латеритными. Например, в книге Фокса (Fox, 1932, стр. 46, фот. IV) изображен боксит, который назван глиноземным латеритом. Однако на этой фотографии виден окатанный обломок пизолитового боксита. Это позволяет считать изображенный Фоксом боксит не латеритным, а осадочным.

Как характерная черта латеритов нередко указывается трубчатая или вермикулярная (червеобразная) структура. Диаметр трубок 0,5—2 см, расположены они вертикально и наклонно, иногда разветвляются. Редко трубки пустые или полупустые, чаще выполнены рыхлым светлым каолинитом или галлуазитом, твердым светлым алюмогелем или темно-красным ферриалюмогелем. Проследивая трубку, можно заметить как она обтекает бобовины или конкреции, изредка пересекая их. Особенно агрессивно ведет себя ферриалюмогель: он разъедает все встречающиеся на пути твердые или рыхлые структурные элементы.

Интересно отметить, что трубчатая структура, аналогичная описанной Фоксом для глиноземных латеритов Индии, найдена и в бокситах Амангельдинского района в Казахстане (Пасова, 1958). Амангельдинские трубчатые бокситы, по наблюдениям Н. А. Лисицыной и автора, имеют бобово-обломочное строение, т. е. являются заведомо осадочными образованиями. Следовательно, трубчатая структура не является бесспорным признаком латеритного боксита. Она представляет по отношению к бокситу вторичное образование, связанное с разрушением боксита или латерита.

Трубчатая структура встречена также и в глинистых железняках бокситового горизонта. Диаметр трубок в них равен 0,3—0,8 мм, т. е. меньше, чем в боксите.

Трубки в латеритах и бокситах можно рассматривать как пути движения нисходящих вод, более или менее агрессивных, разрушающих латерит и боксит. В трубках нередко наблюдаются корешки растений, живые или разложившиеся. Можно предположить, что началом развития трубки послужил корешок, вдоль которого и устремилась вода, расширяя и удлиняя трубку. В свою очередь корни растений используют готовые трубки и проникают в них на большую глубину. Поэтому нахождение этих корней в трубках допускает двойственное толкование — с одной стороны, полости от разложившихся корней могли служить путями для проникновения вод, а с другой стороны, трубки, сделанные водой, оказались удобными для проникновения в них корешков растений.

По форме, размерам и составу наполнителя можно выделить ряд типов латеритных трубок и другого вида полостей. Изучение их является дальнейшей задачей. Наряду с трубками растворения в латеритах и бокситах существуют еще следы или полосы обеления. Они располагаются вдоль трубок или независимо от них. Подобные следы обеления в виде стержней пронизывают красные глины акжарской свиты Казахского нагорья и заходят в подстилающие бокситы. Диаметр этих стержней 5—15 см, длина 6—8 м, т. е. размеры их значительно больше по сравнению с латеритными стержнями. Там, где следы обеления пронизывают пласт красных глин, процесс ограничивается преимущественно выносом железа или обелением, а в тех местах, где они заходят в бокситы, происходило замещение гиббсита каолинитом или галлуазитом, при этом каменистый боксит превращался в глину.

Общей чертой латеритных трубок и обеленных стержней является их происхождение под воздействием нисходящих грунтовых вод. В латеритах эти воды были бескремнистые или малокремнистые, малокислородные или бескислородные, с примесью органического вещества. Они в основном растворяли гиббсит, восстанавливали и растворяли окислы

железа. Растворимые продукты уносились грунтовыми водами, оставляя глинистое вещество. Воды обеления были тоже агрессивные в отношении окислов железа и несли много растворенного кремнезема, вследствие чего бокситы местами превращались в глины. Вынос железа, по-видимому, происходил благодаря содержанию в водах органического вещества. Повышенная кремнистость вод обеления объясняется тем, что они формировались в условиях полусухого климата и поэтому успевали насытиться кремнеземом уже в почве.

Латеритно-метасоматические бокситы сохраняют структуру материнской породы. В шлифах видны пластины или призмы бывших полевых шпатов, нефелина и пироксена, замещенные гиббситом. Химической особенностью таких бокситов является низкое содержание TiO_2 , обычно 0,6—0,8%. В отличие от них бобовые бокситы, образовавшиеся на тех же породах, содержат TiO_2 2—3%, т. е. в 3—4 раза больше. Низкое содержание TiO_2 в латеритно-метасоматических бокситах объясняется, очевидно, привносом глинозема и, возможно, выносом титана.

Не весь глинозем материнских пород накапливается в коре выветривания в виде остаточного продукта — каолинита, гиббсита и других минералов. Часть глинозема мигрирует в нижние ее зоны с образованием латеритно-метасоматического боксита, часть растворяется и уходит за пределы коры выветривания. Определить количество этого уходящего глинозема довольно трудно. В коре выветривания нет таких компонентов, которые бы были совершенно инертны, чтобы их можно было взять за эталон постоянства, т. е. за неизменную единицу. Даже двуокись титана мигрирует, хотя и в небольших количествах. Но и она не может служить эталоном постоянства главным образом потому, что в исходных породах ее распределение весьма пестрое, а определение среднего содержания бывает затруднено. Более надежным в этом отношении является железо, так как в окислительных условиях минералы его окиси более стойки, чем гиббсит. Однако окислительные условия в коре выветривания нередко сменяются восстановительными и тогда железо начинает довольно энергично мигрировать. Следы этой миграции бывают хорошо заметны в виде белых и желтых пятен и прожилок, а также разнообразных железистых конкреций, корок и плит. Обычно конкреции возникают в результате местного перераспределения материала, в таком случае среднее содержание перераспределенных химических компонентов в породах остается постоянным, и тогда содержание железа можно принять за эталон постоянства.

В красной коре выветривания и в красных бокситах и латеритах, где миграция железа мало заметна, обычно отношение $Al:Fe:Ti$ на разрезе от материнской породы к бокситам остается довольно постоянным. С этой точки зрения можно рассматривать железистые латеритные коры с низким содержанием глинозема как результат его выноса.

Содержание растворенного глинозема в грунтовых и поверхностных водах латеритных областей всюду небольшое, варьируя от следов до 1 мг/л, редко выше (Бушинский, 1958₂). В 12 пробах воды, высачивающейся из пород коры выветривания субтропического района Батуми на Кавказе, определено растворенной Al_2O_3 от 0,04 до 1,34 мг/л (Сапрыкина, 1963). Для сравнения можно указать, что растворенный кремнезем в водах латеритных областей содержится в количествах от 9 до 46 мг/л, т. е. в 50—100 раз больше, чем глинозем. Это указывает на совершенно ничтожный химический вынос глинозема по сравнению с кремнеземом.

В водах холодных областей содержание растворенного кремнезема варьирует обычно от 3 до 8 мг/л, глинозема от 0,5 до 3,0 мг/л, в гумусовых водах до 7 мг/л. Следовательно, холодные воды, по сравнению

с теплыми, выносят из коры выветривания глинозема больше, а кремнезема меньше. Эти данные согласуются с опытами Пикеринга (Pickering, 1962), установившего небольшое повышение растворимости глинозема с понижением температуры.

Влияние органических кислот на вынос глинозема изучалось в интервалах pH от 1,7 до 3,8, что примерно соответствует нормальности их растворов от 0,05 до 0,001 (Гинзбург и др., 1963). В стеклянные колбы с притертой пробкой помещалось по 1 г тонкоистертого порошка нефелина и по 100 мл раствора кислоты. Трудно разлагаемые минералы — хлорит и каолинит — брались по 2 г, а кислоты по 200 мл. Затем смесь интенсивно перемешивалась в течение 30 мин. и отстаивалась в течение суток. Раствор отделялся от осадка либо фильтрованием, либо центрифугированием. Некоторые из полученных результатов сведены в табл. 1.

Таблица 1

Степень извлечения Al_2O_3 и SiO_2 из минералов различными кислотами с концентрацией 0,001 н., в мг на 1 г минерала

Кислота	Нефелин			Хлорит				Каолинит		
	pH	Al_2O_3	SiO_2	pH	Al_2O_3	SiO_2	Fe_2O_3	pH	Al_2O_3	SiO_2
Серная	3,12	0,09	0,89	2,92	0,11	0,36	0,24	2,91	0,06	0,75
Лимонная	3,35	0,63	1,06	3,47	0,48	0,27	0,21	3,41	0,01	0,95
Яблочная	3,53	0,66	0,85	3,23	0,10	0,22	0,16	3,45	0,10	0,81
Винная	3,25	1,18	2,38	3,15	Сл.	0,21	0,23	3,22	0,08	0,79
Аспарагиновая	3,30	1,31	0,54	3,58	0,00	0,03	0,00	3,30	Нет	0,86
Масляная	3,22	0,08	1,07	3,68	0,04	0,16	0,77	3,28	.	0,78
Янтарная	3,87	Сл.	Сл.	3,18	0,00	0,11	0,10	3,35	.	0,79

Из табл. 1, судя по величине pH, видно, что для опытов взяты концентрации кислот значительно более высокие, чем наблюдающиеся в латеритах, pH которых обычно равна 4,5—6,5. Тем не менее степень извлечения Al_2O_3 , SiO_2 и Fe_2O_3 оказалась небольшой. По сравнению с серной кислотой более агрессивными в отношении глинозема, нефелина и хлорита оказались лимонная и яблочная кислоты. Что касается каолинита, то лимонная, яблочная и винная кислоты извлекали из него глинозем примерно так же, как и серная кислота. Для остальных кислот — аспарагиновой, масляной и янтарной алюминий каолинита остался недоступным.

Причинами латеритного процесса являются два основных фактора — повышенная температура коры выветривания и усиленное промывание ее бескремнистой дождевой водой.

С повышением температуры, как известно, скорость химических реакций сильно возрастает, а растворимость кремнезема в воде увеличивается. По данным К. Б. Краускопфа (1963), растворимость кремнезема в воде при 0° находится в интервалах 50—80 мг/л, а при 25° 100—140 мг/л. При этом величина pH в пределах 2—8 практически не влияет на растворимость. Соответственно увеличению растворимости кремнезема возрастает и его извлекаемость из алюмосиликатов. По опытам Р. И. Пикеринга (Pickering, 1962), при выщелачивании в течение 19—21 дня в воде с pH 5,2—6,4 перешло SiO_2 в раствор из высококалийного андезита (латита) 33 мг/л при 0° и 86 мг/л при 35°, а из натрий-андезита 12 мг/л при 0° и 45 мг/л при 35°, т. е. в 3 раза больше. В то же время растворимость глинозема оставалась очень низкой (Al 0,1—0,3 мг/л) и при повышении температуры не менялась или даже

немного падала (рис. 1). Растворимость железа тоже была ничтожной (0,1—0,7 мг/л) и мало зависела от температуры. Влияние величины pH на растворимость SiO_2 при 0° небольшое, но при 35° весьма значительное; растворимость SiO_2 в интервале pH от 7,4 до 4,8 возросла от 71 до 138 мг/л, т. е. почти вдвое.

Однако даже гидротермальные воды, если они насыщены породобразующими компонентами, обычно не разлагают алюмосиликаты. По сравнению с ними дождевые воды представляются довольно агрессивными, способными разрушать весьма стойкие минералы, выносить не

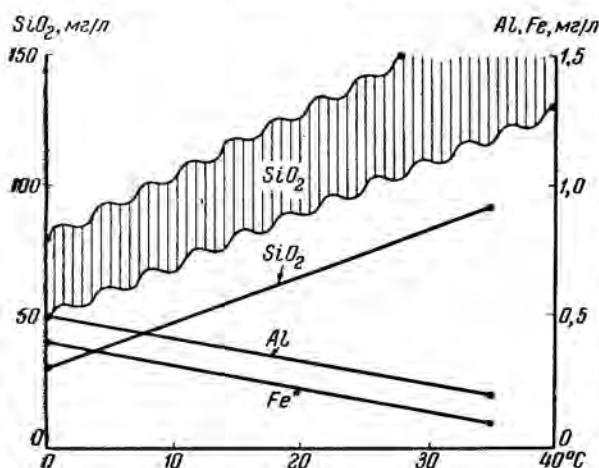


Рис. 1. Совместная растворимость SiO_2 , Al и Fe (сплошные линии) при разложении порошка высококалийного пироксенового андезита водой при pH 6,4 в зависимости от температуры (Pickering, 1962). Между волнистыми линиями заштриховано поле приблизительно интервалов растворимости аморфного кремнезема в воде, по Краускопфу (1963)

только щелочи и щелочные земли, но и кремнезем. Агрессивность этих вод при соприкосновении с породами и переходе в раствор породобразующих компонентов быстро падает. Застойные воды, даже горячие, не способны произвести сколько-нибудь значительное выветривание, если к ним не добавлено кислоты. Поэтому для разрушения алюмосиликатов и растворения кремнезема необходимы все новые и новые порции дождевых вод. Такие условия подтока свежих бескремнистых вод, проникающих в породы на глубину десятков метров, создаются при влажном климате и холмистом или слабо расчлененном рельефе. Если рельеф местности пологий, то уровень грунтовых вод стоит

высоко, длина пути их вертикальной фильтрации через породы небольшая, поэтому выветривание пород очень слабое. В условиях резко расчлененного горного рельефа происходит слишком энергичный смыв разрушающихся пород, поэтому степень выветривания не достигает стадии латерита.

Из этих данных должно быть ясно, почему для латеритного выветривания необходим жаркий и влажный климат и холмистый или низкогорный рельеф местности или край плато.

Латеритные коры выветривания образуются на различных алюмосиликатных породах, но только бескварцевые или малокварцевые породы дают бокситоносные или глиноземные латериты (Бушинский, 1958₂, 3; Pickering, 1962). Хотя при латеритном выветривании кварц и растворяется в значительных количествах, но в латерите, развитом на гранитоиде, все же остается много кварцевых зерен, отдающих кремнезем в раствор и этим затрудняющих разложение каолинита и накопление глинозема.

Интересна судьба кремнезема при латеритном выветривании. Если взять основную породу с содержанием SiO_2 50% и Al_2O_3 16%, то на стадии образования каолинита из нее будет вымыто 31% SiO_2 . В конечном итоге, когда образуется глиноземный латерит, то и каолинит будет почти полностью разложен, а освободившийся кремнезем вымыт.

Высказывалось предположение, что в первую стадию разложения пород кремнезем удаляется сравнительно легко благодаря наличию щелочей в самих породах. Однако основные породы и глинистые сланцы обычно содержат 3—4% щелочей. Эти щелочи могут растворить такое же или немного большее количество кремнезема. Остальной кремнезем даже в первую стадию выветривания удаляется без участия щелочей, так как щелочи уже израсходованы. Еще более очевидно отсутствие влияния щелочей при разложении каолинита и замещении его гиббситом.

Чаще всего как в латеритной, так и в каолиновой коре выветривания, а также в подстилающих их породах отсутствуют следы осаждения кремнезема. Очевидно, что водные растворы кремнезема, возникшие при выветривании пород, несмотря на изменение среды при фильтрации этих растворов через нижележащие породы, не достигают насыщения и поэтому не осаждаются.

Однако известно немало случаев накопления кремнезема в нижних горизонтах коры выветривания как связанной с бокситами, так и без-бокситовой. Например, неправильные кварцево-халцедоновые массы или конкреции описаны И. И. Гинзбургом (1957) в коре выветривания ультраосновных пород Урала и Е. Т. Бобровым (1962) в коре выветривания траппов на Ангаре; выделения микроскопически мелких кристалликов кварца найдены Н. А. Лисицыной (1959) в низах коры выветривания девонских аргиллитов Казахского нагорья. Аналогичны скопления маршалитов на известняках.

Многими авторами высказывалось предположение, что причиной осаждения кремнезема является изменение кислой среды в водах верхней зоны выветривания на нейтральную в нижних зонах. Три обстоятельства опровергают это предположение: 1) экспериментами установлено, что растворимость кремнезема в интервалах pH 5—8, обычных для зон выветривания, практически не меняется; 2) во многих случаях при нейтрализации известняками кислых вод зоны выветривания осаждения кремнезема не наблюдается (например, в районах развития бокситов или терра-росса на известняках); 3) осажденный кремнезем найден в глинах нижней части коры выветривания траппов Приангарья, где нет пород, способных нейтрализовать кислые воды. Следовательно, кремнезем осаждается не вследствие нейтрализации кислых вод, а по какой-то другой причине. Такой причиной может быть понижение температуры с глубиной в зоне выветривания.

Действительно, накопление кремнезема в нижних зонах древней коры выветривания Казахстана и Приангарья происходило в условиях умеренного и субтропического климата, когда в течение жаркого лета прогревались только верхние слои земли, а нижние оставались холодными. В этих нижних холодных слоях и происходило осаждение кремнезема, что связано с пересыщением водных растворов кремнеземом в связи с понижением температуры.

Латеритное выветривание характеризуется не только выносом растворимых соединений, но и некоторым перемещением остаточных продуктов в пределах коры выветривания. Эти продукты в форме коллоидного или химического раствора перемещаются в коре выветривания и нередко выходят за ее пределы. Перемещение их происходит тремя способами: 1) механическим—фильтрующимися водами, несущими ионы и молекулы, коллоиды и более грубые частицы; 2) химическим—диффузией ионов и молекул и 3) физико-химическим, подобно броуновскому движению. Результаты этих перемещений наблюдаются в виде железистых и железисто-гиббситовых бобовин и оолитов, структур замещения минералов материнской породы гиббситом и окислами железа,

а также натеков гиббсита или выполнений им трещин. В мел-палеогеновой коре выветривания Казахского нагорья Н. А. Лисицына (1959) описала замещение ромбоэдров доломита глиной и присутствие мел-палеогеновых спор и пыльцы в глинах, содержащих девонскую фауну. Отсюда, очевидно, что глинистые частицы, споры и пыльца перемещались нисходящими водами сквозь толщу выветривавшихся девонских глин. Дальность перемещения тонких частиц в глинах достигает 20—30 м и, вероятно, более. Вмытые споры карбона обнаружены также в криворожской свите докембрия на Украине.

Распространение латеритных бокситов весьма широкое. В Индии бобово-оолитовые латеритные бокситы описаны Фоксом (Fox, 1932), Кришнаном (Krishnan, 1935), Роем Ковдхурри (Roy Chowdhury, 1958) и другими геологами. Отдельные залежи индийских бокситов обычно небольшие, порядка нескольких десятков или сотен тысяч тонн и редко превышают 0,6 млн. т. Размеры аналогичных залежей в Гвинее, по-видимому, значительно крупнее¹. Латеритно-метасоматические бокситы составляют значительную часть залежей в штате Арканзас в США, в месторождении Посус ди Кальдас в Бразилии, на о. Лос в Нигерии, в Юго-Восточном Китае, в Австралии и на Украине в Советском Союзе (Басс, 1960). Добыча латеритных бокситов весьма ориентировочно может быть определена цифрой порядка 1 млн. т в год, т. е. сравнительно небольшая.

Осадочный процесс

Так как латериты имеют континентальное происхождение и залегают на возвышенностях рельефа, то неизбежно их образование сопровождается одновременным разрушением с переотложением материала. Вполне естественно допустить, что оба эти процесса совершались при одних и тех же климатических и геологических условиях. Кроме одновременного могло быть и последующее разрушение латерита, когда климатические условия изменились настолько, что латеритообразование прекратилось, а латерит остался открытым, незахороненным. Однако промышленные бокситовые залежи, образовавшиеся таким способом, мне неизвестны.

Продукты разрушения латерита отлагаются в виде боксита, а также разнообразных, преимущественно каолинистых глин и кварцевых песков. Размыванию подвергается не только верхняя часть латеритного профиля, но и менее выветрелые и даже свежие породы. Тем не менее всюду бокситы подстилаются и покрываются каолинистыми глинами и переходят в них фациально. Только в карстовом типе наблюдаются непосредственные контакты бокситов с известняками или доломитами.

Рассмотрим типы залежей осадочного боксита, их строение, состав, условия накопления и процессы диагенеза. Общим для осадочных бокситов разных типов является их вещественный состав и структуры, варьирующие в различных месторождениях. Все промышленные бокситы как латеритные, так и осадочные характеризуются повышенным содержанием Ti, Ga, Sc, V, Ge, Th, TR, Nb, Ta, Zr и других элементов гидролизатов. Степень их концентрации в бокситах примерно в 3—5 раз более высокая, чем в материнских породах, т. е. такая же, как для Al. Исключение представляют химически осажденные, в том числе и латерито-метасоматические бокситы, в которых более или менее значительная часть алюминия привнесена в химическом растворе. При химическом переносе глинозема элементы-гидролизаты отделяются от алюминия и, по-видимому, остаются на месте. Химическая подвижность

¹ Б. М. Михайлов, личное сообщение.

элементов-гидролизатов в осадочном процессе ничтожна, поэтому значительных скоплений с высоким содержанием они не образуют.

Содержание Fe в красных бокситах также обычно в 3—5 раз более высокое, по сравнению с материнской породой. Но в присутствии разлагающегося органического вещества окисное железо переходит в более подвижное закисное, и тогда оно либо меняет свою минералогическую форму, либо мигрирует за пределы бокситовой залежи. При этом бокситы становятся светлыми или белыми.

Кайнозойские бокситы обычно сложены гиббситом с примесью гематита, гидрогематита, гётита, каолинита, галлуазита и редко бёмита и тонкодисперсного корунда. Такой же состав имеют и мезозойские бокситы в складчатых областях, т. е. залегающие на платформах. Состав дотретичных бокситов складчатых областей и палеозойских платформенных бокситов отличается преобладанием бёмита или диаспора. На основании хорошей сохранности зернистой структуры и тонкой слоистости в девонских диаспор-бёмитовых бокситах Урала можно предполагать, что диаспор и бёмит в них являются первичными минералами (Бушинский, 1958₂). Если бы эти бокситы были первично гиббситовыми, то при превращении гиббсита в бёмит или диаспор должно было бы произойти уменьшение объема глиноземных минералов на 30—50%, в результате чего первичные структуры были бы сильно разрушены. Зерна, сохранившие первичную форму, вероятно, были первично диаспоровыми или бёмитовыми, а первичная природа сдавленных зерен менее ясна. По-видимому, первичный бёмит описан А. П. Никитиной (1958) и в подкарбоновой коре выветривания, не подвергавшейся метаморфизму.

Структуры бокситов весьма разнообразны — бобовая, оолитовая, афанитовая, алевритовая, песчаниковая, гравелитовая или бобово-обломочная и конгломератовая. Преобладают смешанные структуры, в которых обломки, гальки и песчинки боксита то плотно сложены, то рассеяны в афанитовом или микрообломочном цементе (Бушинский, 1958_{2,3}). Многие бобовины представляют собой обломки или гальки боксита (Гладковский и Шарова, 1951).

Текстура осадочных бокситов чаще беспорядочная, реже слоистая, тонко- или грубослоистая. Слоистость обусловлена чередованием слоев из песчинок или бобовин разных размеров со слоями афанитового боксита. Конгломератовые структуры встречаются в бокситах Арканзаса (Gordon, Tasey, Ellis, 1958). В девонских бокситах Урала преобладают песчаниковые и афанитовые структуры, реже встречаются гравелитовые, конгломератовые, алевритовые и оолитовые. Мезо-кайнозойские бокситы на территории между Уральским хребтом и р. Леной характеризуются преимущественно бобово-обломочными структурами. Афанитовая структура преобладает в бокситах Китая, Венгрии, Ямайки и Тихвинского района в СССР.

Обломочная структура и слоистость в бокситах являются важными признаками их осадочного происхождения. На основе изучения структуры вещественного состава, детальной стратиграфии и условий залегания бокситовых пластов можно составить представление об их фациальном положении и фациальных переходах. Для выяснения генезиса бокситов большое значение имеют фациальные и геохимические профили от возвышенности с латеритом вниз по склону через осадочную бокситовую залежь и далее в сторону бассейна до полного выклинивания бокситового пласта или до исчезновения минералов свободного глинозема.

В советской литературе принято деление площади бокситовой залежи на три генетических зоны: 1) зона ближнего выклинивания, рас-

положенная ближе к источнику сноса, чем другие зоны; 2) зона промышленных бокситов или средняя и 3) зона дальнего выклинивания. Можно выделять еще правый и левый фланги залежи, если смотреть на залежь со стороны источника сноса.

Фациальные и геохимические профили пластов осадочных бокситов, залегающих на силикатных и на карбонатных породах, весьма различны, хотя и имеют некоторые общие черты (Бушинский, 1964).

Осадочные бокситы, залегающие на силикатных породах, почти всегда обнаруживают связь с материнской корой выветривания.

На фациальном профиле через бокситовую залежь и на геологической карте бокситового района Арканзас хорошо видны взаимоотношения типов боксита и сопровождающих их пород (Gordon a. oth., 1958). Холмы высотой до 180 м, сложенные нефелиновыми сиенитами, покрыты латеритно-метасоматическим («гранитным») и пизолитовым бокситом коры выветривания. На склонах этих холмов и у их подножий залегают переотложенные или осадочные бокситы грубообломочного строения. В сторону бассейна они сменяются мелкообломочными бокситами, переходящими далее в каолинитовые глины и затем в глины смешанного состава. Осадочные бокситы сложены угловатыми и окатанными обломками боксита, заключенными в мелкообломочный боксит и обломочную глину. Отсутствие сортировки материала по размерам частиц указывает на короткий путь транспортировки и на принос его временными мутными потоками. Такие временные потоки, приносящие пролювиальные отложения, характерны для предгорных безлесных районов.

Аналогичные фациальные профили от ближней зоны выклинивания к дальней прослежены в Североонежском, Тихвинском, Белгородском, Каменском и Барзасском бокситоносных районах СССР. Высота холмов с латеритной корой выветривания в этих районах 40—60 м, т. е. они менее высокие, а соответственно и обломки бокситов менее грубые, чем в Арканзасе. Структуры бокситов разнообразные. В Североонежском и Белгородском районах наблюдается переслаивание мелкообломочных бокситов с пелитоморфными. Тихвинские бокситы претерпели сильные вторичные изменения, вследствие чего первичные структуры их большей частью разрушены, только внизу пласта встречаются гальки и зерна боксита. Бокситы Казахстана и Енисейского края, по данным А. К. Гладковского, Н. А. Лисицыной, М. В. Пастуховой, Л. И. Пельтека и Е. Т. Боброва, имеют преимущественно бобово-обломочное строение, т. е. состоят из бобовин и их обломков, крупных и микроскопически мелких. Сортировка материала в них тоже отсутствует. Бокситоносная толща, вмещающая эти бокситы, сохранилась в виде останцов, поэтому составить фациальный профиль по ним весьма трудно. Но на основании плохой сортировки обломочных частиц в бокситах можно допустить, что и здесь принос бокситового материала из коры выветривания осуществлялся временными потоками и на короткое расстояние.

Во всех рассмотренных бокситоносных районах источником глинозема была кора выветривания латеритного типа, развитая на бескварцевых или малокварцевых алюмосиликатных породах: на нефелиновых сиенитах, диабазах, амфиболитах, глинистых и хлоритовых сланцах. Дальность переноса бокситового материала из коры выветривания в осадочные бокситовые залежи была небольшая, обычно менее 1 км, редко 5—7 км.

Карстовые бокситы (тип терра-росса) залегают на закарстованной поверхности известняков или доломитов. Генетическая связь этих бокситов с латеритной корой выветривания обычно устанавливается по косвенным признакам. Остатки этой коры в большинстве случаев не сохранились, а нередко ее существование оспаривается. На Северном

Урале карстовые бокситы девонского возраста состоят из диаспора, бёмита, гематита и каолинита с небольшой примесью других минералов. На первый взгляд в этих бокситах не содержится бесспорных продуктов латеритного выветривания. Однако при внимательном изучении бокситов в них обнаруживаются окисленные терригенные зерна магнетита и титаномagnetита, а на зернах ильменита видны каемки лейкоксена. В материнских для бокситов основных полевошпатовых породах магнетит, ильменит и титаномagnetит рассеяны в виде зерен. Отсюда естественно допустить, что эти породы подверглись настолько интенсивному выветриванию, что полевые шпаты и темноцветные минералы были полностью разрушены, остались только зерна черных рудных минералов. Предположить, что эти рудные зерна могли быть принесены из свежей породы одни, без полевых шпатов невозможно. При размывании и перетолжении бокситов, которое происходило в девоне Урала неоднократно, к ним могли примешиваться выветрелые и даже свежие зерна полевых шпатов и гальки свежих основных пород.

Долгое время карстовые бокситы считались нерастворимым остатком известняков или доломитов, образовавшимся при карстовом процессе. Но потом А. Д. Архангельский (1937) доказал, что происхождение карстовых бокситов тоже осадочное, так как они слоистые, содержат пирит и шамозит, отпечатки листьев, а местами и морскую фауну.

Составление полных фациальных профилей карстовых бокситовых залежей встречает особенно большие трудности вследствие неполноты разрезов. Латеритная кора выветривания и ближняя зона выклинивания почти всегда отсутствуют (размыты). Проследить бокситоносную толщу в сторону бассейна до ее полного выклинивания тоже трудно, так как обычно она уходит на большую глубину вниз по падению пластов.

Наиболее полный, хотя и прерывистый фациальный профиль через бокситоносный район сохранился на о. Ямайка. Породы ближней и дальней зон выклинивания представлены глинистыми бокситами и глинами. Дальняя зона выклинивания заходит в море, где вблизи берега отлагаются красные бокситовые глины, принесенные с суши. Промышленные бокситы внешне однородные, афанитовые, залегают на закарстованной поверхности формации белых известняков среднего эоцена — нижнего миоцена.

О происхождении бокситов о. Ямайки высказано несколько гипотез. Наиболее правильной, по нашему мнению, является гипотеза латеритизации глин на карстующихся известняках, высказанная В. Зансом (Zans, 1953, 1956, 1959) и развиваемая после его смерти Л. Чаббом (Chubb, 1963). Согласно этой гипотезе источником глинозема для бокситов являются желто-красные глины коры выветривания вулканических туффов и пород эоценового флиша в центральной возвышенной части острова. Содержание SiO_2 в этих глинах около 50%. В дождливые сезоны глинистый материал переносится поверхностными и подземными водными потоками и отлагается на карстующихся известняках, где благодаря хорошему дренажу подвергается дальнейшей латеритизации вплоть до образования боксита. В. А. Занс предполагал, что известняки, благодаря создаваемой ими щелочной среде грунтовых вод, способствуют коагуляции глинистых частиц и удалению из них кремнезема. Бокситовые залежи на о. Ямайке расположены выше 220 м над уровнем моря. По мнению В. Занса, для образования бокситов важна не столько высота местности, сколько глубина уровня грунтовых вод. На низких отметках грунтовые воды находятся близко к почве, что мало способствует латеритизации. Бокситов больше в районах с умеренно развитым карстовым рельефом.

Гипотеза В. Занса получила распространение и за пределами Ямайки. Д. Бардоши (Bardossy, 1958) применил ее к бокситам Венгрии. Этой же гипотезой воспользовались и мы для объяснения генезиса девонских бокситов Урала (Бушинский, 1958₁).

Однако от предположения В. Занса о химическом или физико-химическом воздействии известняков на осаждение глинистых частиц и на удаление кремнезема из глин пришлось отказаться. Если бы это пред-

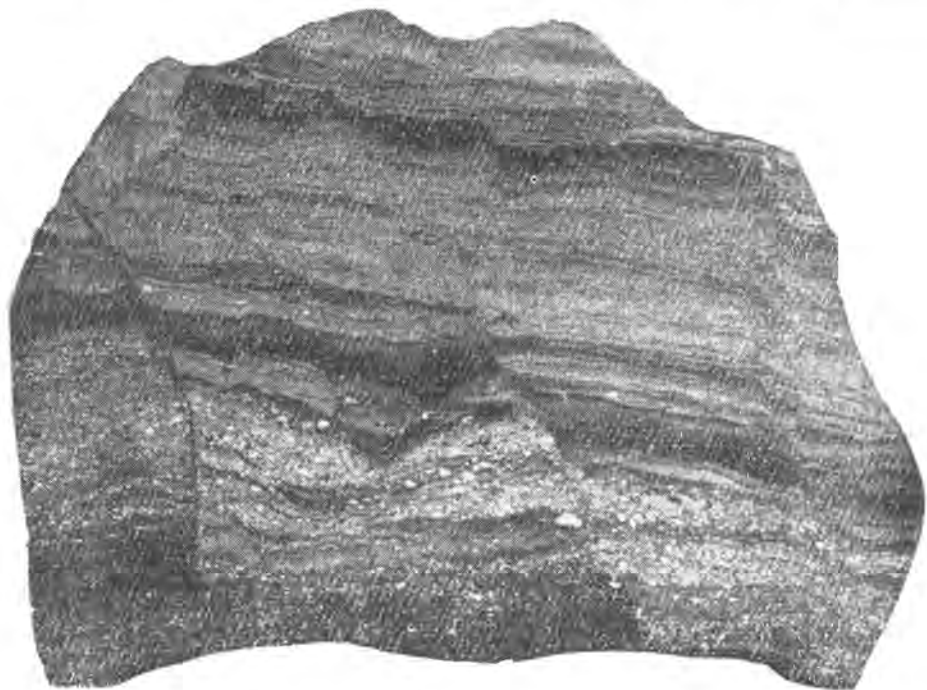


Рис. 2. Тонкослоистый карстовый боксит с микросбросами. Нат. вел. Средний девон, Северный Урал

положение было правильным, то наиболее богатые бокситы находились бы у контакта с известняками. В действительности прямо на известняках чаще всего лежат глины или бедные бокситы (о. Ямайка, Венгрия), а тело богатых бокситов располагается выше. Кроме того, многие карстовые бокситы Советского Союза сложены обломками или зернами боксита размером 0,01—2 мм, осаждение которых происходило без влияния физико-химической среды известняков (рис. 2). При образовании девонских бокситов Урала поступали из коры выветривания не только слабо разложенные силикаты, но и частицы готового боксита. Продолжающийся карстовый процесс сопровождался просадками и микросбросами боксита.

Фациальные профили мезозойских и палеозойских бокситовых залежей всегда неполные. Обычно сохраняется только часть профиля от промышленной зоны в сторону дальнего выклинивания. На Урале и на Салаире установлено, что в этом направлении девонские бокситы фациально сменяются известняками. В каменноугольных месторождениях Китая и в некоторых мезозойских и палеогеновых месторождениях Венгрии и Югославии бокситы покрываются и сменяются в сторону бассейна пресноводными или лагунно-морскими отложениями.

Повсеместно бокситы залегают в основании слоев трансгрессирующего бассейна. Отложение бокситов начиналось на карстующихся известняках суши, в понижениях ее рельефа. По мере трансгрессии бассейна эти понижения заполнялись водой и становились болотами или пресными озерами, приморскими лагунами или морскими заливами. В разрезах, как правило, трудно найти границу между континентальными и морскими бокситами, очень редко эта граница обозначена прослоем галек. Следовательно, морские бокситы отлагались не на открытом шельфе, а в заливах при ингрессии моря.

В девонских бокситах Урала преобладают песчаниковые структуры, в меньшем количестве встречаются афанитовые и конгломератовые. Чаще бокситы неслоистые, реже тонкослоистые и совсем редко косо-слоистые. Слоистость обусловлена чередованием слоев, содержащих зерна боксита разных размеров или разное количество обломочных зерен магнетита и титаномагнетита. Остатки морской фауны, а иногда и линзы известняков встречаются в верхней части бокситового пласта. Бокситы залегают на закарстованной поверхности известняков, местами пелитоморфных, местами рифогенных.

Переход от известняков по направлению вверх к бокситам — неровный. Бокситы выполняют трещины и неправильные полости в известняке, проникая по ним на глубину до 100 м, а бокситоподобные песчаники — до 300 м (Плотников и Миловидов, 1962). В составе этих песчаников, в глубоких полостях среди известняков сохранились красные зерна туфовой лавы и диабазового порфирита, мало измененные выветриванием. На карстующейся поверхности известняков, где выветривание было очень сильное, по-видимому, также присутствовали такие зерна, но они были превращены в боксит. Сохранились скопления зерен только наиболее стойких минералов — магнетита и титаномагнетита.

Выветривание алюмосиликатного материала на карстующейся поверхности известняков сопровождалось их растворением, в результате чего образовалась подбокситовая брекчия. Она представляет собой обломки известняка, заключенные в боксит, и носит метасоматический характер. Своеобразие этого метасоматоза состоит в том, что он не химический, а химико-механический: по мере химического растворения известняка освободившиеся полости механически заполнялись тонким и грубым бокситовым материалом и терригенными зернами магнетита и титаномагнетита.

Частые случаи залегания бокситов на закарстованной поверхности карбонатных пород заставляют поставить вопрос о причине этого явления, о том, какую роль играют эти породы в бокситообразовании. Можно отметить следующие условия, благоприятные для образования бокситов на карстующейся поверхности карбонатных пород: 1) алюмосиликатный материал на карбонатных породах вследствие их высокой водопроницаемости свободно промывается и поэтому сравнительно легко латеритизуется; 2) дождевые воды, стекающие с карбонатных пород, отличаются бескремнистостью, поэтому способны разлагать каолинит до боксита; 3) бокситовый материал при переносе по карбонатным породам мало загрязняется силикатными примесями; 4) карстовые воронки и поля служат удобными ловушками для боксита, сохраняющими его от последующего размыва.

Дальность переноса бокситового материала по карстующимся карбонатным породам, судя по месторождениям о. Ямайки, достигает 30—40 км.

Изменения химического состава бокситов от латерита до пород дальней зоны выклинивания относятся главным образом к Fe, Si и

органическому веществу. В латерите и в ближней зоне выклинивания железо находится преимущественно в форме окиси, содержание ее равно 20—40%, органическое вещество находится в ничтожном количестве. В зоне промышленных бокситов девонских залежей Урала форма железа и его содержание остается прежним, а в дальней зоне, на р. Ай, сменяется закисной формой в составе шамозита. Эта же зона в некоторых месторождениях Гвiany, Югославии, Североонежского района и Зауралья характеризуется низким содержанием железа и примесью органического вещества или присутствием углистых прослоев, нередко встречается сидерит. Дальняя зона выклинивания в разных районах отличается присутствием либо сидерита, либо пирита, либо уменьшением содержания железа и переходом боксита в огнеупорную глину (Бушинский, 1964).

Изучение структур бокситов позволяет найти причину низкого содержания железа в их светлых разновидностях. По направлению от ближней зоны выклинивания к дальней красные обломки, песчинки и гальки боксита становятся все более светлыми и даже белыми, наряду с осветлением бокситового пласта. Очевидно, что и светлые гальки боксита, как и весь пласт, первоначально были красными, но в осадке они вместе со всем пластом подверглись осветлению. Железо в них под действием органического вещества было восстановлено из окисного состояния в более подвижное закисное, диффундировало из грунта вверх в воду и унесено этой водой.

Аналогичный процесс диагенетического выщелачивания и выноса происходил и с кремнеземом (Лисицына, 1956; Бушинский, 1956). В бокситах Казахстана и Сибири наблюдалось в шлифах растворение кварца и частичное выполнение образовавшихся пор гиббситом. Одновременно происходило разложение каолинита и замещение его гиббситом. Количество вынесенного таким способом кремнезема, судя по подсчетам в шлифах, достигало 20—30%. Следовательно, песчано-глинистый материал в процессе диагенеза превращался в боксит. Диагенетические явления были разнообразны, в одних случаях происходило образование железисто-гиббситовых оолитов, в других разрушение бобовин или замещение гиббсита псевдовавеллитом (Бушинский и Боголюбова, 1960).

Идея о возможности выноса кремнезема при диагенезе была высказана В. В. Гончаровым в 1937 г. и почти одновременно Келлером (Гончаров, 1952).

Диагенез бокситового материала с выносом кремнезема, как и латеритизация, происходил под действием протекавшей теплой бескремнистой воды. Такая вода может существовать только у истоков ручьев или рек. По мере дальнейшего течения по руслу в силикатных породах она растворяет кремнезем и теряет способность разлагать каолинит. Отсюда становится понятным, почему бокситы тяготеют к вершинам балок или к склонам и основаниям склонов небольших поднятий, почему нет промышленных бокситов среди аллювия больших рек, почему бокситы не образуют таких крупных сплошных тел, как осадочные железные руды.

Вопрос о химической или механической форме переноса бокситового материала из коры выветривания в осадочные бокситовые залежи до сих пор является дискуссионным. При решении этого вопроса весьма важную роль играет обломочное строение бокситов многих месторождений и высокое содержание титана во всех месторождениях бокситов. Из числа компонентов боксита двуокись титана является наименее растворимой и поэтому переносится водой не в растворах, а в составе мути (Виноградов, 1957; Бушинский, 1958_{2,3}, 1963). Следовательно, обломочная структура многих бокситов и повышенное содержание титана

во всех бокситовых месторождениях указывают на форму переноса бокситового материала в составе тонких и грубых взвесей.

Распространение осадочных бокситов очень широкое. К ним относятся, вероятно, все карстовые бокситы и значительная часть бокситов, залегающая на силикатных породах.

На палеоклиматических картах земного шара, составленных Н. М. Страховым (1961) для разных геологических периодов, показаны большие площади распространения жарких влажных областей. Эти области, захватывающие сушу, и являются перспективными в отношении геологических поисков бокситовых месторождений. Более конкретное направление поисковых работ на бокситы определяется на основании изучения геологии районов с учетом существующих представлений о генезисе бокситов и о закономерностях размещения бокситовых месторождений.

G. I. BUSHINSKY

LATERITIC-SEDIMENTARY HYPOTHESIS ON THE ORIGIN OF BAUXITES

Two main processes — lateritic and sedimentary — result in the formation of lateritic and sedimentary bauxites.

The essence of lateritic weathering consists in a decomposition of aluminosilicates and a washing out of K, Na, Ca, Mg and a considerable part of Si. At the same time hardly soluble oxides of Al, Fe³⁺, Ti and other hydrolyzate elements become accumulated on the spot as a residual product in the form of red ferruginous bauxite. In case of weathering under a swamp or under a forest, as well as when ferruginous laterite gets bogged later, there can be a reduction of iron oxide into a more mobile ferrous oxide and its removal. As result bauxites with a poor iron content and white clays are formed. The pH value of lateritic bauxites varies from 4.6 to 6.6, when alumina is virtually immobile (Ilchenko, 1956).

The lateritic process is caused by a high temperature of the crust of weathering and its intense washing by silicaless rain water. With a higher temperature all chemical reactions proceed faster, the solubility of silica in water increases and that of alumina remains unchanged (Pickering, 1962). The removing of dissolved silica leads to a further decomposition of aluminosilicates up to the formation of bauxites.

Silica dissolved in lateritic waters does not reach saturation and is, consequently, carried off into terminal run-off basins. It is very rare that silica precipitates in the lower zones of the crust of weathering, which is, probably, due to a drop in temperature.

Scouring by water of laterite takes place simultaneously with its formation. The products of wash out are transported and deposited partly on land, where they are subjected to a further lateritization and partly into basins, where they get into a zone of diagenesis.

A further lateritization of clays is especially evident on carbonate rocks, resulting in the formation of terra-rossa or karst-type bauxites. Relations existing between many bauxites and carbonate rocks can be explained by four reasons: 1) aluminosilicate material deposited on karsting limestones and dolomites, owing to their high permeability, is freely washed through and, consequently, comparatively easily lateritized; 2) rain waters flowing from the surface of carbonate rocks are characterized by the absence of silica and are able to decompose kaolinite to a state of bauxite; 3) in being carried over carbonate rocks by water the bauxitic material is only slightly contaminated by silicate admixtures; 4) sink holes and poljes serve as convenient traps for bauxite protecting it from subsequent wash outs.

Products of laterite wash out are transported by water and deposited in basins. Nearly always these basins have vegetation, which after it dies is precipitated together with the bauxite. In decomposing it reduces ferric iron into ferrous iron. Its fate varies in different basins. In basins with running water ferrous iron, usually in the form of bicarbonate, diffuses from the sediment upwards into the water and is removed by this water while the bauxites become white. In stagnant basins or basins with a very scanty amount of running water ferrous iron remains in the sediment forming siderites and rarely chlorites. In coastal lagoons and bays ferrous iron also does not leave the sediment, but remains there in the form of pyrite, or sometimes as siderite or chlorite.

The composition of redeposited laterite products is not always bauxitic. These products include much clay and sometimes also quartz sand. When sedimentary bauxites are studied under a microscope, quite often pores can be seen left by fully or partly

dissolved quartz grains and usually filled out by gibbsite. There are also vermiculites of kaolinite replaced by gibbsite.

These facts permit to assert that in basins with running water silica has been removed from the sediment just as ferrous iron. The diagenetic process of quartz dissolution, kaolinite decomposition and silica removal is very similar to the process of lateritization.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис. В кн.: «Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». Изд. АН СССР, М., 1937.
- Басс Ю. Б. Новые данные о геологическом строении и условиях образования месторождений бокситов юга УССР. В кн.: «Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах». Изд. АН УССР, Киев, 1960.
- Боброев Е. Т. Связь коры выветривания на трапах с бокситообразованием. В кн.: «Кора выветривания», вып. 4. Изд. АН СССР, М., 1962.
- Бушинский Г. И. О диагенезе в связи с генезисом огнеупорных глин, осадочных железных руд и бокситов. Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1956.
- Бушинский Г. И. О генетических связях глин с бокситами. В кн.: «Исследование и использование глин». Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1958.
- Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР, М., 1958.
- Бушинский Г. И. Об условиях образования бокситов и о закономерностях размещения бокситовых месторождений. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. I. Изд. АН СССР, М., 1958.
- Бушинский Г. И. Критический обзор советской литературы по бокситам за 1955—1957 гг. БМОИП, отд. геол., № 34, вып. 4, 1959.
- Бушинский Г. И. Титан в осадочном процессе. «Литология и полезные ископаемые», № 2, 1963.
- Бушинский Г. И. О некоторых вопросах геологии бокситов. В кн.: «Вопросы геологии и геохимии бокситов». Изд-во «Наука», 1964.
- Бушинский Г. И., Боголюбова Л. И. Конкреции фосфатизированного боксита из нижнеюрского угольного пласта в окрестностях г. Карпинска на Северном Урале. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1960.
- Виноградов А. П. О причинах высокого содержания титана в бокситах. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1957.
- Герасимов И. П. Современные латериты и латеритные почвы. Изв. АН СССР, серия геогр., № 2, 1961.
- Гинзбург И. И. Кора выветривания. В кн.: «Методы изучения осадочных пород», т. 2. Госгеолтехиздат, 1957.
- Гинзбург И. И. и др. Разложение некоторых минералов органическими кислотами. В кн.: «Химия земной коры», т. I. Изд. АН СССР, М., 1963.
- Гончаров В. В. Огнеупорные глины Боровичско-Любытинского района. Металлургиздат, 1952.
- Зеленов К. К. Вынос растворенного алюминия термальными водами Куральской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений бокситов. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1960.
- Краускопф К. Б. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования. В кн.: «Геохимия литогенеза». Изд-во иностр. лит., М., 1963.
- Лисицына Н. А. О замещении кварца гиббситом. Докл. АН СССР, т. 109, № 5, 1956.
- Лисицына М. А. Древняя кора выветривания западной части Казахского нагорья. Госгорттехиздат, 1959.
- Михайлов Б. М. Древняя кора выветривания. В кн.: «Литология мезозойских и кайнозойских отложений Тургайского бурогоугольного бассейна». Гостоптехиздат, Л., 1959.
- Никитина А. П. Каолинизация и бемитизация в коре выветривания хлоритовых сланцев Яковлевского месторождения КМА. В кн.: «Исследование и использование глин». Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1958.
- Пасова Ф. Г. Об условиях образования бокситов. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР, М., 1958.
- Пейве А. В. Тектоника Северо-Уральского бокситового пояса. Изд. Моск. об-ва испыт. природы, 1947.
- Плотников И. И., Миловидов Е. Д. О генезисе Северо-Уральских бокситовых месторождений. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1962.
- Сапрыкина И. В. О миграции алюминия в коре выветривания кавказских субтропиков. Минеральное сырье, вып. 7, Госгеолтехиздат, 1963.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, изд. 2, т. I, Изд. АН СССР, М., 1961.

Трубина К. Г. Древняя латеритная кора выветривания в районе Северо-Онежских месторождений бокситов. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР, М., 1958.

Bardossy Gy. The geochemistry of Hungarian bauxites. Pt. 1—4. Acta Geol. Acad. Sci. hungaricae, 5, fasc. 2—3/4, 1958; 6, fasc. 1—2, 1959.

Chubb L. J. Bauxite genesis in Jamaica. Econ. Geol., 58, 1963.

Fox C. S. Bauxite and aluminous laterite. London, 1932.

Gordon M. Jr., Tracey J. Jr., Ellis M. W. Geology of the Arkansas bauxite region. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., N 299, 1958.

Ilcenko V. Bauxites de Pocos de Caldas, estado de Minas Gerais. Bol. de agricultura, Belo Horizonte, Brasil. Ano 5, N 7—8, 1956.

Krishnan M. S. Lateritization of khondalite. Rec. Geol. Surv. India, 68, 1935.

Pickering R. J. Some leaching experiments on three quartzfree silicate rocks and their contribution to an understanding of lateritization. Econ. Geol., 57, 1962.

Roy Chowdhury M. K. Bauxite of Bihar, Madhya Pradesh, Vindhya Pradesh, Madhya Rhabat and Bhopal. Mem. Geol. Surv. of India, 85, 1958.

Zans V. A. Bauxite resources in Jamaica and their development. Colon. Geol. a. Min. Res., 3, N 4, 1953.

Zans V. A. The origin of bauxite deposits in Jamaica. In: Report of the XX session of International Geological Congress. Mexico, 1956.

Zans V. A. Recent views on the origin of bauxites. Geonotes, 1, N 5, 1959.

Н. А. ЛИСИЦЫНА И М. В. ПАСТУХОВА

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ЛАТЕРИТНЫХ И ЛАТЕРИТНО-ОСАДОЧНЫХ БОКСИТОВ

Среди платформенных бокситов, современных и древних, в настоящее время отмечается существование двух генетических типов:

1. Бокситы элювиальные или латеритные.
2. Бокситы латеритно-осадочные, образовавшиеся за счет размыва и переотложения латеритных кор выветривания.

В Советском Союзе известны бокситы того и другого типа, однако, латеритные высокоглиноземистые образования не имеют пока промышленного значения.

В настоящей статье рассматриваются латериты и латеритно-осадочные бокситы, изученные авторами в пределах территории Советского Союза и по литературным данным. Особое внимание уделено анализу микроструктур бокситов. Для этого помимо обычных методов изучения вещества, таких как рентгеноскопия, химический и термический анализ, электронная микроскопия, была применена сравнительно мало распространенная методика изучения структур бокситов под микроскопом. Проведенный структурный анализ позволил сделать некоторые выводы о генезисе латеритных и латеритно-осадочных бокситов.

Элювиальные (латеритные) бокситы

Накопления свободного глинозема в корях выветривания теперь известны в ряде районов Советского Союза — в плиоцен-четвертичной коре Батумского побережья Кавказа, в палеогеновой коре на юге Украины и в мел-палеогеновой коре на территории Казахстана и Сибири.

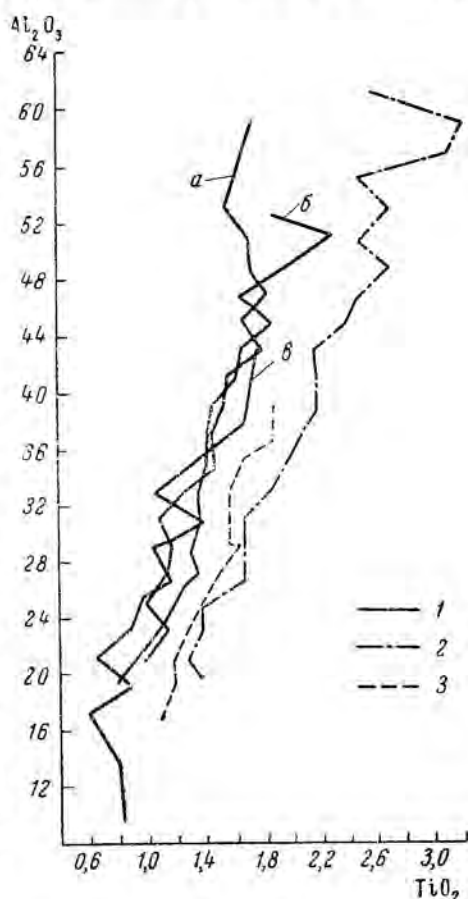
Нами изучены гиббситоносные коры выветривания или так называемые красноземы Батумского побережья, развитые на порфиритах и туфах среднего эоцена и на террасовых конгломератах плиоцен-четвертичного времени. Поскольку в составе гальки террасовых конгломератов преобладают те же порфириты и их туфы, можно считать, что состав исходных пород примерно одинаков.

Кора выветривания слагает западные и северо-западные отроги Аджаро-Имеретинского хребта и распространена на высотных отметках от 10—20 до 400 м над уровнем моря. Это толща глин, в которой вполне различима структура материнских пород почти по всей мощности разреза. В глинах сохраняются останцы твердых, слабо выветрелых авгит-лабрадоровых порфиритов и их туфов, свидетельствующие о неравномерности процесса выветривания. Профиль выветривания не имеет четкого зонального строения. Слабо выветрелые и сильно измененные породы располагаются пятнисто. В непосредственной близости от свежих порфиритов или их туфов слабо измененные

породы имеют пестрый состав. В них преобладают продукты изменения хлорита с примесью монтмориллонита, галлуазита, иногда каолинита. При этом присутствуют также останцы исходных минералов: авгита, плагиоклаза, цеолита, в виде примеси встречается кварц. С удалением от свежих пород эти продукты выветривания превращены в глины, более однородные по составу. Они сложены галлуазитом, реже каолинитом, участками преобладает гиббсит. При этом перечная структура породы — очертания вкрапленников лейст плагиоклаза и миццалины в основной массе — в общем сохраняется.

Петрографическое изучение ряда пород от свежих до сильно выветрелых позволяет наблюдать постепенное изменение минералов исходного порфирита. В слабо выветрелых породах видно, что каждый минерал изменяется независимо от соседних. Первыми выветриваются пироксены, тогда как плагиоклазы остаются свежими. Кристаллы авгита постепенно замещаются хлоритом. В табл. I видны разные стадии этого замещения. Сначала хлорит развивается по трещинам спайности и другим мелким трещинам (табл. I, фиг. 1). В ячейках образовавшейся таким образом сетки сохраняются останцы авгита. Далее хлорит распространяется в стороны от прожилков за счет сокращения останцов авгита (см. табл. I фиг. 2). Полностью замещенные кристаллы сложены хлоритом, но сохраняют свои первичные очертания. Цвет хлорита светло-зеленый и желто-зеленый, он обладает отчетливым плеохроизмом, угасание прямое, показатель преломления колеблется от 1,570 до 1,596. Цвета интерференции яркие за счет естественной окраски минерала. Интересно, что все стадии хлоритизации пироксена удается наблюдать буквально в одном образце породы. При этом на первой стадии отдельные хлоритизированные кристаллы окружены неветрелой породой. Хлорит развивается и в основной массе. Там же встречаются продукты изменения хлорита, которые обладают высоким двупреломлением при низком показателе преломления ($N=1,525-1,542$), что характерно для монтмориллонита. Присутствие его подтверждается термическим анализом и окрашиванием.

В более выветрелой породе можно видеть продукты изменения хлорита другого типа: хлорит утрачивает зеленую окраску и плеохроизм и приобретает вермикулитоподобную структуру — состоит из почти бесцветных кристаллов-пакетиков. Иногда бесцветные пакеты



Кривые соотношений TiO_2 и Al_2O_3 в бокситовых породах и корах выветривания Казахстана

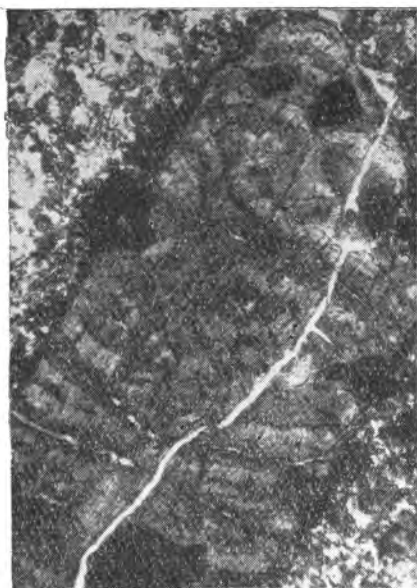
1 — бокситовые породы; 2 — кора выветривания порфириров и их туфов; 3 — кора выветривания аркозовых песчанников, аленролитов и аргиллитов

ТАБЛИЦА I

- Фиг. 1. Фенокристалл авгита, замещенный хлоритом по трещинам спайности. $\times 72$, при одном николе
- Фиг. 2. Фенокристалл авгита, замещенный хлоритом по трещинам спайности и частично между ними (темные участки). $\times 72$, николи +
- Фиг. 3. Участок измененного кристалла авгита, видны гидроокислы железа в прожилках по трещинам спайности. Между ними продукты изменения хлорита — гиббсит местами с остаточной структурой хлорита. $\times 300$, при одном николе
- Фиг. 4. Участок измененного кристалла авгита. Между трещинками спайности, выполненными гидроокислами железа, крупнокристаллический гиббсит. $\times 150$, при одном николе
- Фиг. 5. Кристалл плагиоклаза, замещенный гиббситом. $\times 150$, при одном николе



1



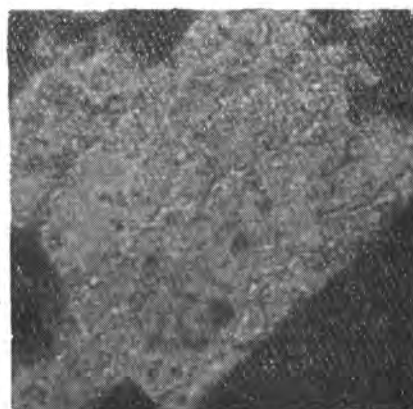
2



4



3



5

чередуются с зелеными. Железо, выделившееся из решетки темноцветных, тут же окисляется и окрашивает породу в разные оттенки бурого цвета.

О превращении кристаллов темноцветных минералов и участков основной массы, замещенных хлоритом, в гиббсит, можно судить по отдельным скоплениям кристаллов гиббсита, которые развиваются в массе обесцвеченного хлорита; последний предварительно превращен в минерал группы каолинита или бесструктурное гелеподобное вещество (табл. I, фиг. 3).

В наиболее измененных участках в коре выветривания Батумского побережья вкрапленники авгита, миндалины, ранее выполненные хлоритом, сложены гиббситом (см. табл. I, фиг. 4). В целом порода сохраняет первичную структуру порфирита. Последовательно прослеживая изменение темноцветных, можно наметить ряд: авгит → хлорит (гидрохлорит) → галлуазит (каолинит) → гиббсит.

↓ ↑
(монтмориллонит)

Плагноклаз, в нашем случае лабрадор, остается неизменным дольше авгита, а затем замещается галлуазитом (метагаллуазитом). Это замещение происходит тогда, когда темноцветные уже замещены хлоритом. В процессе дальнейшего изменения породы на фоне низкополяризующего галлуазита, заместившего крупные и мелкие кристаллы лабрадора, появляются раскристаллизованные участки гиббсита. Последний постепенно замещает весь кристалл, оставляя многочисленные микропоры (табл. I, фиг. 5). Крупные кристаллы, как правило, замещены крупнокристаллическим гиббситом. Продукты изменения плагноклаза образуют ряд: плагноклаз (иногда замещенный цеолитом) → галлуазит (каолинит) → гиббсит.

Несмотря на то что изменение темноцветных начинается раньше чем плагноклазов, отдельные крупные кристаллы лабрадора оказываются уже замещенными гиббситом, тогда как замещение авгита находится еще на стадии хлорита.

Таким образом, выветривание разных минералов происходит не одновременно и обособленно для каждого отдельного кристалла. Тем не менее для красноцветов Батумского побережья Кавказа в общих чертах могут быть намечены две стадии выветривания, которые приводят к образованию сравнительно однородных по составу продуктов: 1) стадия хлорит-галлуазитовых (метагаллуазитовых) глин (в виде примеси в них присутствуют каолинит, монтмориллонит, гиббсит); 2) стадия галлуазитовых глин (участками глины нацело замещены гиббситом).

Изученные нами коры выветривания диабазовых порфиритов Вьетнама обнаруживают большое сходство с батумскими красноцветами. Они также представляют собой толщу глин с останками свежих пород. По данным петрографического изучения и рентгеноструктурного анализа, в слабо измененных породах присутствуют главным образом гидратированная низкотемпературная диоктаэдрическая гидрослюда и глинистый минерал, представляющий собой смешанно-слоистую фазу, образованную беспорядочным чередованием хлоритовых и вермикулиновых пакетов. В качестве реликтовых слабо измененных минералов порфирита присутствуют полевые шпаты и примесь кварца, чаще всего в прожилках или миндалинах. В сильно измененных участках коры выветривания, помимо этих минералов, появляется вермикулит, а также каолинитоподобный минерал (метагаллуазит), фиксируемый по базальным рефлексам.

Сильно измененная глинистая порода сложена главным образом метаталлузитом, тогда как диоктаэдрическая гидрослюда и вермикулит присутствуют только в виде примеси.

Таким образом, на этом материале выясняется еще одна деталь выветривания темноцветных, а именно переход хлорита в вермикулит, который совершается через смешанно-слоистую фазу. Химический состав продуктов выветривания диабазовых порфиритов одного из разрезов Северного Вьетнама приведен в табл. 1.

Химические анализы расположены в определенном порядке от наиболее сильно измененной породы (обр. 1) до слабо измененной (обр. 3). Сравнение приведенных данных показывает обычное для тропического выветривания накопление окислов алюминия, титана и железа и вынос кремнезема, щелочей и щелочных земель.

В Северном Вьетнаме нам не удалось наблюдать более высокую стадию выветривания с образованием гиббсита в значительных количествах. Были встречены небольшие выделения кристаллического гиббсита в пустотах от выщелачивания вкрапленников пироксена. В других разрезах кор выветривания, например кристаллических сланцев, гиббсит кристаллизовался в пустотах от выщелоченных кристаллов амфибола. В целом минеральный состав продуктов выветривания, а следовательно, и общая направленность процесса близки к наблюдавшимся на Батумском побережье Кавказа.

Знакомство с латеритами и бокситами по литературным данным показывает, что определенный комплекс минералов (хлориты, вермикулит, минералы группы монтмориллонита, метаталлузит, частично каолинит, гиббсит, гидроокислы железа) является весьма типичным для продуктов выветривания основных пород субтропических и тропических областей. Об этом свидетельствуют работы В. Аллена (Allen, 1948, 1952), описавшего продукты выветривания базальтовой лавы Орегона, Вашингтона и Айдахо (США), Керзена (Kersen, 1956) — о выветривании базальтов в Британской

Таблица 1
Химический состав* продуктов выветривания порфиритов, Северный Вьетнам (в вес. %)

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C	Сумма	Кварц
1	40,87	2,33	20,59	20,49	0,43	0,42	1,30	1,09	0,22	0,72	0,23	8,17	3,15	Нет	0,10	99,99	16,0
2	40,54	1,93	19,46	19,62	1,44	0,35	0,98	2,06	0,31	0,72	0,16	8,16	3,80	*	0,10	99,63	11,5
3	52,31	1,87	17,85	11,47	0,73	Нет	3,88	1,04	3,83	2,72	0,57	2,66	1,60	*	0,10	100,63	10,3
1а**	29,59	2,7	24,4	24,3	0,51	0,5	1,5	1,2	0,26	0,85	0,27	9,7	3,7	*	0,11	—	—
2а	32,71	2,1	22,1	22,2	1,6	0,39	1,11	2,3	0,35	0,81	0,18	9,26	4,3	*	0,11	—	—
3а	46,21	2,0	19,7	12,6	0,8	Нет	4,2	1,1	4,24	3,0	0,63	2,9	1,77	*	0,11	—	—

* Химические анализы выполнены в лаборатории Геологического института АН СССР.

** Буквой а обозначены анализы тех же образцов, пересчитанные на бескварцевое вещество.

Гвиане, А. Аббота (Abbot, 1958) о продуктах выветривания оливинового базальта одного из островов Гавайского архипелага, И. И. Гинзбурга, Г. Э. Наджаковой и А. П. Никитиной (1962) о выветривании базальтов Бразилии и Русской платформы и др. В тропиках замещение глинозема, чаще всего в форме гиббсита, происходит не на отдельных участках, а в довольно мощных толщах коры выветривания. Немногие данные, рассмотренные здесь для примера, указывают на сходство минерального состава продуктов выветривания для нескольких достаточно удаленных друг от друга областей. Некоторые отличия в составе глинистых минералов, очевидно, следует отнести за счет неодинакового петрографического состава материнских пород и местных природных условий.

Из рассмотренного материала можно заключить, что первичные накопления глинозема в процессе выветривания происходят за счет стадийного изменения минералов материнских пород. При этом высокоглиноземистые породы сохраняют структуру исходных.

При описании разными авторами полностью замещенных глиноземом кор выветривания оставался невыясненным вопрос о том, образуется ли гиббсит непосредственно по алюмосиликатам исходных пород (Abbot, 1958; Goldman, 1955 и др.) или же их замещение происходит посредством других минералов (Allen, 1948 и др.).

По нашим наблюдениям, исходные минералы претерпевают постепенное превращение с преобразованием их решетки в слоистую решетку глинистых минералов. Так основные плагиоклазы замещаются, например, метагаллуазитом и только позднее в результате разрушения его решетки выделяются кристаллики гиббсита, которые не заполняют всего пространства, ранее занятого кристаллом, оставляя микропоры.

При образовании гиббсита по темноцветным также наблюдаются промежуточные минералы. Помимо уже приведенных, мы наблюдали образование гиббсита при выветривании вкрапленников биотита в биотитовом диорите Маркизских островов. Гиббсит образовался по аморфизованному биотиту и выделялся в порах частично выщелоченного гелеподобного продукта изменения биотита. Местами биотит замещался хлоритом, по которому развивался гиббсит. В ряде случаев крупные кристаллы гиббсита как бы замещают авгит (см. табл. I, фиг. 4). Такие кристаллы наблюдаются в коре выветривания порфириров Батумского побережья Кавказа и часто носят следы роста в свободном пространстве. Скорее всего в этом случае гиббсит кристаллизовался вслед за выщелачиванием авгита, от которого оставалась лишь сетка из гидроокислов железа, первоначально выполнявших трещинки спайности.

Возможно, что при быстром выветривании в условиях тропиков разрушение силикатов происходит настолько интенсивно, что промежуточные стадии изменения минералов протекают очень быстро и наблюдаются как бы псевдоморфозы гиббсита по магматическим алюмосиликатам. Именно такой случай, как нам кажется, описан Ю. К. Горещким, К. Ф. Терентьевой и Ф. Г. Пасовой (1963), изучавшими первичные бокситы Гвинеи, образовавшиеся по нефелиновым сиенитам и глинистым сланцам с сохранением структуры материнских пород.

Резюмируя приведенные здесь результаты наблюдений, можно сказать, что первичные накопления глинозема образуются при выветривании изверженных пород, преимущественно основных или средних, в условиях влажного тропического или субтропического климата.

В субтропиках скопления глинозема в виде гиббсита встречаются в корах выветривания спорадически, тогда как в областях тропического климата большие площади изверженных пород оказываются на большую глубину измененными до свободных окислов. В Гвинее (Горецкий и др., 1963) бокситы, сохраняющие структуру глинистых сланцев или нефелиновых сиенитов, состоят главным образом из гидроокислов железа и алюминия, а при низком содержании железа количество глинозема достигает 63%, т. е. порода состоит почти целиком из гиббсита.

Следует отметить, что изучение латеритного выветривания удобнее вести на примере кор субтропических областей, в которых легче наблюдать все стадии постепенного изменения исходных пород, тогда как в тропиках, по-видимому, приходится иногда довольствоваться конечным результатом процесса. Обогащенные глиноземом породы коры выветривания могут служить источником для механического перемещения их в соседние водоемы, где в дальнейшем образуются осадочные бокситы. Интересно отметить, что ни на Кавказе, ни в Северном Вьетнаме, мы не встречали ярко выраженного горизонта конкреций в верхней части профиля выветривания. Однако такие горизонты широко известны в ряде областей латеритного выветривания, например в Гвинее, Британской Гвиане, Австралии и др.

В областях, примыкающих к территории Вьетнама, в верхней части профиля выветривания порфиритов и базальтов В. П. Петров (1962) описал желваковый горизонт. Желваки боксита представляют собой псевдоморфозы по базальту и образуются за счет перераспределения глинозема в профиле выветривания.

Зона конкреций в верхней части разреза первичных бокситов Гвиней описана Ю. К. Горецким, К. Ф. Терентьевой и Ф. Г. Пасовой (1962). В разрезах бокситовой толщи, развитой на нефелиновых сиенитах или на глинистых сланцах, выше материнских пород залегает кристаллический гидрагиллитовый боксит с остаточной структурой исходной породы. В верхней его части развивается зона глиноземисто-железистых конкреций, а еще выше железистый каменистый боксит или «панцирь».

Внутри конкреций обычно наблюдаются обломки гидрагиллитовой породы, сохранившей реликты структуры нефелинового сиенита, иногда замещенные темно-бурыми гидроокислами железа. Последние часто имеют колломорфную структуру, образуют сгустки и цементируют конкреции. Ярко-желтый железистый гель еще интенсивнее развит в верхнем железистом панцире, где наблюдается местами микроолитовая структура. По данным химических анализов (табл. 2), породы всех зон профиля необычайно богаты глиноземом. Однако высокие концентрации этого компонента создаются уже при образовании кристаллического гидрагиллитового боксита, тогда как в вышележащей конкреционной зоне происходит не столько накопление, сколько перераспределение железа и алюминия, преимущественно в коллоидном состоянии (в виде гелей). Авторы работы о бокситах Гвиней специально отмечают тот факт, что колломорфные гелеподобные формы глинозема являются более поздними, чем кристаллические. Что касается трубчатого боксита или панциря, то он рассматривается как продукт сложных последующих преобразований первичного гидрагиллитового боксита, в частности аккумуляции железа. М. Гольдман (Goldman, 1955) описал конкреции в гидрагиллитовых бокситах Арканзаса, сохраняющих структуру исходной породы — нефелинового сиенита. Конкреции образуются за счет нарастания оболочек из тонкодисперсного глинозема вокруг гиббситизированных полевых шпатов.

Таблица 2

Химический состав пород коры выветривания нефелиновых сиенитов, Гвинея
(по данным Ю. К. Горецкого, К. Ф. Терентьевой, Ф. Г. Пасовой) (в вес. %)

Зоны	Породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	П. п. п.	Сумма
Железистый панцирь	Боксит трубчатый	1,40	55,78	9,40	1,28	29,20	97,04
	То же. Сильно железистый образец	4,84	38,42	28,80	0,72	23,76	96,54
Зона конкреций	Мелкоконкреционный боксит	3,92	44,20	24,00	1,00	24,98	98,10
Кристаллический гидрагиллитовый боксит	Пористый кристаллический боксит	0,72	58,82	8,20	1,71	30,44	99,89

В основной массе наблюдается развитие микроконкреций. Образование конкреционной структуры автор относит за счет дальнейших изменений гиббситизированной породы, а именно за счет выделения и перераспределения тонкодисперсного глинозема. Таким образом, в зоне конкреций процессы перераспределения железа и глинозема преобладают над их накоплением.

Итак, при латеритном выветривании, которое приводит к образованию высокоглиноземистых пород за счет выщелачивания наиболее растворимых компонентов, намечается две стадии: 1) стадия — изменение алюмосиликатов без нарушения размеров и формы исходных кристаллов и замещение их гиббситом; накопление окислов железа и титана; сохранение реликтовой структуры породы; 2) стадия — перераспределение окислов алюминия, железа и титана(?); образование зоны конкреций; структура породы конкреционная (бобовая, пизолитовая, оолитовая).

Ниже будут приведены данные, касающиеся формирования самого верхнего горизонта железистого панциря.

В большинстве случаев в описаниях кор выветривания тропических областей, начиная с классических латеритных профилей, изученных Г. Гаррасовичем (Harrassowitz, 1926) и С. Фоксом (Fox, 1932), самым верхним членом разреза является железистая корка. Это красно-буря сильно железистая порода, пронизанная извилистыми трубчатыми ходами, выполненными белой глиной.

Широко распространенные в тропических областях образования подобного рода имеют шлаковидное ячеистое строение и чаще всего именуются латеритами. В красно-бурой массе иногда различаются железистые и железисто-глиноземистые бобовины или целые пласты бобовин. Ниже залегают, как известно, пятнистые глины «зоны обогащения», под ними глиноподобные массы с остатками неизменной породы слагают так называемую «зону разложения», ниже которой находятся свежие породы.

Положение латеритов в верхней части профиля выветривания позволяет предположить, что они являются наиболее измененной зоной или конечным результатом развития профиля. Но всегда ли латериты (понимая под этим термином бурые сильно железистые поздраватые, ячеистые, трубчатые или шлаковидные породы, образующие твердый пласт, или панцирь) венчают хорошо развитый профиль выветривания? При полевых наблюдениях в Северном Вьетнаме нельзя не отме-

тить то обстоятельство, что железистые шлакоподобные латериты пространственно разобщены от глинистых кор выветривания.

Сильно выветрелые глинистые породы с остаточной структурой материнских пород распространены в холмистой части Северного Вьетнама и встречаются на абсолютных отметках 50—75 м над уровнем моря. В то же время железистые латериты образуются на равнине, уже в области, переходной к холмистой зоне (абсолютные отметки 20—25 м). В искусственных выемках или небольших карьерах в ряде случаев удавалось наблюдать породы, по которым образовались латериты. При этом выяснилось, что последние могут развиваться на породах, измененных в разной степени, иногда очень слабо.

В районе Вьет-Чи латериты слагают верхнюю часть профиля выветривания кристаллических сланцев и развиваются по довольно выветрелой породе, где наиболее измененные выветриванием участки, по данным микроскопии и термического анализа, имеют каолинитовый состав с примесью зерен кварца, а местами встречаются выщелоченные кристаллы граната (?), частично замещенные гиббситом. В районе Фу-Куи ячеистые шлакоподобные латериты образовались за счет изменения кварцевого алевролита, который состоял из обломков кварца, сцементированных глинистым, преимущественно каолинитовым материалом (данные термического анализа). Этот материал выполняет ячеи латерита, каркас его образуют гидроокислы железа, цементирующие обломки. Минералы железа представлены гетитом, гематитом, а также водными окислами, последние образуют коллоидные структуры и бобовинки и дают на кривых нагревания экзотермический эффект при 360°. На обесцвеченных участках встречаются сгустки алюмогеля (?).

Глинистая кора выветривания, в частности диабазов и порфириров, развитая в пределах холмистой территории, и железистые ноздреватые латериты равнин разобщены не только пространственно, но в ряде случаев и одновременно. Возраст коры выветривания на плиоцен-четвертичных базальтах — четвертичный. Латериты равнин обычно представляют собой еще более поздние образования и формируются с большой скоростью. Об этом свидетельствует также развитие их на делювии базальтов.

В. М. Фридланд (1962) приводит доказательства очень позднего, точнее современного образования латеритов. Ему приходилось наблюдать латериты в почве кофейных плантаций, деревья которых были посажены 28 лет назад, когда латеритов еще не было. В. М. Фридланд приводит примеры существования более древних латеритов, не связанных с современным уровнем грунтовых вод.

Эти немногие примеры показывают, что ноздреватые, шлакоподобные, ячеистые и трубчатые сильно железистые образования, называемые латеритом, могут развиваться как по сильно выветрелым породам (профиль Гаррасовича, коры выветривания Гвиней, описанные Ю. К. Горескиным и др.), так и по слабо выветрелым и просто молодым породам типа делювия. Следовательно, железистые латериты нельзя рассматривать как верхнюю зону единого профиля выветривания. Они образуются и обособленно, в результате других процессов. По отношению к латеритному профилю эти процессы являются более поздними, наложенными. Морфология, окраска и состав латеритов свидетельствуют о том, что существенным фактором их образования следует считать перераспределение железа. Р. Пендleton (Pendleton, 1941), например, писал, что латериты образуются вблизи от земной поверхности под влиянием грунтовых вод, уровень которых ежегодно колеблется. Эти колебания приводят к постепенному окислению же-

Таблица 3

Химический состав продуктов выветривания кварц-биотит-силлиманитового сланца, Северный Вьетнам
(в вес. %)

№ образца	Глубина, м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	N ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C	Сумма	Кварц
1	0,9	40,47	0,84	19,77	25,62	0,33	0,04	0,58	Нет	0,16	0,43	0,04	8,54	2,79	Нет	0,88	100,49	22,88
2	1,2	52,71	0,58	17,56	18,77	0,20	0,01	0,58	.	0,16	0,40	0,05	6,21	2,21	Нет	0,22	99,66	35,18
3	2,65	65,55	0,69	16,01	10,92	0,16	0,01	0,62	.	0,16	0,22	0,02	4,05	1,47	0,26	0,24	100,38	48,98
4	4,1	63,81	0,96	21,78	4,62	0,24	0,01	0,61	.	0,19	0,48	0,04	5,50	1,53	Нет	0,43	100,17	42,08
5	4,5	63,38	1,19	18,44	8,38	0,31	0,04	0,58	.	0,20	0,20	0,02	4,62	1,39	1,28	0,52	100,54	42,69
1а*	0,9	22,51	1,08	25,40	33,00	0,42	0,05	0,70	.	0,20	0,50	0,05	11,00	3,50	Нет	0,70	—	—
2а	1,2	27,17	0,80	27,20	29,10	0,30	0,015	0,80	.	0,20	0,60	0,07	9,60	3,40	0,50	0,30	—	—
3а	2,65	32,10	1,34	31,10	21,20	0,31	0,019	1,2	.	0,31	0,42	0,04	7,80	2,80	0,50	0,46	—	—
4а	4,1	37,37	1,60	37,40	7,95	0,41	0,017	1,05	.	0,27	0,82	0,07	9,40	2,63	Нет	0,74	—	—
5а	4,5	35,59	2,05	31,80	14,40	0,53	0,07	1,00	.	0,32	0,34	0,03	7,90	2,40	1,94	0,89	—	—

* Буквой а обозначены анализы тех же образцов, пересчитанные на бескварцевое вещество.

леза до трехвалентного. Его соединения осаждаются в подпочве, цементируя крупные зерна и более мелкие частицы.

В. М. Фридланд (1962), детально описавший латериты Северного Вьетнама и особенно их морфологию, также приходит к выводу о том, что эти специфические образования возникают в горизонте периодического увлажнения, вблизи от земной поверхности, причем процесс идет сверху вниз. При этом накапливается железо, являющееся цементом, образующим каркас ячеистого или «альвеолярного» латерита, и происходит «прогрессивное обезжелезивание» в полостях (ячеях) и ожелезнение каркасной части. Однако причины и механизм этого процесса автор не раскрывает. По его мнению, железа, содержащегося в подпочве и грунтовых водах, недостаточно для образования латерита, оно привносится боковыми токами из верхних частей склонов.

Мы проанализировали пять образцов из разреза коры выветривания кварц-биотит-силлиманитовых сланцев из района Вьет-Чи в Северном Вьетнаме (табл. 3). Под почвой (40—50 см) здесь залегает пласт железистого латерита мощностью 2—2,5 м, который представляет собой ноздреватую ячеистую породу и состоит из бурого железистого каркаса и желтой глинистой массы с зернами кварца, выполняющей ячеи (образцы 1, 2). Ниже железистые желваки и корки уже не образуют сплошного каркаса, но еще присутствуют в пятнистой глинистой породе с обломками кварца (обр. 3). Вниз по разрезу каркас исчезает, а более плотные участки в глинe сохраняют сланцеватую текстуру и сиренево-красную окраску выветрелых сланцев (образцы 4, 5).

Поскольку кристаллические сланцы, а следовательно, и продукты их выветривания содержат

до 50% кварца (обр. 3), химические анализы пришлось пересчитать, исключив кварц.

Как показывают данные табл. 3, некоторое накопление окислов железа и свободного глинозема (до 18,9%) происходит в продуктах выветривания сланца под ячеистым горизонтом (латеритом).

При этом кремнекислота каолинита присутствует в сравнительно небольших (35,6—37,4%) количествах. Глинозем в виде кристаллического гиббсита был обнаружен под микроскопом, о чем упоминалось выше. Окислы титана и железа присутствуют в количествах, вполне сопоставимых с их содержанием в продуктах выветривания других пород, например порфиринов (см. табл. 1). Напротив в верхней части профиля железистого латерита происходит заметное накопление окислов железа (до 33%), тогда как содержание Al_2O_3 не только не растет, но несколько уменьшается по сравнению с подстилающими породами. Таким образом, содержание окисного железа в кавернозном латерите рассматриваемого разреза вполне сопоставимо с количеством его в верхней части профиля выветривания порфиринов (см. табл. 1).

Следовательно, при образовании латерита в данном случае происходит сравнительно небольшой привнос железа. В то же время морфологические особенности латерита формируются в значительной степени за счет перераспределения железа, которое выносятся при образовании трубчатых извилистых полостей в соседние участки и цементирует рыхлую породу между трубками. При этом возникают коркообразные, желваковые, иногда бобовые скопления окисного железа. Сливаясь, они формируют железистый каркас латерита. То, что железо концентрируется в желваках и перегородках каркаса за счет перемещения из соседних участков, становится очевидным при сравнении химических анализов каркаса и вещества, выполняющего ячеи (табл. 4).

Такая же картина перераспределения железа наблюдается в верхнем железистом панцире латеритного про-

Таблица 4

Химический состав конкреций (каркаса) и рыхлой части кавернозного (альвеолярного) латерита, по В. М. Фридланду (1962)

(в вес. %)

Название породы	Гигроскопическая вода	Потери при прокаливании	SiO_2^*	SO_3	P_2O_5	Al_2O_3	Fe_2O_3	R_2O_3	CaO	MgO	MnO	K_2O	Na_2O	TiO_2	Сумма
Каркасная часть латерита	1,26	5,64	58,85	0,55	0,03	13,50	25,82	40,15	0,22	0,32	Сл.	0,23	0,05	0,80	100,37
Рыхлая масса, выполняющая ячеи	1,23	5,15	76,84	0,37	0,02	15,61	6,20	22,64	0,22	0,11	.	0,22	0,05	0,81	100,45

* SiO_2 в форме кварца не определялась.

филя Гвинеи. Количество Fe_2O_3 колеблется от 9,4% в осветленных участках до 28,8% в железистых. Характерно, что и здесь содержание Al_2O_3 и TiO_2 в железистом панцире не растет, а относительно уменьшается. Какие причины способствуют перемещению железа из одних участков в другие, соседние, и образованию сложного каркаса прихотливого рисунка? Основная причина — влияние корневой системы растений.

Органическое вещество разветвленных в породе корней восстанавливает железо до двухвалентного. Последнее перемещается в условиях восстановительной среды, т. е. в непосредственной близости от корневых отростков, но, попадая в соседние участки с окислительной обстановкой, осаждается в виде красно-бурых гидроокислов. Естественно, что железо может перемещаться, а следовательно, и перераспределяться на всю мощность корневой системы, т. е. на каждом отдельном участке оно может концентрироваться, перемещаясь сюда с относительно большой площади. Начальную стадию этого процесса можно наблюдать на Батумском побережье Кавказа, где широким распространением пользуются так называемые «зебровидные» глины. В этих четвертичных образованиях сохраняются корневые отростки, вокруг которых образуется как бы «рубашка обеления», а между ними сохраняется обычная для Батумских красноцветов красно-бурая или оранжевая окраска. Корневые отростки обычно располагаются параллельно, что и создает зебровидный узор, или прихотливо, и тогда «зебровидные глины» напоминают незатвердевший латерит. Содержание Fe_2O_3 в двух проанализированных образцах «зебровидных глин» колеблется от 9,4 до 15%. Эти породы, как и кавернозные латериты Северного Вьетнама, развиваются по породам, находящимся в разной степени изменения, и являются более поздними, наложенными на основной профиль выветривания.

В результате рассмотрения материалов по корам выветривания Батумского побережья Кавказа и других областей целесообразно еще раз подчеркнуть два положения.

1. Освобождение и накопление свободного глинозема происходит в результате развития профиля выветривания в условиях субтропического или тропического климата уже на той стадии процесса, когда еще сохраняется структура материнской породы. В стадии образования зоны конкреций преобладают процессы перераспределения вещества.

2. Железистый латерит, очень часто венчающий профиль выветривания, является более поздним наложенным образованием и возникает в результате перераспределения свободных окислов железа, а возможно, и выноса алюминия и титана (?). Этот горизонт является высокоглиноземистой породой только в том случае, если процесс, наложенный на основной профиль выветривания, не зашел слишком далеко.

Латеритно-осадочные бокситы

Месторождения древних латеритно-осадочных бокситов известны на восточном склоне Урала, в Казахстане и Западной Сибири. Они, как правило, приурочены к эффузивно-карбонатным или песчано-сланцево-карбонатным толщам палеозойского возраста, в которых удачно сочетаются карбонатные и алюмосиликатные породы в пределах одной голши. Такое сочетание создавало благоприятные условия для выветривания алюмосиликатных пород и процессов карстообразования. Очень часто глинистые и глиноподобные продукты выветривания слагают стенки или обнажаются на дне карстовых воронок. Последние

служили бассейнами, куда сносились в виде обломков продукты выветривания силикатных пород. Источник сноса, таким образом, в ряде случаев был максимально приближен к бассейнам накопления. По всей вероятности, карстовые воронки заполнялись постепенно, в процессе их образования. Разрезы через бокситовую толщу показывают, что в ряде случаев стенки воронок были почти вертикальными. Сложенные глинистыми породами, они не могли существовать в течение длительного времени, поэтому трудно предположить, чтобы карст был целиком дорудным.

Глинистые продукты разных зон коры выветривания порфириров и их туфов, а в других областях аркозовых песчаников, гранитов, гранит-порфириров и др. переотлагались в воронки механическим путем в виде обломков разной размерности. Об этом свидетельствуют обломочные структуры, наблюдаемые во всех разновидностях пород бокситоносной толщи. Среди пород, выполняющих карстовые воронки или карманы в коре выветривания, различаются следующие разновидности: глины смешанного состава, каолинитовые и глиноземисто-каолинитовые, бокситы углистые, глины бокситовые, бокситы глинистые, сухаристые и каменистые. Эти породы чередуются в разрезе и распределены чрезвычайно прихотливо, пятнисто, чаще всего они образуют гнезда и линзообразные тела. Иногда в разрезах бокситовых толщ намечается грубо двучленное деление, когда в нижней части разреза преобладают обломочные глины смешанного состава, а в верхней — бокситы, при подчиненном количестве глин. Однако граница между этими пачками весьма неопределенная. В центре карстовых воронок нижняя пачка часто совсем отсутствует, зато в краевых частях обычно преобладают обломочные глины. Для всех литологических разновидностей бокситовых пород характерны обломочные и бобово-обломочные структуры (Лисицына и Пастухова, 1963).

В строении боксита различается макроструктура породы в целом и микроструктура ее цемента. Макроструктура определяется размером, количеством и соотношением содержащихся в породе и видимых простым глазом обломков и бобовин. Микроструктура основной цементирующей массы видна только под микроскопом, она обуславливается соотношением первичного обломочного материала, переотложенного из коры выветривания, и вторичных новообразований в цементе, которые формировались за счет переработки вторичными процессами этого первичного материала.

Ниже рассматриваются основные признаки вторичных изменений, которые привели к бокситизации переотложенных в карстовые воронки обломочных продуктов выветривания. В зависимости от степени постседиментационной переработки обломочного материала в бокситовых породах наблюдаются разные сочетания первичных обломочных макро- и микроструктурных элементов со вторичными вновь образованными элементами, такими как аутигенные бобовины и микробобовины, прожилки и сгустки алюминогеля и т. д.

При последовательном рассмотрении структур бокситоносных пород от малоглиноземистых глинистых до высокоглиноземистых бокситов можно видеть, что происходит постепенное усложнение первичных обломочных структур всей породы в целом или цемента в структуры обломочно-бобовые и обломочно-микробобовые. Это позволило выделить генетически связанный ряд структурных типов от глин смешанного состава до каменистых бокситов.

Глины смешанного состава и каолинитовые имеют ярко выраженную первичную обломочную структуру алевролита, песчаника или брекчии (табл. II, фиг. 1). Вторичные новообразования в виде аути-

генных железистых бобовин-сгустков встречаются в них в минимальных количествах (не более 10%), а иногда отсутствуют вовсе. Состав обломочков глины соответствует породам разных зон коры выветривания. Характерными для глин являются безбобовые и редкобобово-обломочные структуры. Кроме того, в бокситовых глинах, глинистых и сухаристых бокситах наблюдается постепенное нарастание роли вторичных новообразований в микроструктурах цемента, которые развиваются на основе первичных обломочных структур.

Постепенное изменение обломочной микроструктуры начинается с преобразования ее в микробово-обломочную структуру цемента бокситовых глин и глинистых бокситов, затем в обломочно-микробовую, которая характерна для сухаристых и каменистых бокситов (см. табл. II, фиг. 2). Вокруг обломков наблюдается рост железистых и глиноземисто-железистых оболочек. Этот процесс усиления роли микробовых структур происходит параллельно с изменением химического состава бокситовых пород в сторону их обогащения глиноземом за счет выноса кремнезема. Благодаря этому процессу в бокситах наблюдаются пустоты от выщелачивания зерен кварца, иногда сохраняются частично выщелоченные зерна. Они, как правило, корродированы гиббситом, который сплошь и рядом замещает их целиком или выполняет в них трещинки. Помимо кварца замещаются глиноземом и другие зерна, чаще всего пакеты каолинита. Глинозем в виде гиббсита или в тонкодисперсной форме замещает также участки цемента. По нашим наблюдениям выщелачивание и замещение происходит одновременно или несколько раньше образования оболочек вокруг микрообломков. Своеобразна обломочно-бобовая макроструктура каменистых бокситов. В отличие от всех остальных типов бокситовых пород крупные бобовины здесь составляют от 40 до 80%. Это объясняется тем обстоятельством, что бобовины каменистых бокситов имеют несколько иное происхождение. Они принесены из верхней зоны коры выветривания и потому названы нами терригенными в отличие от аутигенных бобовин-сгустков, которые формируются в бокситовых глинах, глинистых и сухаристых бокситах. В каменистых бокситах, кроме целых терригенных бобовин, обычно присутствуют их обломки в количестве 20—30% от общего количества бобовин (см. табл. II, фиг. 3). По всей вероятности, источником терригенных бобовин и их обломков была самая верхняя зона латеритного профиля — зона железистых и железисто-глиноземистых конкреций.

При механическом переотложении материала коры выветривания в карстовые воронки и впадины переотлагались и обломки этих железистых оолитов и конкреций. При этом, скапливаясь в большом количестве в карстовых воронках в виде делювия коры выветривания, они в свою очередь играли в процессе бокситизации определенную роль, способствуя более интенсивному стягиванию железисто-глиноземистых гелей в определенные участки. В результате возникали мелкие конкреции (желваки) и крупные конкреционные тела каменистых бокситов. «Вмещающими» породами для них служат бокситовые глины, глинистые и сухаристые бокситы, в которых четко выраженные терригенные бобовины и их обломки встречаются в очень незначительном количестве.

Исследование микроструктур цемента каменистых бокситов показало, что они принципиально не отличаются от микроструктур бокситовых глин, глинистых и сухаристых бокситов. Здесь наблюдаются реликты той же первично-обломочной основы, на которой развиваются в процессе бокситизации новообразования — микробобовины, алюмогели и другие образования, т. е. возникают обломочно-микробо-

богие и микробобовые структуры. Причем в каменистых бокситах этот процесс вторичного перераспределения и «дозревания» обломочного материала до боксита достигает своей наивысшей точки. Здесь, кроме замещения элементов основной массы глиноземом и образования микробобовин вокруг обломков разного состава, наблюдаются выделения больших количеств ферриалюмогеля с коллоидной и метакolloидной структурой, который часто почти нацело замещает основную массу, а также частично и бобовины (см. табл. II, фиг. 4). Такие бокситы становятся каменистыми и, в сущности, представляют собой конкреции в более рыхлой вмещающей массе.

Таким образом, изучение структур латеритно-осадочных бокситов показало, что эти структуры по своему происхождению можно подразделить на три типа. Структуры первого типа — обломочные — являются первичными. В чистом виде они свойственны глинистым породам бокситоносной толщи, которые представляют собой переотложенный материал коры выветривания, почти незатронутый вторичными процессами.

Структуры второго типа характеризуются наличием как обломков, так и вновь возникших структурных элементов — микробобовин, сгустков гелей и т. д. Такие структурные элементы характерны для бокситовых глин и бокситов; возникают они в результате вторичного изменения переотложенного обломочного материала. И, наконец, структуры третьего типа — наложенные, это скопления и прожилки гелей различного состава, секущие и замещающие структуры как первого, так и второго типа. Структуры первого типа характеризуют специфику процесса накопления первичного материала, а структуры второго и третьего типов характерны для процессов образования бокситов из этого обломочного материала. На основе их изучения можно судить о решающей роли вторичных преобразований в формировании бокситов.

Состав обломков, поступивших в карстовые воронки, был пестрым. Так, в глинах смешанного состава, представляющих собой почти неизмененный вторичными процессами переотложенный материал разных зон коры выветривания, присутствуют обломки каолинитового состава, глиноземисто-железистых и каолиново-железистых пород, гидрослюдисто-каолининовых глин, кварца и т. д. Интересно отметить, что глиноземисто-железистые обломки обычно присутствуют в подчиненных количествах. В целом состав обломков весьма разнообразен и зависит от типа коры выветривания, питавшей бассейн бокситонакопления. Так, вблизи развития кор выветривания аркозовых песчаников бокситы содержат повышенное количество кварцевых зерен, а вблизи развития кор выветривания порфиритов встречаются обломки с реликтовой структурой порфирита, обогащенные акцессорными зернами ильменита, лейкоксенизированного ильменита и т. д.

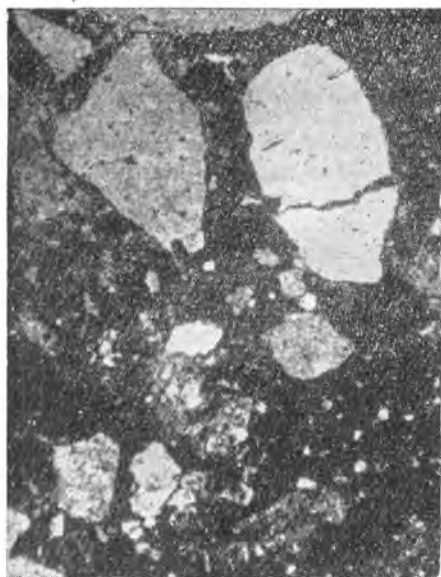
О связи бокситов с корой выветривания подстилающей толщи свидетельствуют соотношения TiO_2 и Al_2O_3 . На графиках видно, что кривые соотношений этих компонентов для бокситов и кор параллельны, т. е. сами отношения довольно постоянны (см. рисунок).

При этом в тех районах, где коры выветривания обогащены TiO_2 , бокситы также содержат TiO_2 в повышенных количествах (обе кривые смешаются вправо).

Как уже указывалось, преобразование обломочного материала заключалось не только в возникновении новых структурных элементов, но и в постепенном нарастании содержания Al_2O_3 и TiO_2 от глин смешанного состава к бокситам, происходившего параллельно уменьшению количества кремнезема, т. е. происходил процесс десиликации

ТАБЛИЦА II

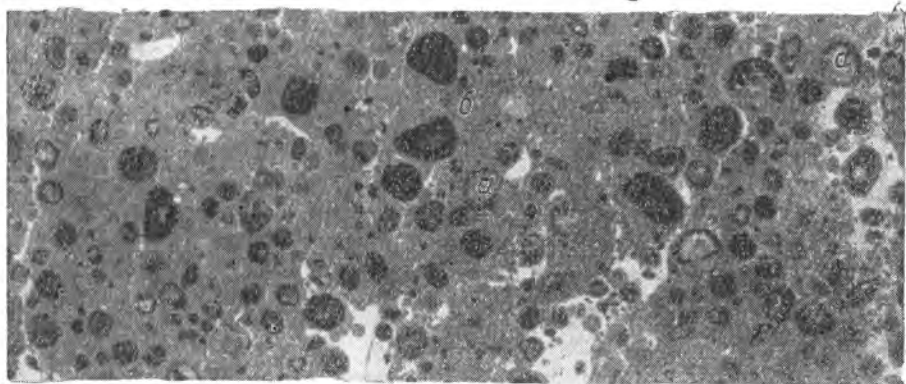
- Фиг. 1. Глина смешанного состава с обломочной (песчаниковидной) структурой. $\times 45$, при одном николе
- Фиг. 2. Сухаристый боксит с обломочно-микробобовой структурой цемента. Микробобовины образуются при нарастании глиноземистых оболочек вокруг обломков гематита (а), железисто-глиноземистых (б) и каолинитовых пород (в). $\times 45$, при одном николе
- Фиг. 3. Каменистый боксит с обломочно-бобовой макроструктурой. Наряду с округлыми бобовинами (а) наблюдаются их обломки (б). Нат. вел.
- Фиг. 4. Каменистый боксит с обломочно-бобовой макроструктурой и микробобово-обломочной структурой цемента (а). Цемент почти нацело замещен железисто-глиноземистым гелем с коллоидной структурой (б). $\times 10$, при одном николе



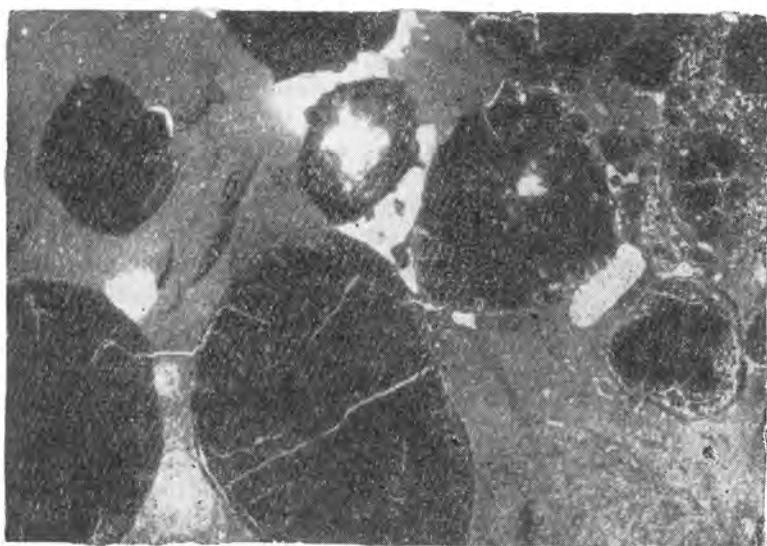
1



2



3



4

(табл. 5). Эти изменения мы рассматриваем как дальнейшее выветривание переотложенного в карстовые воронки материала коры выветривания. Г. И. Бушинский (1958₁), изучавший геосинклинальные бокситовые месторождения Урала, также отмечал, что латеритизация алюмосиликатов, начавшаяся в коре выветривания, продолжалась и в карстовых воронках.

Таблица 5

Содержание химических компонентов в различных типах пород латеритно-осадочных бокситов

Типы пород	Число образцов	Характеристика содержания	Содержание основных компонентов			
			Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	SiO ₂
Глины смешанного состава	28	Мин.	18,62	9,49	0,44	14,72
		Макс.	31,29	38,00	1,68	52,34
		Средн.	26,83	19,63	0,98	31,42
Каолинистые и глиноземисто-каолинистые глины	57	Мин.	12,22	2,18	0,66	15,74
		Макс.	37,11	34,64	1,98	47,49
		Средн.	30,50	16,62	1,26	32,35
Лигнитовые глины	8	Мин.	20,90	1,15	1,16	27,04
		Макс.	45,31	5,29	1,78	44,37
		Средн.	37,43	2,55	1,51	36,25
Бокситовые глины	45	Мин.	29,06	5,23	0,81	9,68
		Макс.	44,90	32,22	2,36	34,93
		Средн.	36,25	19,69	1,43	18,59
Бокситы глинистые	91	Мин.	33,90	6,46	1,00	3,12
		Макс.	48,47	29,02	2,54	19,20
		Средн.	41,73	19,45	1,65	11,51
Бокситы сухаристые	10	Мин.	38,03	8,71	0,92	2,78
		Макс.	48,57	28,80	2,07	12,78
		Средн.	43,06	19,88	1,58	7,17
Бокситы каменистые	39	Мин.	36,74	6,64	1,20	1,26
		Макс.	58,46	35,64	3,74	17,20
		Средн.	44,87	19,64	1,81	5,85

Можно считать, что этот процесс сходен с латеритизацией, в основе которой лежит дальнейший вынос кремнезема из наполовину «подготовленного» выветрелого материала коры выветривания. Освобождающиеся при этом глинозем, окислы железа и титана перераспределяются. Образование конкреций и выделение сгустков алюмогеля и ферриалюмогеля как раз и являются свидетельством такого перераспределения. Эти процессы, по-видимому, следует сопоставлять с перераспределением глинозема и окислов железа в зоне конкреций латеритного профиля (Гвинея, Арканзас и др.).

Смешанный состав исходных глин свидетельствует о том, что не только зрелая латеритная кора могла служить источником материала для бокситов. Процесс десиликации «дорабатывал» этот в различной степени «подготовленный» материал коры выветривания до высокоглиноземистой породы. Следует отметить ряд преимуществ этого про-

цесса перед выветриванием массивных неизмененных пород. Так, не считая частичной подготовки материала в коре выветривания, обломочные породы, выполняющие карстовые воронки, представляли собой рыхлую, легко проницаемую массу.

В карстовых воронках, кроме того, создавались условия, способствовавшие повышенной циркуляции вод. Более того, роль известняков, по всей вероятности, не исчерпывалась образованием в них глубоких карстовых воронок и пониженных участков в рельефе. Соседство с известняками, по-видимому, также оказывало большое влияние на степень растворения и выноса кремнезема.

Одной из особенностей строения бокситоносной толщи является пятнистое, крайне неравномерное распределение различных типов бокситовых пород в разрезе. Это напоминает пятнистое строение кор выветривания, в которых не всегда можно выделить горизонтально вытянутые зоны. Нечто подобное мы наблюдаем и в бокситовых толщах, где различные типы глин и бокситов представляют собой в различной степени вторично преобразованный материал коры выветривания, перетолженной в карстовые воронки.

Интересно отметить, что латеритно-осадочные бокситы образовывались не только в условиях тропического климата, но и в субтропиках. Состав растительности, определенной различными авторами по данным спорово-пыльцевого анализа, свидетельствует о субтропических, а временами и умеренно-влажных климатических условиях, с преобладанием листопадных форм. Это объясняется, вероятно, рядом благоприятных условий, на которых мы уже останавливались выше, таких, как предварительная подготовка материала в коре выветривания, гидрогеологические условия карста и т. д. Все это способствовало дальнейшей переработке материала и «дозреванию» его до высококачественных бокситов.

Заключение

1. Среди платформенных бокситов, современных и древних, в настоящее время известны два генетические типа: бокситы элювиальные, или латеритные и бокситы латеритно-осадочные, образовавшиеся за счет размыта и перетолжения латеритных кор выветривания.

2. Латеритные высокоглиноземистые образования, которые изучались нами на Батумском побережье Кавказа и в Северном Вьетнаме, образуются при выветривании алюмосиликатных пород, в частности, основного состава. В этом процессе могут быть намечены две стадии: 1) стадия хлорит-галлуазитовых (метagalлуазитовых) глин с примесью каолинита, монтмориллонита, гиббсита и 2) стадия галлуазитовых глин, участками замещенных гиббситом. При этом каждый из породообразующих минералов изменяется независимо от других и часто одновременно. Для темноцветных намечается следующий ряд изменений: авгит $\rightarrow$ хлорит (гидрохлорит) $\rightarrow$ (монтмориллонит) $\rightarrow$ галлуазит (каолинит) $\rightarrow$ гиббсит.

Для основных плагиоклазов: лабрадор $\rightarrow$ галлуазит (каолинит) $\rightarrow$ гиббсит.

В результате этого процесса происходит концентрация свободного глинозема и образование высокоглиноземистых пород, сохраняющих реликтовую структуру исходной породы.

Железисто-глиноземистые конкреции, наблюдаемые в верхней части латеритного профиля тропических областей, образуются главным образом за счет перераспределения уже накопленных окислов алюминия и железа, и преобразуют реликтовую структуру первичной породы в конкреционную.

3. Бурые ноздреватые или трубчатые железистые породы (железистый панцирь или латерит), часто венчающие латеритный профиль тропических областей, образуются также и по слабо выветрелым породам. Их следует рассматривать как более позднее наложенное образование.

4. Латеритно-осадочные бокситы образуются в областях развития карста и кор выветривания за счет их размыва и переотложения в карстовые и эрозионно-карстовые воронки. Переотложенный обломочный материал подвергается дальнейшей десилификации и обогащается глиноземом. Конкреционные структуры возникают в нем на основе обломочных структур за счет перераспределения окислов алюминия, железа и титана, также как и в латеритном процессе.

5. Латеритно-осадочные бокситы могут возникать не только в тропических, но и в субтропических областях за счет благоприятной обстановки для «доработки» рыхлого, частично обогащенного глиноземом материала кор выветривания, переотложенного в обводненные карстовые воронки.

N. A. LISITZINA AND M. V. PASTUKHOVA TO THE PROBLEM OF THE GENESIS OF LATERITIC AND LATERITIC-SEDIMENTARY BAUXITES

Recent and old platform bauxites are divided into two types: eluvial or lateritic bauxites and lateritic-sedimentary bauxites, which were formed at the expense of a washout and redeposition of lateritic crusts of weathering.

High-alumina laterites of the Caucasus (Batumi Coast) and laterites of Northern Viet-Nam are formed by the weathering of aluminosilicate rocks, especially of a basic composition.

We distinguish two stages of the process. The first stage is the formation of chlorite-halloysite (metahalloysite) clays with an admixture of kaolinite, montmorillonite and gibbsite. The second stage is the formation of halloysite clays, replaced in some points by gibbsite. During this process each of the rock-forming minerals changes independently from the others and often at a different time. The following series of alterations is outlined for dark-coloured minerals: augite → chlorite (hydrochlorite) → (montmorillonite) → halloysite (kaolinite) → gibbsite.

Basic plagioclases alter this way: labradore → halloysite (kaolinite) → gibbsite.

As a result of this process there is a concentration of free alumina and the formation of highalumina rocks, which preserve a relict structure of the original rock. Ferruginous-aluminous concretions recorded in the upper part of the laterite profile in tropical regions are formed mainly at the expense of a redistribution of already accumulated aluminium and ferrum oxides. They alter the relict structure of the primary rock into a concretionary structure.

Brown ferruginous rocks with a vesicular or tubular structures (the ironstone crust or laterite), often crowning tropical lateritic profiles, are formed on poorly weathered rocks as well. They should be regarded as a later superimposed formation.

Lateritic-sedimentary bauxites are formed in areas with a wide development of karst cavities and weathering crusts, by their erosion and redeposition in these karst cavities and suffosion-sink holes.

This redeposited detrital material is subjected to a further desilication and enrichment by alumina. Concretionary structures originate on the basis of detrital structures at the expense of a redistribution of aluminium, iron and titanium oxides as well as in the laterite process.

The lateritic-sedimentary bauxites can be formed not only under tropical conditions, but also in subtropical areas at the expense of favourable conditions for a transformation of the loose weathering material partly enriched by alumina and redeposited into inundated sink holes.

ЛИТЕРАТУРА

Бушинский Г. И. Об условиях образования бокситов и о закономерностях размещения бокситовых месторождений. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. I. Изд. АН СССР, М., 1958.

Бушинский Г. И. Теория А. Д. Архангельского о генезисе бокситов в свете современных данных. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР, М., 1958.

Гинзбург И. И., Наждакова Г. Э., Никитина А. П. Современное и древнее латеритное выветривание. В кн.: «Кора выветривания», вып. 4. Изд. АН СССР, М., 1962.

Горецкий Ю. К., Терентьева К. Ф., Пасова Ф. Г. О бокситах некоторых месторождений Гвинейской республики. «Минеральное сырье», вып. 7. Госгеолтехиздат, 1963.

Лисицына Н. А., Пастухова М. В. Структурные типы мезо-кайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 95, 1963.

Петров В. П. О минеральном составе и о генезисе бокситов. «Геология рудных м-ний», № 4, 1962.

Фридланд В. М. О латеритах Северного Вьетнама. В кн.: «Кора выветривания», вып. 4. Изд. АН СССР, М., 1962.

Abbot A. T. Occurrence of gibbsite on the Island of Kauai, Hawaiian Islands. Econ. Geol., 53, 1958.

Allen V. T. Formation of bauxite from basaltic rocks of Oregon. Econ. Geol., 43, 1948.

Allen V. T. Petrographic relations in some typical bauxite and diasporite deposits. Bull. Geol. Soc. Amer., 63, 1952.

Fox C. Bauxite and aluminous laterite. London, 1932.

Goldman M. I. Petrography of bauxite surrounding a core of kaolinized nepheline syenite in Arkansas. Econ. Geol., 50, 1955.

Harrassowitz H. Laterit. Berlin, 1926.

Kersen van J. F. Bauxite deposits in Surinam and Demerara (British Guiana). Leidse geol. Mededeel., Deel. 21, Afd. 1, 1956.

Pendleton R. L. Laterite and its structural uses in Thailand and Cambodia. Geogr. Rev., 31, N 2, 1941.

Л. П. КОННОВ

ЛАТЕРИТЫ И ЛАТЕРИТНО-ОСАДОЧНЫЕ БОКСИТЫ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Бокситы в Средней Азии давно известны среди отложений каменноугольной, триасовой, юрской и меловой(?) систем (Пейве, 1937; Викулова, 1948; Коннов, 1958). Позднее найдены и предварительно изучены древние коры выветривания. Исследование их позволило получить более достоверные сведения об источнике свободного глинозема для бокситов.

Основные типы кор выветривания и условия их образования

Древние коры выветривания на территории Средней Азии зафиксированы более чем в 35 пунктах. Наиболее значительные накопления продуктов выветривания встречены в Гиссарском хребте (Байсунтау, Сурдантау, Кугитангтау, Чак-Чар, Яккабагские возвышенности, Мечетли), в Зирабулак-Зиаэтинских горах, на палеозойских холмах в пустыне Кызылкумы, в Ангренской депрессии и др.) (рис. 1).

По минеральному составу можно выделить два основных типа выветривания: каолинитовый и латеритный.

Каолинитовый тип выветривания развит на значительных площадях. Он встречен в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, в Зирабулак-Зиаэтинских горах (Карнабский район), в бассейне р. Ангрена, в Кураминском хребте и Северной Фергане (Шайдан, Гава, Ташкумыр) и на восточном побережье Каспийского моря (Туаркыр). Наиболее полная кора выветривания развита на эффузивах и гранитоидах, где мощность ее достигает 50—100 м. На известняках мощность ее равна 5—10 м, на сланцах 25—50 м.

В качестве примера рассмотрим процессы образования доверхне-триасовой коры выветривания на Кайракском бокситовом месторождении (Гиссарский хребет, горы Байсунтау) и меловой коры выветривания в Северной Фергане (северо-восточная часть Кураминского хребта).

В основании верхнетриасовых осадков гор Байсунтау залегают выветрелые, местами рыхлые, красноцветные породы, представляющие собой кору выветривания верхнепалеозойских эффузивов. Эта кора прослеживается по юго-восточному склону гор Байсунтау.

Мощность коры выветривания в естественных обнажениях не превышает 50 м и зависит главным образом от сохранности ее от размыва. Возможно, что первоначальная ее мощность была гораздо больше. Верхним пределом возраста коры выветривания служит залегание на ней верхнетриасовых осадков. Можно предполагать, что процессы выветривания охватили значительный промежуток времени, возможно весь нижний триас.

Породы коры выветривания сохраняют в основном структуру материнской породы. Состав и окраска их в значительной степени изменяются. Верхнепалеозойские породы вблизи контакта с мезозоем представлены преимущественно порфиритами с преобладанием андезитовых порфиритов и их туфов. Продукты выветривания глинистые, красного или бордово-красного цвета, содержат мелкие белые и зеленоватые порфировидные выделения полевых шпатов.

Микроскопическое изучение многих образцов по профилю коры выветривания вскрывает последовательность превращения минералов.



Рис. 1. Схема расположения древних кор выветривания и некоторых месторождений Средней Азии

1 — месторождения бокситов; 2 — месторождения каолиновых глин; 3 — участки с выходами кор выветривания. Районы распространения кор выветривания: I — Гиссарский, II — Зеравшанский, III — Южно-Ферганский, IV — Северо-Ферганский, V — Пскем-Угамский, VI — Ангренский, VII — Зирабулак-Зназддинский, VIII — Туаркырский. Месторождения: 1 — Кайракское, 2 — Кундаджузское, 3 — Джалаирское, 4 — Ворухское, 5 — Майлисуиское, 6 — Кансайское, 7 — Ангренское (каолиновые породы), 8 — Шараксайское (корунд и боксит), 9 — Карнабское (каолиновые породы)

Под микроскопом были изучены образцы измененных каолинизированных порфиритов, взятых из коры выветривания вблизи контакта с отложениями мезозоя. Для этих пород характерны порфиробласты в темно-бурой основной массе и бесцветные таблитчатые включения различной величины, чаще около 0,1 мм. Часто наблюдается сетка гидроокислов железа, в петлях которой содержится глинистое вещество. В некоторых шлифах видны реликты первоначальной структуры с лейстами и порфиробластами измененного плагиоклаза.

Вкрапленники таблитчатой формы относятся к каолинизированным плагиоклазам, а миндалины заполнены зеленовато-желтым халцедоном. В миндалинах наблюдается концентрическая слоистость, обусловленная структурой халцедона внутри криптокристаллической, а по периферии — лучистой. Халцедон имеет зеленоватые и желтоватые оттенки.

Иногда наблюдается более сильная силицификация породы, выраженная в захвате халцедоном более крупных участков. Эти участки имеют криптокристаллическое строение и оконтурены лучистым халцедоном. Очень редко встречаются зональные плагиоклазы.

Химические анализы показывают, что в коре выветривания снизу вверх количество кремнезема, щелочей и щелочных земель уменьшается, а количество глинозема и окислов железа резко возрастает (табл. 1).

Таблица 1

Химический состав порфирита и продуктов его выветривания,
Кайракское месторождение
(в вес. %)

Зона	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (валовое)	FeO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	П.п.п.	Сумма	SiO ₂ :Al ₂ O ₃
Глинистая зона	33,32	1,90	30,01	20,09	5,83	0,30	0,78	—	—	14,00	100,40	1,11
То же	37,46	1,65	30,99	14,86	2,88	0,60	1,00	0,07	0,06	14,06	100,75	1,20
Дресвяная зона	41,16	1,10	17,17	9,43	3,25	0,70	12,09	—	—	12,92	94,57	2,39
Свежий порфирит	45,78	1,10	6,07	10,32	4,00	1,60	7,48	3,07	1,73	12,28	100,24	7,54

Накопление полуторных окислов вверх указывает на латеритный характер выветривания. К настоящему времени полного латеритного профиля не сохранилось, однако направление процесса выветривания в таких породах проявляется вполне отчетливо.

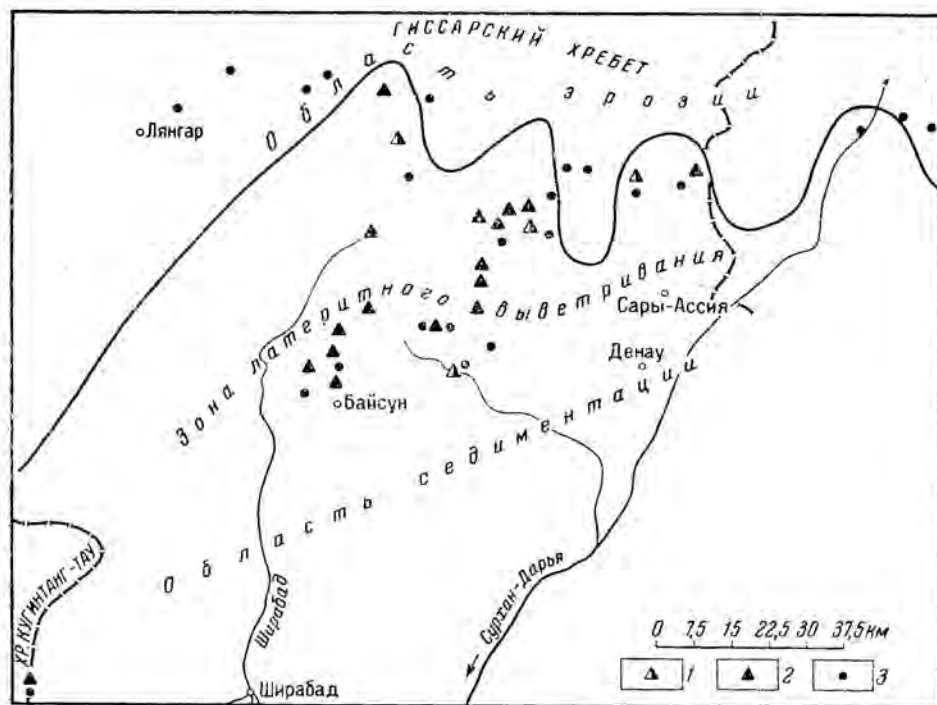


Рис. 2. Схема расположения доверхнетриасовой зоны латеритного выветривания в Гиссарском хребте

Рудопроявления: 1 — остаточные латериты; 2 — латеритно-осадочные бокситы; 3 — бурый и каменный уголь

По данным спектральных анализов кора выветривания Байсунтау обогащена церием и другими редкими землями.

Меловая и предмеловая кора выветривания имеет широкое площадное распространение в Северной Фергане (Верзилин, 1962; Кипарисова и Курбатов, 1952). Здесь на правобережье Сыр-Дарьи (Шай-

дан, Гава и др.) меловые отложения залегают обычно стратиграфически несогласно на палеозойских эффузивах или пирокластических породах и сланцах, которые несут отчетливые следы выветривания или хорошо развитую кору выветривания мелового (альбскую, досеноманскую, дотуронскую, досенонскую) и предмелового возраста. Мощность ее не превышает 10 м.

Наибольший интерес представляет каолинитовый тип выветривания, который лучше всего выражен на эффузивных породах и имеет обычно следующий вид. В обнажениях, расположенных между Гавой и Варзыком, эффузивы начинают нести следы выветривания по направлению к контакту с меловыми породами (около 10 м); в кровле они постепенно сменяются слоем ярко-желтой глиноподобной массы мощностью около 0,5 м, в верхней части которого прослеживается железистый прослой в 2—3 см. Выше залегают меловые глины.

Химические и термические анализы неизмененных и выветрелых палеозойских пород по профилю коры выветривания указывают на интенсивный вынос щелочей, щелочных земель и других компонентов. Тип выветривания здесь близок к латеритному; выветривание могло происходить лишь в условиях теплого влажного климата, близкого к субтропическому в юрское время (Сикстель, 1954).

На Ангренском буроугольном месторождении (Петров и Рубанов, 1960; Семашева, 1959) мощность каолинизированных пород колеблется от 10 до 70 м, достигая местами 100 м. Здесь каолинитовые глины генетически связаны с угольными залежами.

Латеритный тип выветривания менее распространен, чем каолинитовый и встречается только в некоторых пунктах Гиссарского хребта и в Северной Фергане. Он развит преимущественно на основных эффузивах (порфириды и их туфы), а также на метаморфизованных сланцах. В Гиссарском хребте (рис. 2) выветривание в конечной стадии привело к накоплению свободных гидроокисей алюминия и железа в верхних частях коры выветривания и сопровождалось образованием желваков латеритов.

Наиболее интересные разрезы латеритной коры выветривания наблюдались в районе бокситового месторождения Кундаджуаз, а также в непосредственной близости от него (Коннов, 1956, 1957_{1,2}).

Профиль коры выветривания

Несмотря на разнообразие палеозойских пород коры их выветривания по минеральному составу имеют много общего и в вертикальном направлении характеризуются зональным строением.

Кора выветривания основных эффузивов сложена каолинизированными породами. Нижняя часть ее щебневатая, выше рыхлая, землистая, каолиновая, со структурой материнской породы, а сверху красноцветная, местами с латеритовыми породами. Последние представлены аллитом, сиаллитом или ферриаллитом.

На метаморфических сланцах нижняя часть коры выветривания представлена щебнисто-глинистыми образованиями, сменяющимися вверх по разрезу красноцветными глинистыми и железорудными накоплениями, местами с линзовидными залежами аллитов.

Нижняя часть разреза залежи бокситовых пород Кундаджуазского месторождения приурочена к верхней зоне красноцветной коры выветривания, развитой на каменноугольных осадочных и эффузивных породах. Имеется постепенный переход выветрелых пород палеозоя к бокситовым породам (рис. 3). Это подтверждается химическими анализами и местами наличием в них остатков порфировой структуры.

Верхняя часть разреза представлена черной слоистой бокситовой породой и, несомненно, является перемытой и переотложенной. В ней содержится примесь органического вещества и пирита. Это свидетельствует о ряде этапов формирования данного месторождения.

Различаются две фации бокситовых пород, образовавшихся *in situ* в результате древнего латеритного выветривания палеозойских пород.

Первая фация выветривания, развитая на сланцевой толще, представлена бокситом-латеритом, а также высококремнеземистыми бокситовыми породами — аллитом и сналлитом.

Вторая фация выветривания, развитая на эффузивных породах спилито-диабазовой серии (порфириды, диабазы, туфы и др.), пред-

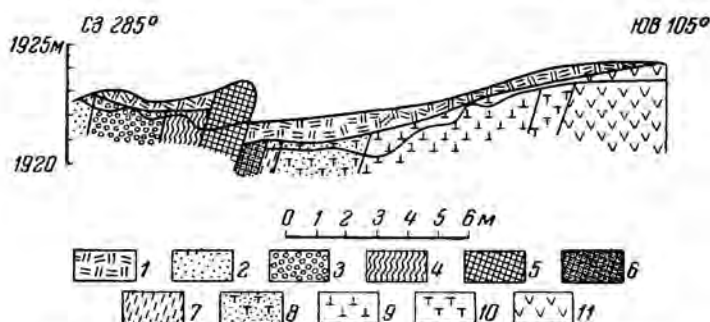


Рис. 3. Разрез северо-восточной части Кундаджуазского месторождения бокситов

1 — делювий; 2 — песчанник (J_1); 3 — конгломерат кварцевый (J_1); 4 — сланец глинистый (J_1); 5 — боксит красно-бурый; 6 — сналлит бордовый и темно-красный; 7 — феррисналлит коричнево-красный; 8 — измененная туфогенная порода ($C, v+n$); 9 — измененный туфогенный песчанник ($C, v+n$); 10 — туфогенный песчанник ($C, v+n$); 11 — спилит темно-зеленый ($C, v+n$)

ставлена сналлитами, ферриаллитами и железистыми бокситами.

Общая мощность коры выветривания 10—15 м; возраст ее предположительно определяется нами как верхнетриасовый. Ее покрывают нижнеюрские песчаники, углистые сланцы и угли.

Данные табл. 2 указывают, что по направлению к коренным породам постепенно увеличивается содержание кремнезема, окиси магния и щелочей и соответственно уменьшается количество глинозема, окислов железа и двуокиси титана, а также потери при прокаливании. Это с достаточной очевидностью указывает на наличие здесь зон разложения и обогащения, т. е. латеритного профиля. Последний наблюдается как на эффузивных породах, так и на глинистых сланцах.

Наряду с корой выветривания на территории Средней Азии обнаружены и переотложенные продукты. Они представлены делювиальными и пролювиальными брекчиями, речными и озерными бокситоносными осадками. Эти породы, как и кора выветривания, в большинстве случаев залегают на контакте палеозоя с мезозоем. Мощность этих накоплений незначительная и измеряется первыми десятками метров.

Присутствие древней коры выветривания в Средней Азии свидетельствует о том, что все основные формы рельефа были образованы еще в домезозойское время. К началу мезозоя территория отдельных районов Средней Азии уже имела сравнительно сглаженную поверхность в виде невысоко поднятого пенеплена, слегка расчлененного. Над этой выровненной поверхностью лишь кое-где возвышались небольшие горные массивы. При благоприятной климатической обста-

новке здесь возникали условия, приводящие к образованию латеритов и латеритно-осадочных бокситов.

О климате, существовавшем в период континентального режима, можно составить представление по минералогическому составу коры выветривания, а также на основании изучения распределения флоры, фауны и горных пород (Страхов, 1960; Сикстель, 1954, 1960).

В Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области в течение карбона сохранился морской бассейн с наибольшим количеством островов, на поверхности которых шли процессы выветривания латеритного характера. Вдоль морского берега возникали делювиальные месторождения бокситов и отчасти железных руд (Алайский, Туркестанский и Нуратинский хребты, а также холмы в Центральных Кызылкумах).

Тропический климат триаса доказывается присутствующей в южных предгорьях Гиссарского хребта дорэтской латеритной корой выветривания, а в пределах последней — мелкими месторождениями бокситов, которые с размывом покрываются отложениями лейаса. Большая часть коры выветривания здесь, возможно, была уничтожена в течение нижней юры.

В юрский период господствовал субтропический климат, что подтверждается угленосными осадками и содержащейся в них флорой.

В начале нижнего мела, также в условиях тропического климата, в Среднем и Южном Тянь-Шане происходили процессы

Таблица 2

Химический состав коры выветривания порфиров и сланцев, Кунладжуаз

(в вес. %)

Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (валовое)	FeO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	П. н. п.	Сумма	SiO ₂ :Al ₂ O ₃
Кора выветривания порфирита												
Сланец коричнево-серый	41,92	1,93	37,62	3,15	—	0,40	0,50	—	—	12,20	97,72	1,11
Глубоко измененная порода буровато-красная	39,72	—	32,87	13,03	—	0,70	0,37	—	—	10,52	97,21	1,20
Порфирит бордово-красный	57,88	1,26	24,66	9,80	—	—	—	—	—	6,88	99,76	2,34
Кора выветривания метаморфических сланцев												
Боксит коричнево-красный	5,12	2,85	54,50	11,69	7,92	0,80	0,84	0,45	—	14,80	100,77	0,09
Сильно измененная бордово-красная порода	44,76	1,25	33,04	8,40	1,80	0,50	0,54	—	—	7,76	98,06	1,35
Слабо измененная пестроцветная порода	56,88	1,26	20,24	7,20	—	1,20	0,28	—	—	6,40	93,46	2,81
Сланец глинистый черный	59,32	0,84	20,00	1,5	3,40	2,10	0,88	5,00	1,16	6,80	100,99	2,46

выветривания и накапливалась латеритная кора выветривания на палеозойских массивах. Нижние горизонты этой коры сохранились от размыва лишь местами и представлены каолининовыми породами.

Таким образом, Урало-Тяньшаньская геосинклинальная область в течение карбона, триаса, юры и мела находилась в пределах зоны тропиков и субтропиков. Процессы выветривания протекали по латеритному типу и вызывали образование латеритной коры выветривания. Вместе с нею возникали месторождения и рудопроявления латеритов и латеритно-осадочных бокситов — Хауз, Уаринский мост, Янгоклык, частично Кундаджуаз и др.

Бокситоносные районы

Бокситы, иногда в сочетании с остаточными латеритами с высоким содержанием алюминия, встречаются главным образом в четырех районах Средней Азии — хребты Гиссарский, Зеравшанский, Чаткальский и Алай-Туркестано-Нуратинский, включая останцы палеозойских пород в пустыне Кызылкумы.

Бокситовые месторождения и проявления объединяются в две группы: среднекаменноугольные и мезозойские.

Среднекаменноугольные месторождения боксита имеют ограниченное распространение. Они располагаются полосой по простиранию герцинской складчатости в субширотном направлении на протяжении около 900 км (с перерывами). Наиболее интересны бокситы северных склонов Алайского и Туркестанского хребтов, где они представлены пластовыми и линзообразными залежами среди известняков (на границе C_1 — C_2). Химический анализ боксита следующий (в вес. %): SiO_2 6,99; TiO_2 3,12; Al_2O_3 66,62; Fe_2O_3 11,72; FeO 0,53; CaO 0,74; п. п. п. 13,44.

Небольшие залежи метаморфизованного боксита, связанные с мраморами палеозоя, расположены в Нуратинском хребте и представлены мелкими гнездами и линзами наждачных пород. Одно рудопроявление боксита обнаружено среди известняков карбона в пустыне Кызылкумы (Центральные Кызылкумские возвышенности — Букантау и др.).

В минеральном составе бокситов преобладают моногидраты глинозема (диаспор, бёмит), а в зонах термального метаморфизма — корунд.

Мезозойские месторождения распространены значительно шире, чем палеозойские (Коннов, 1958; Гипп, 1959).

Средняя Азия характеризуется развитием преимущественно верхнетриасовых бокситов, большинство месторождений которых расположено в пределах юго-западных отрогов Гиссарского хребта (горы Байсунтау, Сурхантау, Мечатли и др.). Бокситы связаны с пестроцветной формацией, состоящей из переотложенных продуктов коры выветривания раннемезозойского возраста (Коннов, 1958). Менее распространены верхнетриасовые бокситы в Зеравшанском хребте, в районе Туаркыра в пределах возвышенностей Кызыл-Кия и т. д.

Практически интересные бокситовые месторождения сосредоточены в горах Байсунтау и Мечатли. Это пластообразные залежи бокситов, сопровождающиеся бокситовыми породами. Характерна парагенетическая, а иногда и генетическая связь бокситов с продуктами коры выветривания палеозойских пород. Химический анализ боксита следующий (в вес. %): SiO_2 8,80; TiO_2 4,57; Fe_2O_3 3,17; FeO 18,36; CaO 0,96; MgO 0,36; п. п. п. 10,10.

Немногочисленные здесь и в районе Ташкумыра и Майлису месторождения бокситов относятся к нижней юре. Еще менее распростра-

ненные в Чаткальском хребте рудопроявления бокситов, возможно, являются нижнемеловыми.

Для мезозойских месторождений также характерен моногидратный состав минералов глинозема (диаспор, бёмит). Лишь в одном случае (Кансай) бокситы сложены гиббситом.

Мезозойское бокситовое оруденение связано главным образом с песчано-глинистыми континентальными осадками, имеет более сложное строение рудных тел, чем палеозойское оруденение и приурочено к платформенным областям. Палеозойское же бокситовое оруденение связывается с геосинклинальными областями и приурочено исключительно к прибрежным карбонатным осадкам. Районы распространения палеозойских и мезозойских бокситов разные.

Генетические типы бокситовых месторождений

Схема генетической классификации экзогенных и метаморфизованных бокситовых месторождений Средней Азии приводится в табл. 3. В этой схеме выделены четыре генетические группы и восемь генетических типов.

В группе латеритных бокситовых месторождений выделяется только один тип — элювиальный. Бокситы генетически и пространственно связаны с корой выветривания палеозойских бескварцевых или малокварцевых горных пород. Они имеют постепенный переход от свежей породы в выветрелую, а затем в боксит-латерит, залегающий непосредственно в верхней части коры выветривания. Последняя образуется на более или менее выровненных поверхностях плато и водоразделов и т. д. В качестве примера можно назвать месторождение Янгоклык (Викулова, 1948), отчасти Кундаджуаз (Коннов, 1957₁), Уаринский Мост и др. Месторождения сравнительно редки и незначительны по размерам.

В осадочных континентальных бокситовых месторождениях залежи приурочены к песчано-глинистым отложениям верхнетриасового, нижнеюрского и, возможно, нижнемелового возраста. В этой группе, в свою очередь, можно выделить несколько генетических типов: делювиальный, пролювиальный, долинный (речной), карстовый, озерный и озерно-болотный.

Делювиальные бокситы представлены в основном бокситовой брекчией, встречены только в одном месторождении Каракиясай в Южной Фергане.

Пролувиальный тип возникает при временных потоках (рек, селей и т. д.) в пределах устьевых частей мелких рек, логов и у подножий гор. Отложения представляют собой конусы выноса или шлейфы подножий гор. Они состоят из терригенной брекчии с обломками боксита. Примером может служить верхняя часть разреза одного из участков бокситового месторождения Кайрак.

Долинный или речной тип образуется в пределах речных долин и отрогов в процессе переноса выветрелого материала текучей водой. При этом процессе возникают аллювиальные отложения с линзами пестроцветных аллитов, реже бокситов. Представителями долинного типа являются небольшие рудопроявления Гуматак, Шатут, Аксу, Чульбаир и др.

Карстовый тип бокситовых месторождений образуется во впадинах на закарстованной поверхности палеозойских известняков. Представителем карстового типа является месторождение Кштут, отчасти Каракиясай, Майлису, и Кансай.

Схема классификации бокситовых

Генетические подразделения месторождений			Вмещающие породы	Типы руд по преобладающему минералогическому составу
Группы	Типы	Подтипы		
Латеритная, остаточная	Элювиальный	Возникший на месте коренного источника	Кора выветривания основных эффузивных и других пород палеозойского возраста	Диаспоровый с примесью каолинита
Осадочная континентальная (платформенная)	Делювиальный	Возникший в карстовых воронках и на пологих склонах	Песчано-глинистые породы. В подошве залежей известняки верхнего силура	Диаспоровый с примесью бёмита
	Пролувиальный	Конусы выноса мелких речек и селевых потоков. Шлейфы подножий гор	Песчано-глинистые породы верхнего триаса	То же
	Долинный (крупных и мелких рек)	Русловой и пойменный долинный	Песчано-глинистые породы верхнего триаса или нижнего мела (?)	Каолинит-диаспоровый, иногда гидраргиллитовый
	Карстовый	Карстово-котловинный	Покрывающие породы отсутствуют. В подошве залежей известняки девона с карстовыми воронками	Бёмитовый с примесью диаспора
	Озерный и озерно-болотный	Береговой (озерный). На известняках и сланцах палеозоя. На древней коре выветривания	Песчано-глинистые породы, иногда содержащие угли. В подошве залежей пестроцветная кора выветривания эффузивов; иногда известняки верхнего силура	Диаспоро-хлоритовый или диаспоровый с примесью бёмита и каолинита
Осадочная морская (геосинклинальная)	Прибрежно-морской	Прибрежно-морской	Известняки нижнего и среднего карбона; реже в подошве бокситов залегают более древние осадки	Диаспоро-бёмитовый с примесью каолинита, частично шамотита
Осадочная морская, метаморфизованная	Первично-осадочный, метаморфизованный	То же	Известняки среднего карбона и мраморы верхнего силура (?)	Кальцит-корундовый, железисто-корундовый, маргарито-корундовый

Озерный или озерно-болотный типы образуются по периферии мелких озерных впадин или на окраинах долинообразных депрессий. Среди месторождений выделяются два подтипа, отличающихся по минеральному составу и характеру вмещающих пород:

1. Месторождения, залегающие на известняках, реже — сланцах палеозоя и иногда отделяющиеся от них лачкой песчано-глинистых образований. Это верхнетриасовые рудопоявления бокситовых пород преимущественно каолинитового состава Щурчасай, Шинк, Тарк, Тава-санг и др.

Таблица 3

месторождений Средней Азии

Особенность структуры и текстуры	Сопутствующие компоненты	Форма рудных тел	Масштабы месторождений	Примеры рудопроявлений	Возраст месторождений
Реликтовая, бобовая, кристаллическая	Гематит, самородная медь, халькопирит, халькозин, сфалерит, медная зелень	Линзообразная	Мелкие	Янголык, Кундаджуаз (частично), Уаринский Мост, Хауз	T ₃
Обломочная, бобово-обломочная	Каолинит, гематит, гидроокислы железа	-	-	Каракиясай	T ₃
Обломочная	То же	-	-	Кайрак (частично)	T ₃
Бобовая и пелитовая	Гематит, кварц, кальцит	-	-	Гуматак, Шатут, Кансай и др.	T ₃ и Cr ₁ (?)
Бобовая	Гематит, каолинит	Линзы и гнезда	-	Кштут	T ₃ (?)
Бобовая, смешанная, бобово-обломочная, пелитовая	Каолинит, гематит, гидрогетит, пирит, халькопирит, галенит, лейкоксен (?), реже рутил	Неправильно-пластообразная или линзовидная	От мелких до средних и небогатых	Кайрак, Санджар, Кундаджуаз, Майлису, и др.	T ₃
Бобовая, пелитовая, иногда сланцевая текстура	Лептохлорит, гематит, пирит, рутил, корунд, (редко)	Пласты, линзы и гнезда	Мелкие, возможны средние месторождения	Кызымчак, Кокчету, Джалаир, Ворух, Чаувайская группа	C ₃
Кристаллически-зернистая	Диаспор, маргарит, хлоритид, гематит и др.	То же	Мелкие месторождения, небогатые руды	Шараксай, Куратинская и Тамдинская группы месторождений	C ₃ и S ₂ (?)

2. Месторождения, залегающие на древней коре выветривания и представленные диаспоровыми бокситами. Характерным образцом этого подтипа служат Байсунские месторождения: Кайрак, Санджар, Кундаджуаз и др.

Мезозойские бокситы залегают обычно на коре выветривания дислоцированных пород палеозоя или в карстовых депрессиях известняков и представляют собой в большинстве случаев пересотложенную часть древней коры выветривания возвышенных участков (плато, водоразделы и пр.).

В осадочных геосинклинальных бокситовых месторождениях бокситы связаны исключительно с карбонатными толщами среднего карбона и приурочены к его основанию. Бокситы выполняют неровности рельефа в подстилающих слоях. Эти месторождения образуются в прибрежной части морских водоемов в процессе переотложения выветрелого материала или коллоидального вещества. Их типичными представителями являются месторождения Кызымчак, а также Кокчетау, Джалаир, Ворух и др. Для некоторых месторождений данного типа (Чаувайская группа) характерно наличие в разрезе карбона нескольких бокситовых горизонтов, причем совершенно четко устанавливается приуроченность оруденения к краевым частям синклинали. Следовательно, это прибрежно-морские осадки.

Первично-осадочные метаморфизованные месторождения широко развиты в Средней Азии и образуют пояс, протягивающийся от гор Тамдытау на западе до бассейна р. Сурметаш на востоке. Они представлены корундовыми и наждачными породами. Наибольший интерес представляют месторождения Тамдинской группы и Шараксай (Соседко, 1939; Мусин, 1957).

Таким образом, палеозойские бокситы и наждаки связаны с морскими осадками и залегают среди известняковых толщ; они приурочены к базальным слоям среднего карбона (или верхнесилурийским(?) метаморфическим толщам), лежащим на более древних породах трансгрессивно.

Из всех типов бокситовых месторождений Средней Азии наибольшее практическое значение имеют осадочные месторождения, формировавшиеся в озерных или морских бассейнах (Кайрак, Майлису, Джалаир и др.; Коннов, 1961).

В заключение необходимо сказать, что предлагаемая нами классификация должна рассматриваться лишь как предварительная.

О поисковых признаках на бокситы

Основными поисковыми признаками применительно для мезозойских бокситов Средней Азии являются следующие.

1. Нахождение древней латеритной коры выветривания (или латеритных образований, приуроченных к верхней ее части) на различных породах палеозойского фундамента. Трансгрессивное залегание на этой коре красноцветных песчано-глинистых отложений нижней юры.

2. Присутствие каолинизированных изверженных и метаморфических пород.

3. Наличие в основании континентальных отложений верхнего триаса, нижней юры и нижнего мела оолитовых или бобовых камнеподобных глинистых пород пестрой окраски. Бокситоносные горизонты часто являются базальными и залегают в основании трансгрессивных толщ, нередко угленосных.

4. Наличие бобовых железных руд, каолинитовых пород или огнеупорных глин.

5. Собственно контакты палеозоя с мезозоем (тектонически ненарушенные) и тесная связь выходов мезозойских бокситов с угольными месторождениями тоже служат существенными поисковыми признаками.

Основными поисковыми признаками на палеозойские бокситы в условиях Средней Азии являются:

1. Перерывы в отложениях карбонатных морских осадков (C_1-C_2) и трансгрессивное залегание известняков среднего карбона на более древних толщах, иногда наводящим признаком может служить появление рифовых известняков.

2. Смена массивных известняков слоистыми.

3. Размытая и закарстованная поверхность известняков, на которой залегает трансгрессивная серия.

4. Оолитовые и яшмовидные структуры пород трансгрессивной серии и их сходство со сланцами и железными рудами, присутствие железных и лептохлоритовых руд.

5. Наличие среди известняков прослоев красных камнеподобных глинистых пород.

6. Присутствие в нерастворимых остатках известняков корунда и диаспора.

L. P. KONNOV

LATERITES AND LATERITIC-SEDIMENTARY BAUXITES OF MIDDLE ASIA

Studies of bauxites formations and old crusts of weathering in Middle Asia have shown that crusts of weathering and weathering products of similar composition widely developed on its territory are sources of free alumina in bauxitic deposits. Two main types of crusts of weathering of Paleozoic rocks are distinguished: kaolinitic and lateritic.

The first of them has been developed on effusive rocks (quartz porphyries) and partly on granitoids. The lateritic type of weathering has been found on basic effusives (porphyrites and others) and on metamorphosed schists, where the accumulation of free hydroxides of aluminium and ferrum is taking place and is locally accompanied by the formation of laterites.

Bauxite deposits are divided into two groups: a) platform lateritic and lateritic-sedimentary, terrestrial-fresh-water deposits associated with the variegated formation consisting of redeposited products of the crust of weathering of Mesozoic (Upper Triassic, Lower Jurassic and, passibly, Lower Cretaceous) age (Gissar, Zeravshan and Chatkal ranges); b) geosynclinal sedimentary marine deposits associated with carbonate formations of Middle Carboniferous age and developed in marginal parts of geosynclinal depressions (Alai, Turkestan and Nuratau ranges, Kyzyl-Kumy desert).

The paper gives a scheme of a geological and genetic classification of exogenetic and metamorphosed bauxite deposits and criteria for their prospecting.

ЛИТЕРАТУРА

Верзилин Н. Н. О меловой и предмеловой коре выветривания в Северной Ферганае. Докл. АН СССР, т. 146, № 5, 1962.

Викулова М. Ф. Ископаемые месторождения бокситов-латеритов в Средней Азии и перспективы поисков мезозойских бокситов. Мат-лы Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, сб. 4, 1948.

Гипп С. К. О генезисе Кайракского месторождения бокситов. В кн.: «Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии». Изд. АН СССР, М., 1959.

Кипарисова Л. Д., Курбатов В. С. О наличии триасовых отложений в Туаркыре. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1952.

Коннов Л. П. Древняя кора гумидного выветривания в Гиссарской горной системе. Зап. Узб. отд. Всесоюз. мин. об-ва, вып. 10, 1956.

Коннов Л. П. К вопросу о бокситах Кундаджуазского месторождения в Южном Узбекистане. Докл. АН Узб. ССР, № 4, 1957.

Коннов Л. П. Литологический очерк верхнетриасовых бокситоносных отложений в Южном Узбекистане. Изв. АН Узб. ССР, сер. геол., № 2, 1957.

Коннов Л. П. Мезозойские бокситы Средней Азии. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР, М., 1958.

Мусин Р. А. Генетические типы месторождений Средней Азии, как разновидности глиноземистых формаций. Изд. АН Узб. ССР, Ташкент, 1957.

Пейве А. В. Бокситы Средней Азии. Тр. Таджикско-Памирской экспедиции, вып. 99, 1937.

Петров Н. П., Рубанов И. В. Каолины Ангрена. Изд. АН Узб. ССР, Ташкент, 1960.

Семашева И. Н. О процессах образования каолиновых глин на примере Ангренского буроугольного месторождения. Докл. АН СССР, 128, № 2, 1959.

Сикстель Т. А. Некоторые данные о климатических зонах юрского периода. Тр. Среднеазиатск. гос. ун-та, нов. сер., вып. 52, 1954.

Сикстель Т. А. Стратиграфия континентальных отложений верхней перми и триаса Средней Азии. Изд. Среднеазиатск. гос. ун-та, Ташкент, 1960.

Соседко А. Ф. Наждаки и бокситы Средней Азии. «Соц. наука и техника», вып. 11—12, Ташкент, 1939.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. Изд. АН СССР, М., 1960.

Коннов Л. Р. Potentials for prospecting and exploration of bauxite ores and high-alumina raw materials in the regions of Central Asia. Intern. Geol. Rev., 3, N 10, 1961.

А. П. НИКИТИНА

ДРЕВНЯЯ ЛАТЕРИТНАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Введение

Воронежская антеклиза Русской платформы находится в 300 км южнее Москвы. В строении антеклизы принимают участие архейские, протерозойские и более молодые породы.

Архейские породы представлены различными гнейсами, мигматитами и гранитами, содержащими тела амфиболитов и ультрабазитов. Все они интенсивно метаморфизованы. Согласно М. Н. Доброхотову (1958), эти породы составляют нижний структурный ярус и расположены между полосами магнитных аномалий.

Протерозойский комплекс пород составляет второй структурный ярус. Нижняя часть этого яруса сложена спилит-кератофировой формацией (михайловская серия метабазитов). Выше залегает курская метаморфическая серия железистых кварцитов, филлитов и кварцитовидных песчаников. Более молодыми являются граниты и сиениты Павловского массива на Дону. Протерозойские породы метаморфизованы в меньшей степени, чем архейские. Те и другие подверглись складчатости, размыву и выветриванию. Они покрываются горизонтально залегающими слоями девонских, каменноугольных, юрских, меловых и кайнозойских отложений общей мощностью от 30 до 700 м. В верхнем девоне происходили излияния базальтов Нижнего Мамона и Красноселовки на Дону.

В рельефе поверхности докембрийских пород различаются, по данным бурения, холмы и гребни высотой до нескольких десятков метров. Эти возвышения сложены наиболее стойкими к размыву породами — железными рудами, кварцитами, песчаниками и окремненными ультрабазитами.

Латериты занимают возвышенные участки и отсутствуют в понижениях рельефа, к которым приурочены размытые горизонты коры выветривания. Они ассоциируют с мощно развитыми богатыми железными рудами.

Формирование коры выветривания протекало при различных, изменявшихся во времени условиях, сопровождаясь наложенными процессами. В настоящее время можно выделить четыре профиля выветривания, соответствующие стадиям ее формирования.

I. Профиль латеритного окислительного выветривания докембрийских пород.

II. Профиль наложенной первичной шамозитизации более древней латеритной коры выветривания.

III. Профиль латеритной коры выветривания пород с наложенной первичной шамозитизацией.

IV. Профиль наложенной вторичной шамозитизации и сидеритизации пород более ранних профилей коры выветривания.

Профили II и III приурочены к районам заболачивания, позднее перекрытых отложениями нижнего карбона. Их наложение на профиль I происходило в процессе его развития.

Профиль IV завершил формирование коры выветривания.

1. Профиль латеритного окислительного выветривания докембрийских пород

В настоящей работе наибольшее внимание уделяется описанию профиля окислительного выветривания докембрийских пород: сланцев, амфиболитов, диорит-порфириров и др. Чаще всего бокситоносная кора выветривания распространена на сланцах. Среди сланцев выделяются следующие типы: 1) хлоритовые сланцы; 2) филлиты углисто-кварц-серицитового состава, содержащие до 1,5% органического углерода; 3) филлитовидные сланцы кварц-хлорит-серицитового состава с порфиробластами магнетита; 4) серицит-магнетит-сидерит-железнослюдковые и хлорит-магнетитовые сланцы, образующие прослои среди серицитовых и хлоритовых сланцев.

Бокситы не наблюдались на кварц-мусковит-биотитовых сланцах, обладающих крупнозернистым и крупночешуйчатым минеральным составом, а также на алевролитовых сланцах с большим количеством кварца. Они отсутствуют и на гнейсах, гранитах, мигматитах, кварцитах и других крупночешуйчатых породах, содержащих большое количество кварца.

Сланцы, являющиеся материнской породой бокситов, отличаются высокой дисперсностью минеральных частиц. Размер зерен кварца, хлорита и серицита не превышает сотых долей миллиметра. В зависимости от типов исходных сланцев можно выделить следующие профили коры выветривания и их зоны (табл. 1).

Не всегда зональность полностью выдерживается. Иногда одна из зон отсутствует. Местами образование минералов свободного глинозема и обохренного каолинита наблюдается среди слабо выветрелых пород по трещинам. Переход между зонами как постепенный, так и резкий — в пределах нескольких сантиметров. Мощность латеритной коры выветривания на сланцах варьирует от 30 до 200 м.

Ниже будет рассмотрен состав и строение кор выветривания различных сланцев.

Кора выветривания хлоритовых сланцев. Хлоритовые сланцы однородные, темно-зеленые, почти черные, с бархатистым изломом. От филлитов они отличаются слабой сланцеватостью и содержат примесь магнетита. Кварц в них присутствует в количестве 1—10%. Сложены сланцы зеленым микрочешуйчатым хлоритом с $N_g=1,625$, $N_p=1,615$ и $N_g-N_p=0,008-0,010$. Из аксессуарных минералов встречены турмалин, рутил, циркон. Химический состав и кривые нагревания слабо измененного хлоритового сланца и его коры выветривания приводятся в табл. 2 и на рис. 1.

Слабо измененные хлоритовые сланцы на термограмме образуют один глубокий пологий эндоэффект в пределах 550—610° и небольшой экзоэффект при 970°.

Отмечается определенное расположение описываемых сланцев в геологическом разрезе. Однако природа их в настоящее время неясна и требует дальнейшего изучения.

Таблица 1

Профили и зоны латеритной коры выветривания сланцев

Профили латеритной коры выветривания сланцев				
хлоритовых		углисто-кварц-серицитовых, кварц-хлорит-серицитовых	хлорит-магнетитовых	серицит-магнетит-железнослюдковых
Зоны латеритной коры выветривания сланцев	Зона латеритов, каолинит-гётит-бёмитовая (гибситовая)	Зона латеритов, гётит-каолинит-бёмитовая (гибситовая)		
	Зона аллитов, каолинит-гётитовая с примесью минералов свободного глинозема	Зона аллитов, гётит-каолиновая с примесью минералов свободного глинозема	Зона аллитов, или "красковых" алюминицево-железных руд, гётит-мартитовая с примесью минералов свободного глинозема и каолинита	Зона аллитов или алюминиево-железных руд — гётит-мартит-железнослюдковая с примесью минералов свободного глинозема и каолинита
	Каолинит-гётитовая	Зона гётит-каолиновая		
	Зона гидрохлоритов с гётитом	Зона гидрослюдисто-серицитовая (или гидрохлорит-гидрослюдистая)	Зона мартита с гётитом и гидрохлоритом	Зона гидрослюдисто-мартит-железнослюдковая
	Сланцы хлоритовые, неизмененные	Сланцы углисто-кварц-серицитовые и кварц-серицитовые с порфиробластами магнетита, кварц-хлорит-серицитовые, неизмененные	Сланцы хлорит-магнетитовые, неизмененные	Сланцы серицит-магнетит-железнослюдковые, неизмененные

Таблица 2

Химический состав коры выветривания хлоритовых сланцев по разрезу 1*

(в вес. %)

Компоненты	Магнетит-гидрохлоритовый слабо обожженный сланец (обр. 683)	Каолинитизированный обожженный сланец (обр. 680)	Бёмитизированный обожженный сланец (латерит) (обр. 671)	Инфильтрационно-шамозитизированный и каолинитизированный сланец (зона разубоживания латерита) (обр. 663)
SiO ₂	31,42	34,60	19,80	35,36
TiO ₂	1,87	1,82	2,55	1,29
Al ₂ O ₃	26,04	31,02	45,04	31,55
Fe ₂ O ₃	4,20	13,70	14,37	6,11
FeO	21,21	5,64	4,50	10,23
MgO	1,37	Нет	Нет	1,55
CaO	2,19	1,23	1,23	0,54
Na ₂ O	0,14	0,08	0,07	0,13
K ₂ O	1,66	0,28	0,15	0,05
H ₂ O ⁻	0,47	0,09	Нет	1,00
H ₂ O ⁺	9,37	11,84	12,42	11,95
CO ₂	Нет	0,60	0,25	0,28
Кварц	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	99,94	100,90	100,38	100,04

* Аналитики В. М. Степашкина и Л. С. Цимлянская.

Среди хлоритовых сланцев встречаются прослои, содержащие до 50% магнетита. При выветривании они образуют алюминиево-железные руды гётит-мартитового состава с примесью до 10% минералов свободного глинозема, т. е. «красковые руды». Зоны латеритов на них не образуются вследствие низкого содержания глинозема.

При формировании латеритного профиля коры выветривания в окислительной среде на хлоритовых сланцах выделяются снизу вверх: 1) зона неизмененных хлоритовых сланцев, 2) выщелоченных обохренных гидрохлоритов, 3) зона каолинит-гётитовая (гематитовая) с примесью минералов свободного глинозема (зона аллитов) и 4) каолинит-гётит (гематито)-бёмитовая (зона латеритов).

Выветривание хлорита начинается с окисления двухвалентного железа и выделения на его поверхности бурых сгустков гидроокислов железа и лейкоксена. Макроскопически это проявляется в том, что

порода становится бурой, неоднородно окрашенной. В этих побуревших слабо измененных сланцах иногда образуются железисто-каолинито-

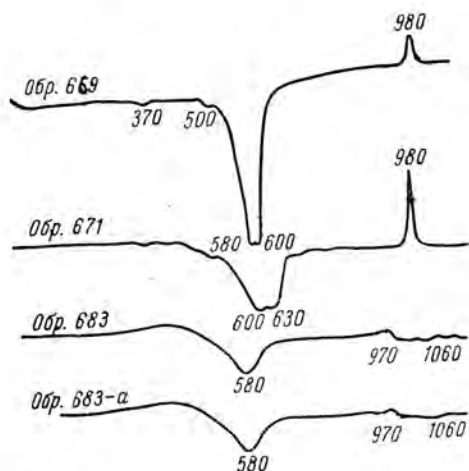


Рис. 1. Кривые нагревания хлоритового сланца и его коры выветривания: обр. 683 — слабо измененный хлорит; обр. 671 — каолинит с примесью бёмита; обр. 669 — бёмит с примесью гётита и каолинита

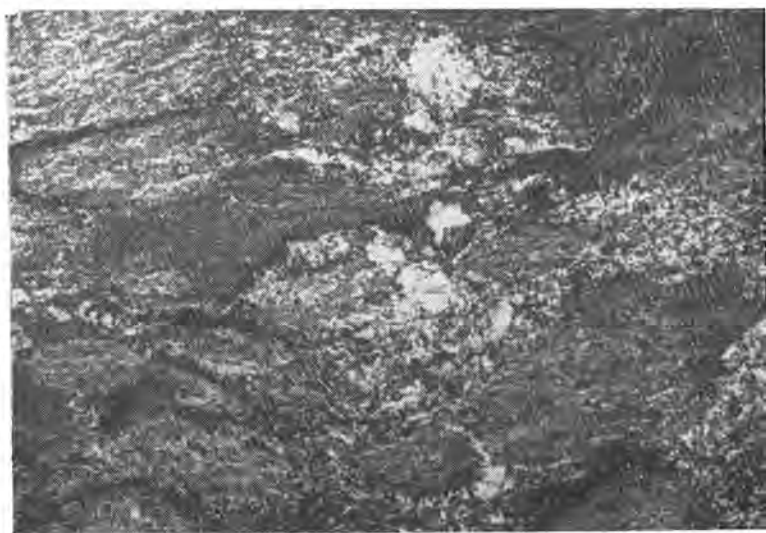


Рис. 2. Выщелоченный хлоритовый сланец слабо обохренный. Оолиты из гидрохлорита окружены каймой из образовавшихся по нему гидроокислов железа и титана: обр. 682, $\times 46$, николи +

вые и латеритные прожилки вдоль трещин. Аналогичные прожилки латеритов среди слабо измененных основных пород распространены на Кубе.

В зоне гидрохлоритов вследствие неравномерного выветривания происходит образование так называемых «оолитов», которые имеют овальную форму и представляют собой участки породы с сохранившейся структурой (рис. 2). Они ориентированы согласно сланцеватости

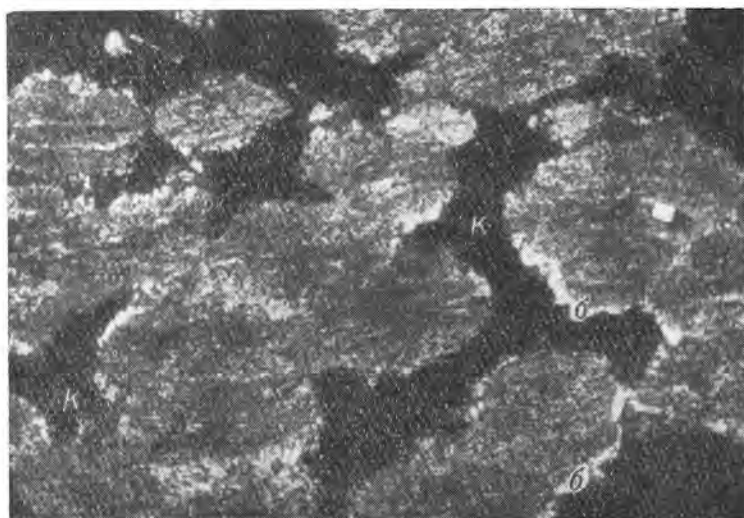


Рис. 3. Каолинизированный, слабо бёмитизированный хлоритовый сланец. «Оолиты» гидрохлорита окружены образовавшимся по нему каолинитом (к), бёмитом (б) и гидроокислами железа: шлиф 676, $\times 46$, николи +

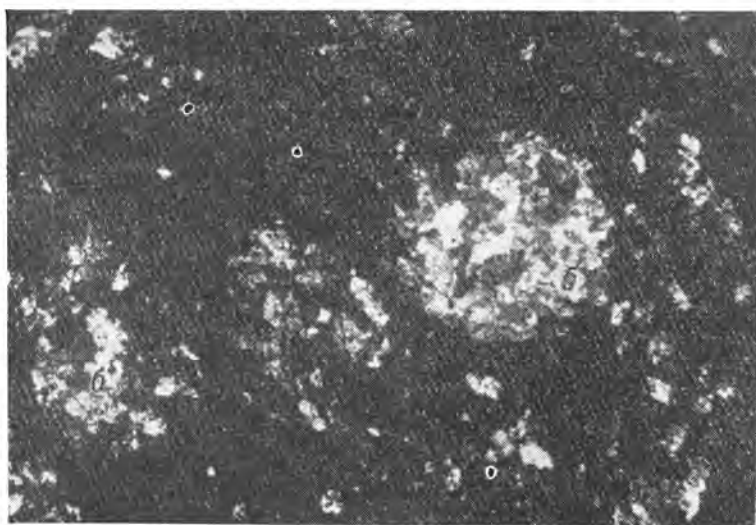


Рис. 4. Латерит по хлоритовому сланцу. Кристаллический бёмит (б), целиком заместивший «оолиты» гидрохлорита. Окружены каолинитом и гидроокислами железа: шлиф 669, $\times 46$, николи +

или трещиноватости породы. В начальной стадии выветривания они окружены гидроокислами железа, затем каолинитом. При образовании каолинита происходит его самоочистка от примесей железа и титана, которые скапливаются по краям «оолита». В случае образования в коре

выветривания наложенных шамозитов, последние замещают в первую очередь гидроокислы железа. Процесс наложенной шамозитизации в описываемых сланцах часто распространяется по всему разрезу коры выветривания вплоть до неизмененных пород. В процессе шамозитизации порода осветляется и из бурой становится светло-зеленой.

В зоне аллитов происходит образование бёмита, который концентрируется по контактам «оолитов» из материнского хлорита и каолинита

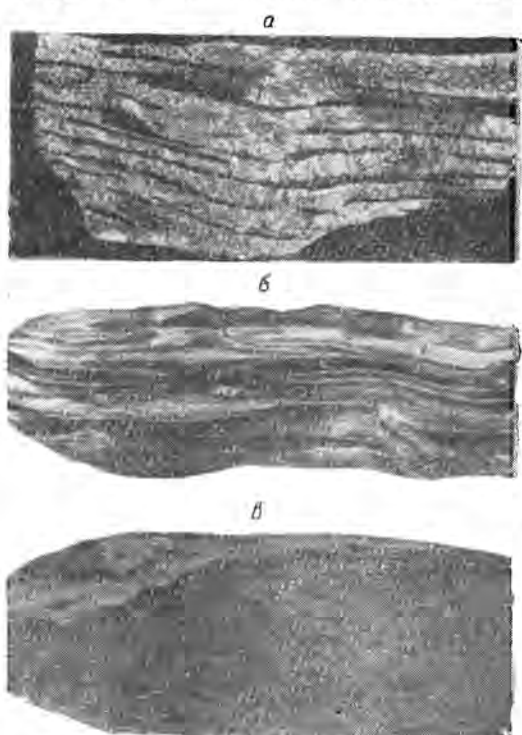


Рис. 5. Различные стадии выветривания хлоритового сланца

а — неизмененный; *б* — выщелоченный, слабо каолинизированный (белое) и обохренный (темное); *в* — латерит, сохранивший структуру сланца. Бёмит и каолинит (белое), гидроокислы железа и мартит (темное)

(рис. 3). В зоне латеритов образование бёмита распространяется по всему «оолиту», целиком замещая его. Процесс замещения может проходить путем превращения гидрохлорита в скрытокристаллическую металлоидную изотропную массу, из которой затем выкристаллизовывается бёмит (рис. 4). По гидрохлориту также развивается помимо бёмита и каолинит. Замещенные бёмитом «оолиты» окружены каолинитом и гидроокислами железа, а в случае восстановительных процессов — шамозитом. В верхних частях зоны при усилении процесса латеритизации бёмит замещает не только гидрохлорит, но также и каолинит, о чем свидетельствует резкое уменьшение каолинита в породе. Порода представляет латерит равномерно окрашенного светло-розового цвета «мелкооолитовой» текстуры, состоящий из «оолитов» бёмита, разделенных тонкими каймами из гидроокислов железа и незначительного количества каолинита (рис. 5).

Из коры выветривания хлоритовых сланцев выносятся кремнезем, окись магния и щелочи, а глинозем, двуокись титана накапливаются на месте, что является закономерным в процессе формирования латеритного профиля. Кроме того, наблюдается резкое увеличение снизу вверх степени окисления железа, что иногда трудно проследить, в связи с восстанавливающим действием последующих инфильтрационных процессов. В зоне латеритов иногда происходит частичный последующий вынос железа, что приводит к обогащению породы глиноземом. Обеднение бурых латеритов гидроокислами железа хорошо отмечается в шлифах.

В самых верхних частях латеритного профиля происходит разубоживание латеритов на алюминий вследствие замещения их наиболее поздним гипергенным шамозитом, каолинитом или сидеритом. Поэтому над зоной латеритов происходит образование зоны аллитов или сналлитов.

Кора выветривания углисто-кварц-серицитовых и кварц-хлорит-серицитовых сланцев. Выветривание углистых сланцев начинается

с окисления органического углерода и магнетита в связи с переходом магнетита в мартит. Затем происходит частичный вынос щелочей из серицита, сопровождающийся общим осветлением породы и обохриванием ее по трещинам.

В таблицах 3 и 4 приводится химический состав в различной степени выветрелых и неизменных углисто-кварц-серицитовых и кварц-хлорит-серицитовых сланцев с небольшим количеством магнетита. Как видно из таблиц, и согласно определениям под микроскопом, неизменные сланцы содержат от 16 до 30% кварца, представленного мелкими зернами размером от сотых до тысячных долей миллиметра. Главным минералом сланцев является микрочешуйчатый серицит. Характерны прожилки углистого вещества и редкие порфиробласты магнетита. Вынос кварца наблюдается уже на ранних стадиях выветривания сланцев в гидрослюдистой зоне. Окончательное его выщелачивание совершается в стадию каолинизации.

По мере разложения породы происходит вынос магния, щелочей, резкое увеличение глинозема, воды.

Каолиновая зона при выветривании серицитовых сланцев очень хорошо развита, мощность ее достигает 40 м. В стадию каолинизации сланцы утрачивают свои текстурные свойства, становятся рыхлыми или слабо уплотненными. В связи с небольшим количеством железистых минералов в материнском субстрате каолиновые, аллитные и латеритные продукты его выветривания также слабо железисты, обладают белыми, светло-желтыми, реже красновато-желтыми цветами. Процесс каолинизации серицитовых сланцев происходит по-разному в зависимости от степени трещиноватости породы. В местах интенсивно выраженной трещиноватости каолинизация и латеритизация приобретают неравномерный характер с образованием то слабо, то сильно разложенных участков. При этом также, как и в хлоритовых сланцах, порода приобретает оолитоподобное строение.

Оолитоподобные участки в слабо разложенном сланце сохраняют его структуру и состоят из гидрослюды и серицита, частично каолинизированных. Окружены они каолинитом, каймами и агрегатами из гидроокислов железа и титана, образовавшихся при каолинизации породы. Минералы свободного глинозема — бёмит или гиббсит — концентрируются вокруг участков слабо выветрелого сланца, усиливая и придавая им вследствие своей коллоидной природы округлую или удлиненно-округлую форму. Очень сходную картину в распределении свободного глинозема наблюдал В. П. Петров (1962) при латеритизации базальтов в зоне современных тропиков, где гиббсит концентрировался вокруг слабо измененных базальтовых желваков, а не в глинистой каолиновой массе. В. П. Петров допускает, что образование свободного алюминия происходило как через каолин-галлуазитовую стадию, так и непосредственно по свежему базальту, сохранившемуся в зоне латеритизации. Кристаллизацию же зерен гиббсита в основном вокруг неизменных желваков, а не в массе каолина, автор объясняет более благоприятной реакцией среды, создававшейся неизменной породой. По нашему мнению, подобное распределение минералов свободного глинозема обусловлено также наличием между плотными менее измененными и рыхлыми участками породы трещиноватых зон, благоприятных для роста кристаллов.

В коре выветривания серицитовых и хлорит-серицитовых сланцев процессы латеритизации приурочены к верхним горизонтам каолинитовой зоны. При усилении латеритного процесса происходит замещение слюдистых «оолитовых» реликтов бёмитом или гиббситом, при этом образование их, по-видимому, может происходить как через каолиновую

Таблица 3

Химический состав углисто-кварц-серицитового сланца и коры
его выветривания по разрезу 2 *
(в вес. %)

Компоненты	Бемитизированный (латерит) сланец (обр. 517)	Каолинизированный с бемитом (аллит) сланец (обр. 518)	Каолинизированный сланец (обр. 520)	Окисленный гидрослюдазированный сланец (обр. 527)	Неизменный углисто-кварц-серицитовый сланец (обр. 529)
SiO ₂	14,08	32,20	32,94	55,19	60,30
TiO ₂	2,76	3,68	0,63	0,71	0,65
Al ₂ O ₃	65,78	44,39	32,78	22,58	19,37
Fe ₂ O ₃	0,97	2,48	13,75	8,70	1,96
FeO	1,17	2,00	6,38	0,36	4,75
MnO	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
MgO	0,19	0,69	0,90	0,59	1,78
CaO	1,52	1,00	1,19	1,24	1,38
Na ₂ O	0,42	1,18	0,40	0,43	0,37
K ₂ O	0,30	2,42	0,74	5,13	4,34
H ₂ O ⁻	0,15	0,05	0,23	0,05	0,06
H ₂ O ⁺	13,28	10,48	10,43	4,12	3,06
CO ₂	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00
Кварц	0,00	0,00	0,22	22,58	27,89
C _{орг.}	0,00	0,00	0,00	0,05	0,93
П.п.п.	—	—	—	1,01	1,31
Сумма	100,62	100,74	100,37	100,16	100,26

* Аналитик Р. С. Яшина.

Таблица 4

Химический состав кварц-серицитового сланца и коры его выветривания
по разрезу 3 *
(в вес. %)

Компоненты	Ожелезненный каолинизированный с гиббситом сланец (обр. 365)	Ободренный гидрослюдазированный сланец (обр. 368)	Неизменный кварц-серицитовый сланец (обр. 371)
SiO ₂	29,26	36,13	51,52
TiO ₂	1,21	1,32	1,31
Al ₂ O ₃	39,60	34,02	28,12
Fe ₂ O ₃	8,65	13,97	3,79
FeO	3,58	1,20	1,76
MnO	—	—	—
MgO	0,00	Нет	0,00
CaO	1,34	1,48	2,02
Na ₂ O	0,31	0,59	0,60
K ₂ O	2,46	0,16	5,30
H ₂ O ⁻	0,00	0,34	0,00
H ₂ O ⁺	13,91	11,28	5,30
Кварц	—	Нет	15,86
Сумма	100,32	100,49	99,72

* Аналитик Р. С. Яшина.

стадию, так и непосредственно по слюде путем перехода ее в скрыто-кристаллическую глиноземистую массу, которая затем частично или полностью перекристаллизовывается в бемит или гиббсит (рис. 6).

Процесс каолинизации и латеритизации серицитовых сланцев часто совершался послойно вдоль сланцеватости или вдоль мармитовых прослоек без образования «оолитов».

Описанную выше картину формирования минерального состава коры выветривания сланцев можно проследить на кривых нагревания, изображенных на рисунках 7 и 8. В обр. 517 (см. табл. 3), представляющем высокоглиноземистый латерит, эффекты каолинита подавляются глубоким эндоэффектом бёмита. Примерный расчет химического состава этого образца показывает, что он содержит около 58% бёмита, 18% каолинита, 12% гидрослюда-серицита, 4—5% шамозита и 2,5% лейкоксена.

Обр. 365 (см. табл. 4) представляет собой гиббситовый, аллит содержащий примерно 17% гиббсита, 25% каолинита, 18% гидрослюда — серицита, 13% минералов железа и 1,5% лейкоксена.

Рентгенограммы образцов латерита (обр. 517) и аллита (обр. 365) подтверждают наличие в первом бёмита и каолинита, во втором — гиббсита и каолинита.

Согласно исследованиям, проведенным Ю. К. Горецким, К. Ф. Терентьевой и Ф. Г. Пасовой (1963), латериты и все наиболее крупные месторождения бокситов Гвинеи связаны с графитистыми глинистыми пиритизированными сланцами. Значительно меньшая часть бокситов связана с продуктами выветривания сиенитов. Латериты сохраняют реликтовую структуру материнского сланца и представлены в основном гиббситом. Каолиновые глины коры выветривания сохраняются только в отдельных случаях, что авторы объясняют их полным разложением в процессе бокситообразования.

Кора выветривания хлорит-магнетитовых и серицит-сидерит-железослюдковых сланцев. Генетически эти сланцы представляют собой рудные аналоги вышеописанных серицитовых и хлоритовых сланцев, содержащие большое количество магнетита и железной слюдки, и образуют

прослой среди них. В невыветрелом состоянии по содержанию железа они часто представляют собой бедную железную руду. В результате выноса части компонентов при выветривании происходит дополнитель-

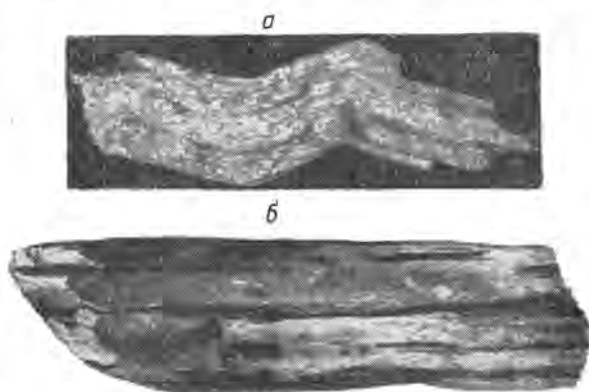


Рис. 6. Стадии выветривания кварц-серицитового сланца

а — каолинизированный (светлое) и обожженный (темное); б — латерит. Гиббсит и каолинит (белое), гидроокислы железа (темное)

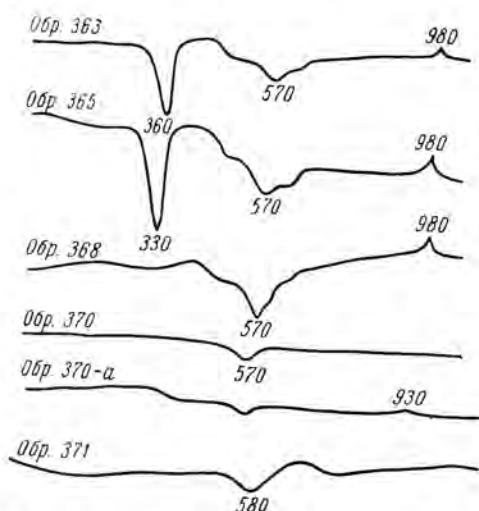


Рис. 7. Кривые нагревания кварц-серицитового сланца и его коры выветривания: обр. 371, 370 а, 370 — серицит; обр. 368 — гидрослюда и каолинит; обр. 365, 363 — гиббсит и каолинит

ное обогащение выветрелой породы железом, а также образование минералов свободного глинозема. Так возникают так называемые «красковые» глиноземисто-железные руды, содержащие от 38 до 70% железа и до 10% свободного глинозема.

Кора выветривания хлорит-магнетитовых сланцев имеет большую мощность, значительно превосходящую мощность коры выветривания безрудных сланцев. Это связано с более легким проникновением гипергенных растворов благодаря трещиноватости пород вдоль магнетитовых прослоев и небольшому количеству глинистых продуктов, которые

могли бы тампонировать трещины и поры породы.

Легче всего в серицит - сидерит - железно-слюдковых сланцах поддается окислению сидерит. Железная слюдка сохраняется в неизменном виде на протяжении всего профиля выветривания. В хлорит-магнетитовых сланцах окисление магнетита и хлорита происходит почти одновременно.

В табл. 5 приводится химический состав описываемых серицит-сидерит - магнетит - железно-слюдковых и хлорит-магнетитовых сланцев и их продуктов выветривания.

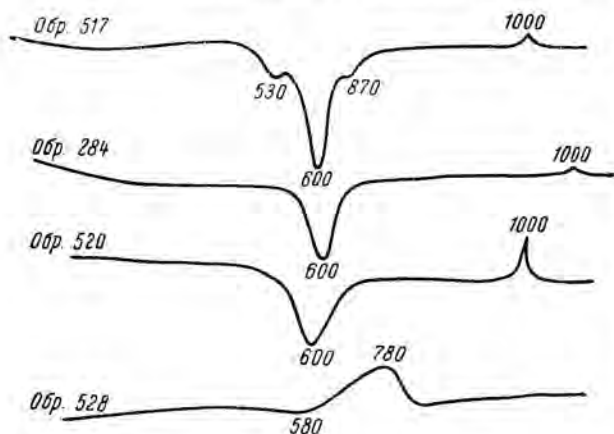


Рис. 8. Кривые нагревания углисто-кварц-серицитового сланца и его коры выветривания: обр. 528 — серицит и углистое вещество; обр. 520 — каолинит; обр. 284, 517 — бёмит с примесью каолинита

ния. Как видно из табл. 5, в коре выветривания этих сланцев образуются сиаллиты и аллиты. Из минералов свободного глинозема в зоне аллитов образуются гиббсит, бёмит.

Зональность, формируемая в коре выветривания описываемых сланцев, приведена в табл. 1. Однако вследствие широко развитого инфильтрационно-наложенного минералообразования, минеральный состав зон коры выветривания редко сохраняется в своем первоначально сформированном виде. Это обусловлено сильной железистостью минерального состава коры выветривания, а также благоприятными физическими и текстурными свойствами выветрелой породы для проникновения растворов. Особенно сильно в них развит процесс сидеритизации, который накладывается на весь профиль коры выветривания вплоть до неизменных пород. Образец 206 сидерит-мартитовой руды содержит 26% сидерита. В этих рудах распространен также шамозит, который обычно наблюдается в нижних горизонтах коры выветривания и замещается сверху сидеритом. Количество сидерита, шамозита и пирита в рудах может достигать больше половины их минерального состава.

Текстуры, физические свойства латеритов по сланцам и минералы свободного глинозема, их образующие. Макроскопически латериты очень разнообразны по окраске и текстурным свойствам. Разнообразие обусловлено их образованием по породам петрографически различного состава и их переработкой инфильтрационно-наложенными процессами. В связи с этим по окраске различаются бурые латериты, не подвергшиеся восстановительным процессам, и серовато-зеленые латериты,

Таблица 5

Химический состав * серицит-магнетит-железослюдковых и хлорит-магнетитовых сланцев и коры их выветривания
(в вес. %)

Компоненты	Серицит-сидерит-магнетит-железослюдковые сланцы (обр. 312)	Гётит-железослюдковая руда с примесью бёмита (обр. 305)	Хлорит-магнетитовый сланец (обр. 500a)	Гётит-мартитовая руда с примесью шамозита («красковая» руда) (обр. 500)	Мартитовая руда с примесью гибсита и инфильтрационного сидерита (обр. 206)
SiO ₂	15,02	5,31	25,06	19,06	5,88
TiO ₂	0,56	0,87	0,90	0,80	0,58
Al ₂ O ₃	10,33	20,23	17,75	15,86	11,43
Fe ₂ O ₃	42,78	54,02	5,12	42,69	26,52
FeO	15,38	11,32	37,74	9,40	35,74
MnO	0,00		0,00	0,03	0,08
MgO	2,27		1,21	1,70	1,87
CaO	1,52		0,36	1,00	0,52
Na ₂ O	0,24		0,28	0,35	0,18
K ₂ O	2,43		0,16	0,20	0,06
H ₂ O ⁻	0,07		0,85	1,50	0,57
H ₂ O ⁺	2,71		10,24	6,93	3,87
CO ₂	7,29		0,12	0,00	12,50
Сумма	100,60		99,79	99,52	99,80

* Аналитики Царева Л. П., Лупанова В. В.

в которых трехвалентное железо восстановлено в двухвалентное и содержится в шамозите, сидерите и пирите.

Наиболее распространенной текстурой является мелкоолитовополосчатая, наследующая сланцевую текстуру материнской породы. Латериты, подвергшиеся сильной инфильтрационной переработке, утрачивают структуру сланца, уплотняются, приобретая каменистый облик. Исследования физических свойств сланцев и их латеритной коры показали, что пористость их увеличивается вверх по мере выветривания. Процессы шамозитизации и сидеритизации приводят к уменьшению пористости и увеличению плотности (объемного веса) латеритов за счет цементации пор. Например, пористость бурых латеритов варьирует в пределах 25—40%, объемный вес 1,88—2%, пористость зеленовато-серых латеритов — в пределах 15—22%, объемный вес 2—2,5%. Пористость неизмененных сланцев 4—6%.

Основными минералами свободного глинозема в латеритах, образующихся на сланцах, являются бёмит и гибсит, второстепенным — диаспор. Бёмит в основном более распространен, чем гибсит, однако на некоторых участках гибсит является преобладающим. Образование бёмита происходит непосредственно из метакоаллоидной массы «оолитов» по каолиниту, гидрохлориту и шамозиту. Выкристаллизация гибсита наблюдается также из метакоаллоидных «оолитов» в материнской породе, однако он иногда выступает как более поздний минерал по отношению к бёмиту, образуя вторичные прожилки, инкрустационные структуры обрастания, скопления в породах и трещинах. Бёмит также находится в тесном парагенезисе с шамозитом и сидеритом в инфильтрационных процессах, связанных с перераспределением свободного глинозема.

Диаспор был обнаружен нами в описываемых латеритных корах сравнительно недавно. Одновременно и независимо от нас он был найден В. И. Сиротиним. Диаспор встречен в латеритной коре выветривания наложенных аккумулятивных шамозитовых пород, где он образует тончайшие кристаллики, выкристаллизовавшиеся из гипергенно-метасоматического шамозита. Там же он встречен в виде более крупных кристаллов.

Относительно чистые минералы глинозема — бёмит, гиббсит и диаспор — были выделены и исследованы оптическим, химическим, рентгеноструктурным и термическим методами. Данные их диагностики приведены в табл. 6 (выделения сделаны в химической лаборатории и лаборатории дробления и разделения минералов ИГЕМ АН СССР).

Таблица 6
Оптические свойства и формы минералов

Бёмит (обр. 74)	Гиббсит (обр. 302)	Диаспор (обр. 64)
$N_g = 1,653 - 1,655$ $N_p = 1,638 - 1,640$ $N_g - N_p = 0,014 - 0,016$	$N_g = 1,587$ $N_p = 1,568$ $N_g - N_p = 0,019$	$N_g = 1,744$ $N_p = 1,702$ $N_g - N_p = 0,042$
Угасание прямое, интерференционная окраска серая, желтая; оптически положительный, $2V$ большое	Угасание косое, интерференционная окраска белая; оптически положительный, $2V$ небольшое	Угасание, прямое, интерференционная окраска красновато-желтая, зеленая; оптически положительный, $2V$ большое, удлинение отрицательное
Чаще всего встречается в виде хорошо окристаллизованных идиоморфных зерен чечевицеобразной формы с поперечной штриховкой размером от 0,05 до 0,1 мм. Метакolloидная форма менее характерна	Распространен в виде крупных (до 1 мм) и мелких пластинчатых кристаллов с хорошо развитыми полисинтетическими двойниками. Характерна также метакolloидная форма	Обнаружен в виде мелких (0,01 мм) волосовидных кристалликов

Рентгеноструктурный анализ показывает полное совпадение межплоскостных расстояний исследуемых минералов эталонным — гиббситу, бёмиту и диаспору. Интенсивность линий образцов высокая, что свидетельствует о хорошей их окристаллизованности в пористой среде и является одним из доказательств формирования в латеритной коре выветривания.

Кривые нагревания и потери веса бёмита и диаспора имеют один хорошо выраженный эндотермический эффект при 600—550° и потерю веса у бёмита, равную 13,7%, у диаспора 14%, что соответствует данным химического анализа (14,68% и 13,9%).

Кора выветривания базальтов

Латеритная кора выветривания на палеобазальтах была обнаружена на юго-востоке Воронежской области при проведении геолого-разведочных работ Воронежской комплексной экспедицией. Возраст этой коры выветривания верхнедевонский, как и возраст покрывающих

ее пестроцветных пород нижнемамонских слоев. Излияния палеобазальтов приурочиваются к верхнедевонскому времени и связаны с формированием северного склона Днепровско-Донецкой впадины. Палеобазальты образуют неправильной формы покров, который ложится на выветрелую поверхность ястребовского и верхнешигровского горизонтов. Мощность покрова базальтов от 2 до 30 м. Наличие в отложениях ястребовского горизонта гиббситсодержащих сильно выветрелых обломков эффузивных пород убеждает нас в том, что интенсивное латеритное выветривание господствовало также в течение верхнедевонского времени до излияния базальтовых лав.

На палеобазальтах развита латеритная кора выветривания, мощность которой в большинстве случаев predeterminedлась мощностью покрова базальтов. И только в тех случаях, когда покров достигал большой (20—30 м) мощности, нижние его горизонты оставались свежими (Гинзбург, Наджакова, Никитина, 1962).

Кора выветривания базальтов имеет хорошо выраженную зональность (сверху вниз):

Охристо-каолинистая в верхних частях с гиббситом . . .	3—8 м
Гидрохлоритовая	0—5 "
Неизмененные базальты, слабокарбонатизированные по трещинам	0—8 "

Для слабо измененных базальтов характерны слабое ожелезнение по трещинам и прожилки карбонатов, свидетельствующие о выщелачивании оснований породы. В гидрохлоритовой зоне появляются глинистые минералы — новообразования коры выветривания — гидрохлорит-джефферизит, образующиеся по авгиту и хлориту, и монтмориллонит, возникающий по плагиоклазам. На рентгенограммах этих образцов хорошо различаются основные линии джефферизита 14,4(5); 3,38(5); 3,09(5); 2,57(4) и монтмориллонита 18(10), 8,94(2); 5,85(1); 4,46(6); 2,55(6). Второстепенными минералами зоны являются карбонаты, окислы железа и лейкоксен, образовавшиеся по хлориту.

Зона латеритизированных базальтов хорошо выделяется в профиле коры выветривания по бурому цвету и многочисленным белым жилкам каолинита, подчеркивающим зонально-концентрическое строение продуктов выветривания, обусловленное шаровидной отдельностью базальтов. Ближе к дневной поверхности кора выветривания утрачивает структуру базальта и превращается в рыхлую бесструктурную железисто-глинистую массу.

Главными минералами описываемой зоны являются каолинит, гематит и гётит. Выше по разрезу появляется гиббсит, количество которого неравномерно от единичных зерен до 4—5%. Каолинит развивается как по гидрохлориту, так и по монтмориллониту.

Гиббсит образуется по каолинизированным лейстам плагиоклазов, а также по гематит-каолинитовой массе, заместившей гидрохлорит. Чаще всего наблюдается в виде прозрачных зерен гексаэдрической и призматической формы с $Ng=1,583$; $Np=1,566$; $Ng-Np=0,017$. В смеси с каолинитом он хорошо регистрируется на рентгенограммах образцов из латеритизированной коры выветривания 4,84(10); 4,36(10); 2,46(1); 2,35(8); 1,99(4).

В химическом составе коры выветривания базальтов по мере разложения снизу вверх увеличивается содержание глинозема от 18 до 30%, двуокиси титана от 1,5 до 3,5%, окислов железа от 15 до 25% и воды, при одновременно наблюдающемся выносе компонентов магния, кальция, кремнезема и окислении двухвалентного железа.

На примере исследования латеритных кор выветривания, образовавшихся на верхнедевонских базальтах и шигровских песчаниках и

аргиллитах, подстилающих базальты, можно убедиться в том, что в пределах Воронежской антеклизы в период верхнедевонского — каменноугольного времени существовал жаркий влажный климат, благоприятный для образования латеритной коры выветривания.

Кора выветривания амфиболитов и диорит-порфири- тов

Латеритная кора выветривания на амфиболитах и диорит-порфири-
тах была встречена в районе Лебединского железорудного месторожде-
ния и карьера.

Амфиболиты в районе Лебединского месторождения относятся к михайловской серии. Они зажаты среди мигматитов и гнейсов. Окраска амфиболитов темно-зеленая, состав — роговая обманка и плагиоклазы среднего состава. В подчиненном количестве присутствует кварц, биотит и карбонаты.

Кора выветривания амфиболитов (мощность до 60 м) была под-
сечена несколькими скважинами. На всем протяжении она сохраняет
структуру амфиболита.

В разрезе коры выветривания различаются зоны слабо измененных
выщелоченных, гидрослюдисто-гидрохлоритизированных и каолинит-
охристых амфиболитов, содержащих гиббсит и бёмит. Последняя зона
хорошо развита и достигает 30 м. Состоит она из рыхлых гидроокис-
лов железа и каолинита, в котором очень неравномерно распылены
чечевицеобразные зерна бёмита.

В других образцах были обнаружены гексаэдрические кристаллики
гиббсита, выполняющие ячейки бывших зерен амфибола. Количество
минералов свободного глинозема в охристо-каолинитизированных амфи-
болитах достигает 5%.

В охристо-глинистой коре выветривания амфиболитов, распростра-
ненных на Яковлевском железорудном месторождении, также констати-
руется наличие свободного глинозема от 1 до 3% в наиболее хорошо
сохранившихся от размыва участках.

Латеритная кора выветривания была встречена и на дайках дио-
рит-порфири-
тов и ортосланцах, секущих железистые кварциты. Эти по-
роды очень хорошо прослеживаются в Лебединском железорудном
карьере; они располагаются в понижениях древнего рельефа по отноше-
нию к выступающим железистым кварцитам и отличаются плотностью
продуктов выветривания глинистого состава. В их коре выветривания
четко прослеживаются переходы от неизмененных к гидрослюдистым
и охристо-каолиновым продуктам, содержащим гиббсит. Общая мощ-
ность их от нескольких метров до 25 м.

Выветрелые ортосланцы отличаются от диорит-порфири-
тов боль-
шей железистостью состава, что обусловлено повышенным содержанием
в них биотита и магнетита.

По данным А. П. Булгаковой (1963), количество глинозема в лате-
ритизированных разновидностях увеличивается в 2 раза по сравнению
с исходной породой, кремнезем весь входит в состав каолинита. Пере-
счет химического состава каолинит-охристых даек показывает наличие
свободного глинозема в количестве от 0,6 до 5,7%.

II. Профиль наложенной первичной шамозитизации древней латеритной коры выветривания

В процессе своего формирования латеритная кора выветривания
сланцев сиаллитного и аллитного состава до того времени, как она
была перекрыта известняками нижнего карбона, местами подвергалась
переработке в континентальных лагунно-болотных условиях. Болотные

воды восстановительного характера приносили в кору выветривания большое количество органического вещества, железа и производили метасоматическое замещение ее минерального состава. Это приводило к образованию в верхней части коры выветривания метасоматических глиноземисто-железистых шамозитовых пород, содержащих явно повышенное количество двухвалентного железа по сравнению с подстилающей не замещенной корой выветривания сланцев.

При формировании шамозитовых пород происходило более или менее равномерное перераспределение свободного глинозема по всей толще коры выветривания, замещенной шамозитом, о чем свидетельствуют повышенные содержания алюминия, входящего в состав шамозита, даже в самых нижних ее слоях. Можно также допустить, что при шамозитизации происходил частичный привнос глинозема из переотложенной коры выветривания, так как неоднократно образование бёмита наблюдалось в результате последующего выветривания или выкристаллизации инфильтрационных шамозитов в богатых железных рудах, которые содержат очень мало глинозема *in situ*. Образование метасоматических шамозитовых пород происходило по коре выветривания всех видов сланцев — серицитовых, хлорит-серицитовых, хлоритовых и их магнетитосодержащих аналогов.

Широкое образование гиперген-метасоматических шамозитов в результате замещений слюд, серпентина, монтмориллонита, гидроокислов железа и других минералов в восстановительных условиях было описано Д. П. Сердюченко (1953) в бассейне р. Малки. Он указывал на процессы шамозитизации и сидеритизации коры выветривания серпентинитов в условиях болот, сопровождавшиеся образованием крупных кристаллов бёмита и гиббсита.

Мощность метасоматически замещенной коры выветривания компонентами лагунно-болотных вод различна и колеблется от нескольких метров до 40 м и более. Этому замещению способствовала, прежде всего, предшествующая структурно-тектоническая проработка коры выветривания, железистость ее состава и расположение замещающей породы на пониженных участках рельефа.

В коре выветривания серицитовых сланцев подстилающими являются гидрослюдистые, каолинизированные, аллитизированные продукты (рис. 9).

В коре выветривания хлорит-магнетитовых сланцев, имеющих обычно сильно железистый глинистый состав и обладающих большой хрупкостью и способностью к образованию трещин, проработка шамозитом может проходить вплоть до неизмененных пород. Характер замещения постепенный, затухающий книзу.

На богатых железных рудах также сказалось влияние болот, о чем свидетельствует метасоматическое замещение шамозитом коры выветривания межрудных сланцев, зажатых среди богатых руд и, как правило, занимающих пониженные участки в их рельефе. Этому также способствовал железистый состав богатых руд. Об образовании шамозита в богатых рудах в поверхностных условиях свидетельствует наличие сильно окисленных его разновидностей, так же как и окисленного сидерита, сохранившихся от последующих инфильтрационно-восстановительных процессов, которые в богатых железных рудах были проявлены значительно сильнее, чем в латеритной коре выветривания сланцев. Однако безалюминиевый состав железистых кварцитов и их богатых железных руд не приводил к формированию высокоглиноземистых шамозитовых пород, которые формируются по латеритной коре сланцев. Здесь наблюдаются единичные крупные зерна бёмита или гиббсита, образовавшиеся, по-видимому, при выветривании силикатов же-

лезистых кварцитов, либо связанных с гипергенными шамозитами и сидеритами.

Таким образом, метасоматические процессы лагунно-болотных вод, протекавшие в восстановительной среде, приводили к переходу алюми-

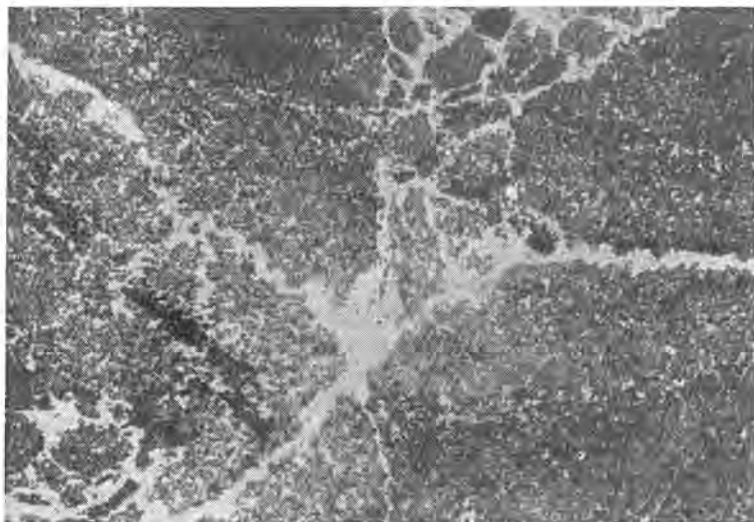


Рис. 9. Замещение каолиновой коры выветривания серицитовых сланцев шамозитом: обр. 270, $\times 30$, николи +

ния в легко разлагаемую в результате последующего выветривания форму шамозита, о чем свидетельствует его высокоглиноземистый состав; другая избыточная часть Al выкристаллизовывалась в виде отдельных зерен в шамозите.

III. Профиль латеритной коры выветривания пород с наложенной первичной шамозитизацией

После смены восстановительной обстановки на окислительную первично шамозитизированная кора выветривания местами вновь подверглась континентальному выветриванию и на ней образовалась латеритная кора выветривания, состоящая из бёмита, гиббсита, диаспора, каолинита и гидроокислов железа.

Выветривание шамозитовой породы проявляется в образовании по шамозиту гидроокислов железа. Однако минералы гидроокислов железа иногда трудно прослеживаются вследствие последующего инфильтрационно-восстановительных процессов. В профиле выветривания наблюдается закономерно увеличивающийся вверх процесс разложения шамозита с образованием по нему бёмита, гиббсита или диаспора. Этот процесс может проходить через небольшую каолиновую стадию, но чаще всего минералы глинозема выкристаллизовываются непосредственно по шамозиту или из метаколлоидной массы, заместившей шамозит. В связи с описанным ходом процесса в латеритной коре выветривания, формирующейся по аккумулятивной шамозитовой толще, различаются три зоны: зона шамозитовых неизмененных пород, зона аллитов

и латеритов (рис. 10). Верхние горизонты латеритной зоны иногда обеднены свободным глиноземом вследствие инфильтрационных процессов, протекавших после образования латеритов.

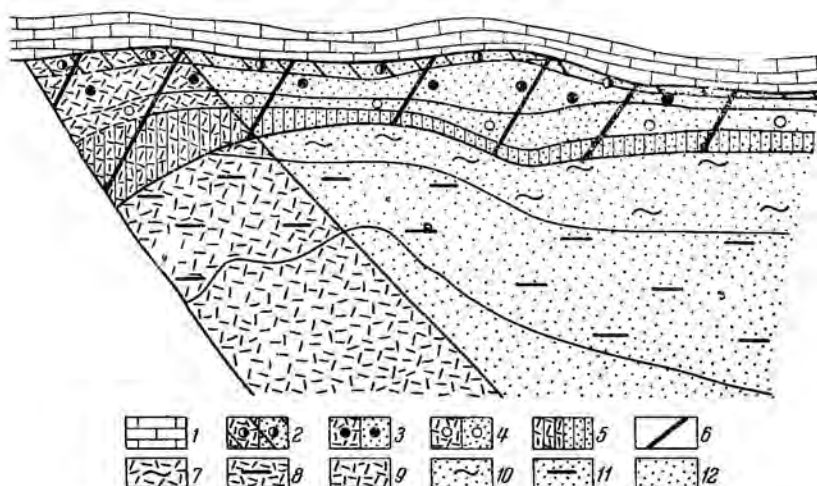


Рис. 10. Профиль наложенной латеритной коры выветривания
1 — известняки карбона с прослоями углистых глин. Кора выветривания шамозитовой породы: 2 — зона аллитов (дебокситизации); 3 — зона латеритов, 4 — зона аллитов, 5 — зона неизменных шамозитовых пород, 6 — шамозитовая метасоматическая порода. Не замещенная шамозитом кора выветривания серицит-хлоритовых сланцев: 7 — каолиновая зона, 8 — гидроксидная зона, 9 — неизменные сланцы. Не замещенная шамозитом кора выветривания кварц-серицитовых сланцев: 10 — каолиновая зона, 11 — гидрослюдистая зона, 12 — неизменные сланцы

Время формирования описанной латеритной коры выветривания, по-видимому, следует относить к нижнекарбоневой морской трансгрессии.

IV. Профиль наложенной вторичной шамозитизации и сидеритизации пород более ранних профилей коры выветривания

Латеритная кора выветривания как сланцев, так и гипергенно-метасоматических шамозитовых пород, после своего образования вновь подверглась переработке наложенными процессами в восстановительных условиях. Эти процессы выразились в восстановлении трехвалентного железа в двухвалентное с образованием шамозита и сидерита, привносе растворенного кремнезема, который, вступая в реакцию с гиббситом или бёмитом, образовывал каолинит или кремнеземистый шамозит, приводя к обеднению глиноземом верхних толщ коры выветривания. Одновременно с восстановлением железа происходило вновь частичное перераспределение свободного глинозема — миграция его из верхней части латеритной зоны в более нижние участки профиля и осаждение либо в форме шамозита, либо гиббсита или бёмита. Эти инфильтрационные минералы заполняют трещины и пустоты в парagneзисе с шамозитом и сидеритом. Поздние наложенные процессы приводили также к дополнительному обогащению свободным глиноземом отдельных горизонтов латеритных зон, благодаря выносу из них железа. В этих процессах значительная роль принадлежала органическому веществу черных углистых глин тульского горизонта (C_{IV}), лежащих на делювии коры выветривания.

Наложенные процессы, помимо указанных минералов, проявляются в образовании магнетита, пирита и марказита в богатых железных рудах.

Пространственно эпигенетическая минерализация выражена в виде повсеместного площадного покрова, приуроченного к верхней части профиля коры выветривания, а также линейно вытянутых зон вдоль контактных и тектонически-ослабленных участков. Первичная зональность профиля коры выветривания нарушалась наложением вторичных зон или отдельных минералов, представленных в такой последовательности: 1) шамозитовая, 2) сидеритовая, 3) пирит-сидеритовая.

Шамозитовая зона по времени образования является наиболее ранней. Шамозитовая зона в богатых железных рудах формируется естественно за счет железистого компонента породы; она имеет большую мощность, чем на корях выветривания сланцев. Процессы восстановительного характера, происходящие в богатых железных рудах, описывались И. А. Русиновичем (1948) и С. И. Чайкиным (1958). В зоне шамозитов, образовавшихся по коре выветривания сланцев, шамозиты поздних генераций отличаются железисто-кремнистым составом, что связано по-видимому, с притоком кремнистых растворов. Железисто-кремнистые шамозиты образуют на границе коры выветривания с известняками зеленые прослои мощностью в несколько десятков сантиметров и не несут признаков окисления, что указывает, по-видимому, на их образование под толщей осадочных пород после перекрытия коры выветривания.

На шамозитовую зону накладывается сидеритовая зона, занимая верхние части разреза коры выветривания. Особенно развита она в коре выветривания магнетитовых и железослюдковых сланцев и железистых кварцитов. В латеритной коре выветривания нерудных сланцев сидеритовая зона часто вовсе отсутствует или достигает нескольких десятков сантиметров.

Пиритовая зона представлена слабо. Пиритизация сопровождает сидеритизацию и развита в наиболее верхних горизонтах наложенного профиля. Отдельные проявления пиритизации наблюдаются и на глубине.

Характеризуя геохимическую обстановку формирования минералов закиси железа в осадках Н. М. Страхов (1960) указывает, что в ряду минералов шамозит-сидерит-пирит степень восстановленности среды образования каждого из них возрастает. Однако, если нет источника серы, то даже в сильно восстановительной среде образуется не пирит, а сидерит или шамозит.

Таким образом под влиянием наложенных процессов происходило изменение минералогического состава зон первичного профиля коры выветривания. В первую очередь замещались минералы водной и безводной окиси железа. В конечной стадии замещению подвергались даже крупные кристаллы мартита, каолинит, хлорит и минералы свободного глинозема. В последнем случае происходил вынос глинозема и частичное его переотложение вместе с шамозитом по трещинам на глубине среди слабо выветрелых сланцев, иногда в ассоциации с сидеритом. Вынос глинозема из латеритов приводил к образованию в верхней части профиля зоны аллитов или ссиллитов, или зоны дебокситизации.

Заключение

Геологические исследования, проводимые в последнее время, позволили обнаружить в пределах Воронежской антеклизы широкое развитие древней коры выветривания на различных кристаллических породах. Наличие в составе этой коры минералов свободного глинозема

и охристо-каолиновых глин дает основание относить ее к латеритному типу. Формирование коры выветривания разновозрастно. Оно, по-видимому, началось в верхнем протерозое и закончилось на некоторых участках антеклизы в эйфельское время среднего девона. На части территории оно было более длительным и продолжалось в течение верхнего девона и нижнего карбона. Бокситизация проявлена в тех породах выветривания, образование которых происходило в течение верхнедевонского и нижнекарбонового времени.

Бокситоносная кора выветривания образовалась на филлитовидных углисто-кварц-серицитовых, хлорит-серицитовых, хлоритовых, хлорит-магнетитовых и серицит-железностюдовых сланцах, амфиболитах и диорит-порфиритах нижнепротерозойского возраста и на палеобазальтах верхнедевонского возраста.

Латеритная кора выветривания кристаллических сланцев до перекрытия ее известняками нижнего карбона местами подвергалась переработке в континентальных лагунно-болотных условиях. Воды восстановительного характера приносили в кору выветривания большое количество органического вещества, железа и производили метасоматическое замещение ее первичного минерального состава, что приводило к образованию в верхней части коры выветривания железисто-глиноземистых шамозитсодержащих пород со свободным глиноземом.

После смены восстановительной обстановки на окислительную, древняя кора выветривания с наложенной шамозитизацией вновь местами подверглась выветриванию с образованием более молодой латеритной коры, состоящей из бёмита, гиббсита, диаспора, каолинита, гидрослюда и гидроокислов железа. Время ее формирования, по-видимому, следует относить к нижнекарбоновой трансгрессии погружающегося континента.

Латеритная кора выветривания как сланцев и амфиболитов, так и пород с наложенной шамозитизацией, сформировавшаяся в окислительных условиях континентального выветривания, подверглась вновь значительной вторичной переработке в восстановительных условиях, возможно завершившейся уже после перекрытия ее углистыми глинами и известняками нижнего карбона и другими осадочными породами.

A. P. NIKITINA

OLD LATERITIC CRUST OF WEATHERING OF PRECAMBRIAN ROCKS IN VORONEZH ANTECLISE

Latest geological researches permitted us to establish a wide development of an old crust of weathering on different crystalline rocks in the Voronezh antecline. The presence of free alumina minerals and kaoline-ferri-allophanoids in the composition of the crust warrants its inclusion into the lateritic type.

The crust of weathering was formed during various periods of time. Apparently, the process has started in the Upper Proterozoic and came to an end, at least for certain parts of the antecline, in the course of the Eifelian (Middle Devonian). In other parts of the area it may have been longer and continued throughout Upper Devonian and Lower Carboniferous. Laterization has mostly affected those crusts of weathering, which have been formed during the Upper Devonian and Lower Carboniferous.

Both the lateritic and allitic crusts of weathering develop on Lower Proterozoic phyllitic coaly-quartz-sericitic, chloritic, chlorite-magnetitic and sericite-specularitic schists, on amphibolites and diorite-porphyrates, as well, as on Upper Devonian paleobasalts.

Prior to its being overlain by Lower Carboniferous limestones, the lateritic crust of weathering has been locally reworked, under continental lagoon-marshy conditions. Bog waters being distinctly reductive, supplied large amounts of iron to the crust of weathering and caused metasomatic replacements in its initial mineral composition. This resulted in the accumulation of ferruginous-aluminiferous chamosite-bearing rocks in the topmost part of the crust.

After the reduction environments had turned into an oxidation medium, the old crust of weathering with a superimposed chamositization was again subjected to ero-

sion and a younger lateritic crust has been formed, consisting of boehmite, gibbsite, diaspore, kaolinite, hydromica and iron hydroxides. Its formation corresponds, apparently, in time to the Lower Carboniferous transgression.

The lateritic crust of weathering associated with slates, amphibolites or with rocks of a superimposed chamositization, was formed under oxidation conditions characteristic of continental erosion. Later it was subjected to a considerable epigenetic reworking under reduction conditions, which, apparently, took place after this crust was covered by Lower Carboniferous coaly clays, limestones and other sedimentary rocks. This resulted in a destruction of the initial mineralogical zonality of the crust of weathering and in the formation of secondary mineralogical superimposed zones, especially in the upper parts of the weathering sequence.

Processes of infiltration-superimposed mineral formation caused both an impoverishment and an enrichment of the upper zones of the crustal of weathering in silica.

ЛИТЕРАТУРА

Булгакова А. П. О метаколлоидном сидерите в коре выветривания кристаллических пород Лебединского месторождения КМА. В кн.: «Кора выветривания», вып. 6. Изд. АН СССР, М., 1963.

Гиизбург И. И., Наджакова Г. З., Никитина А. П. Современное и древнее латеритное выветривание базальтов Бразилии и Русской платформы. В кн.: «Кора выветривания», вып. 4, М., Изд. АН СССР, М., 1962.

Горевский Ю. К., Терентьева К. Ф., Пасова Ф. Г. О бокситах некоторых месторождений Гвинейской республики. «Минеральное сырье», вып. 7, Госгеолтехиздат, 1963.

Доброхотов М. Н. О некоторых вопросах геологии докембрия КМА. В кн.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР», вып. 1. М., 1958.

Петров В. П. О минеральном составе и генезисе боксита и других продуктов латеритного выветривания. «Геология рудных м-ний», № 4, 1962.

Русинович И. А. Геологическое строение северо-восточной полосы и генезис железных руд КМА. «Советская геология», сб. 28, 1948.

Свиатальский Н. И. Железные руды КМА. Изд-во «Коммуна», Воронеж, 1933.

Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 140, 1953.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. Изд. АН СССР, М., 1960.

Чайкин С. И. О генезисе богатых железных руд КМА. «Разведка и охрана недр», № 3, 1958.

Brindley G. W., Louell P. F. Thermal and X-ray studies of chamosite and chlorites. London, 1950.

Brindley G. W. The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. London, 1961.

Orcel J., Henin S., Caillere S. Layers silicates of oolitic iron ores. C. R. Acad. Sci., 1949.

Tschermak G. Chlorite group. Stsb. Acad. Wiss. zu Wien, Abt. 1, 1891.

С. И. ЧАЙКИН

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БОГАТЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ (КМА)

Проведенные в последние годы обширные геологические исследования Курской магнитной аномалии (КМА) позволили по-новому подойти к вопросу образования богатых железных руд. В частности установлено наличие богатых руд, уходящих на значительную глубину, а также выявлена тесная связь их с латеритной корой выветривания. Установлена отчетливая зависимость образования коры выветривания и богатого оруденения от геологической истории отдельных районов и положения их в платформенной структуре.

В настоящей статье подводятся итоги исследований и приводятся некоторые новые соображения по условиям образования богатых руд КМА.

Вещественный состав и строение богатых железных руд. Богатые железные руды КМА в основном представляют собой плащеобразные залежи, приуроченные к головам крутоставленных пластов железистых кварцитов. Форма залежей богатых руд в плане обычно имеет вид лент или полос протяженностью до 70—100 км.

Минералогический состав богатых руд в основном мартитовый и мартит-железнослюдковый. Значительно меньшее распространение имеют мартит-гидрогематитовые и гидрогематит-гётитовые руды. Изредка встречаются хлоритизированные и карбонатизированные разновидности (сидерит-мартитовые, сидерит-железнослюдковые и сидерит-гидрогематитовые). Эти руды имеют вторичный характер и обязаны своим образованием наложенным инфильтрационным процессам.

Текстура руд полосчатая, причем для мартит-железнослюдковых руд присуща тонкополосчатая текстура, характерная для соответствующих типов кварцитов, а гидрогематит-мартитовые руды грубополосчатые аналогично полосчатости силикатно-магнетитовых кварцитов. По падению каждый тип богатых руд переходит в соответствующий тип железистых кварцитов.

Наибольшее значение в составе руд имеют: гематит, в модификации железная слюдка, мартит, тонкодисперсный гематит, гидрогематит и сидерит. Кроме этих основных минералов в составе руд в небольших количествах содержатся гётит и гипергенный магнетит. Из нерудных минералов в рудах присутствуют: хлорит, кварц, каолинит, глиноземистые и железисто-глиноземистые гели. Из них железная слюдка является остаточным минералом железистых кварцитов. Зерна в богатых рудах имеют такие же габитус и размеры, как и в железистых кварцитах. Железная слюдка представлена лепидобластическими агрегатами, а мартит образует идиоморфные полиэдрических сечений зерна и сростковые агрегаты, обычно послойно ориентированные.

Размеры рудных зерен изменяются от сотых до десятых долей миллиметра.

Характерной особенностью богатых руд КМА является высокая пористость, часто достигающая 30—40% и сохраняющаяся на глубоких горизонтах. Этот факт имеет исключительно важное значение для понимания генезиса месторождений.

Гидрогематит и гидрогётит являются вновь образованными рудными минералами. Гидрогематит и дисперсный гематит обычно рыхлые, землистые и колломорфные, красные. Местами в результате процессов дегидратации, более интенсивно проявляющейся в приповерхностных горизонтах гидрогематитовых руд, наблюдается развитие гематита в виде плотных, афанитовых масс.

Принадлежность красных землистых окислов железа к гидрогематиту доказывается термическими исследованиями, а также наличием в их составе кристаллизационной воды в количестве до 2%.

Гидрогематит развивается обычно по железистым силикатам (биотиту и куммингтониту). В самом приповерхностном горизонте рудных залежей наблюдается замещение им мартита. Нередко гидрогематит появляется во внутренних частях магнетитовых зерен, сохраняющих мартитовые оболочки. Возникают весьма эффективные образования «мартитовые коробочки», наполненные гидроокислами железа.

Гидрогётит находится также преимущественно в виде землистых масс. Он развивается по щелочным амфиболам (рибекиту и эгирину), сидериту и хлоритам. Гидрогётит нередко образуется по куммингтониту, но последний в этом случае обычно сопровождается развитием эгирина и рибекита. При этом часто гидрогётит наблюдается в виде хорошо выраженных псевдоморфоз по сноповидно-волокнистым агрегатам куммингтонита.

Широкое развитие окисных минералов в составе руд, а также наличие в рудах гидроокислов железа имеет большое генетическое значение, свидетельствующее о связи образования богатых руд с процессами выветривания.

Гипергенный магнетит, впервые установленный в рудах КМА В. П. Рахмановым (1958), тесно связан с сидеритом и хлоритом. Он представлен обычно регенерационными каемками вокруг зерен мартита, а также кристаллическими выделениями между зёрнами мартита.

Карбонаты представлены главным образом сидеритом. Они выполняют промежутки и пустоты в мартит-железнослюдковом агрегате, в результате чего руды приобретают цементные структуры. Сидерит приурочен к приповерхностным горизонтам рудных залежей.

Хлориты преимущественно слабонераскристаллизованные. Они так же, как и сидерит, относятся к числу эпигенетических образований, развиваясь преимущественно совместно с сидеритом или ниже зоны сидеритизированных руд. В ассоциации с сидеритом и хлоритом в рудах развиты пирит и марказит, образующие рассеянную вкрапленность и небольшие стяжения.

Из четырех районов богатых руд наиболее богатые руды разведаны в Белгородском районе (табл. 1).

Для богатых руд характерно высокое (до 72%) содержание окисного железа, а также низкое содержание серы, что также подчеркивает генетическую связь их с процессами выветривания. Таким образом, характер залегания, минеральный состав и текстурно-структурные особенности руд свидетельствуют о том, что богатые руды представляют собой образования коры выветривания.

Образование богатых руд КМА местные геологи связывают с формированием палеозойской коры выветривания. Выделяются два морфо-

Таблица 1

Химический состав богатых руд четырех районов КМА

Районы	Среднее содержание, %				
	Fe	SiO ₂	Al ₂ O ₃	П. п. п.	S
Курско-Орловский	52—55	2—9	2—6	6—13	0,25—0,7
Старооскольский	52—57	5—9	2—3	12—14	0,24—0,64
Новооскольский	50—54	4—9	2—3	9—12	0,16—0,43
Белгородский	59—63	3—5	2	3—5	0,06—0,13

логических ее типа: площадной и линейный. Преобладающая часть богатых руд залегает в виде площадных или плащеобразных тел. Средняя мощность по отдельным месторождениям обычно колеблется от 9—10 до 20 м, но в Белгородском районе достигает 100—120 м.

С севера на юг средняя мощность залежей богатых руд по районам изменяется следующим образом: Курско-Орловский 9 м, Старооскольский 13—19 м, Новооскольский 16—19 м и Белгородский 75—80 м (рис. 1).

Увеличение мощности богатых руд в южном направлении является весьма важным обстоятельством для понимания условий образования руд.

Руды, связанные с линейной корой выветривания (Криворожский тип), имеют локальное распространение. Они приурочены к тектонически ослабленным зонам, являющимися зонами повышенной трещиноватости, а также связаны с избирательным пластовым выветриванием. Характерной чертой руд этого типа является распространение на значительную глубину. Наиболее отчетливо они проявлены на Яковлевском месторождении, где бурением прослежены на 500—600 м от поверхности докембрия, однако можно ожидать их и на глубине до 1000 м. Руды, уходящие на глубину, имеют характер «апофиз» пластово-клиновидной формы, ответвляющихся от плащеобразной залежи. Они приурочены к пластам тонкополосчатых железнослудковых железистых кварцитов типа джеспиллитов (рис. 2).

На Яковлевском месторождении устанавливается три зоны с рудами, уходящими на значительную глубину. Одна из них приурочена к горизонту тонкополосчатых железнослудково-магнетитовых кварцитов, залегающих вблизи лежащего бока толщи железистых кварцитов.

Вторая зона располагается в их средней части, где связана с мощным горизонтом тонкополосчатых железнослудковых кварцитов; третья — приурочена к зоне контакта железистых кварцитов со сланцами верхней свиты. В рудных телах линейного типа отчетливо выражена тенденция выклинивания с глубиной.

Вертикальная зональность залежей богатых железных руд и связь их с латеритной корой выветривания. Рудные залежи КМА имеют отчетливую вертикальную зональность двух типов. Одна из них связана с формированием коры выветривания. Она характеризуется наличием зоны выщелачивания кремнезема (богатые руды) и зоны дезинтегрированных, маршаллитизированных и окисленных железистых кварцитов, под которыми залегают неизмененные породы (рис. 3). Другая зональность связана с деградацией коры выветривания.

Зона выщелачивания представлена богатыми железными рудами. Мощность ее варьирует от нескольких метров в Курско-Орловском районе до 100—120 м в Белгородском районе. Характерным для этой

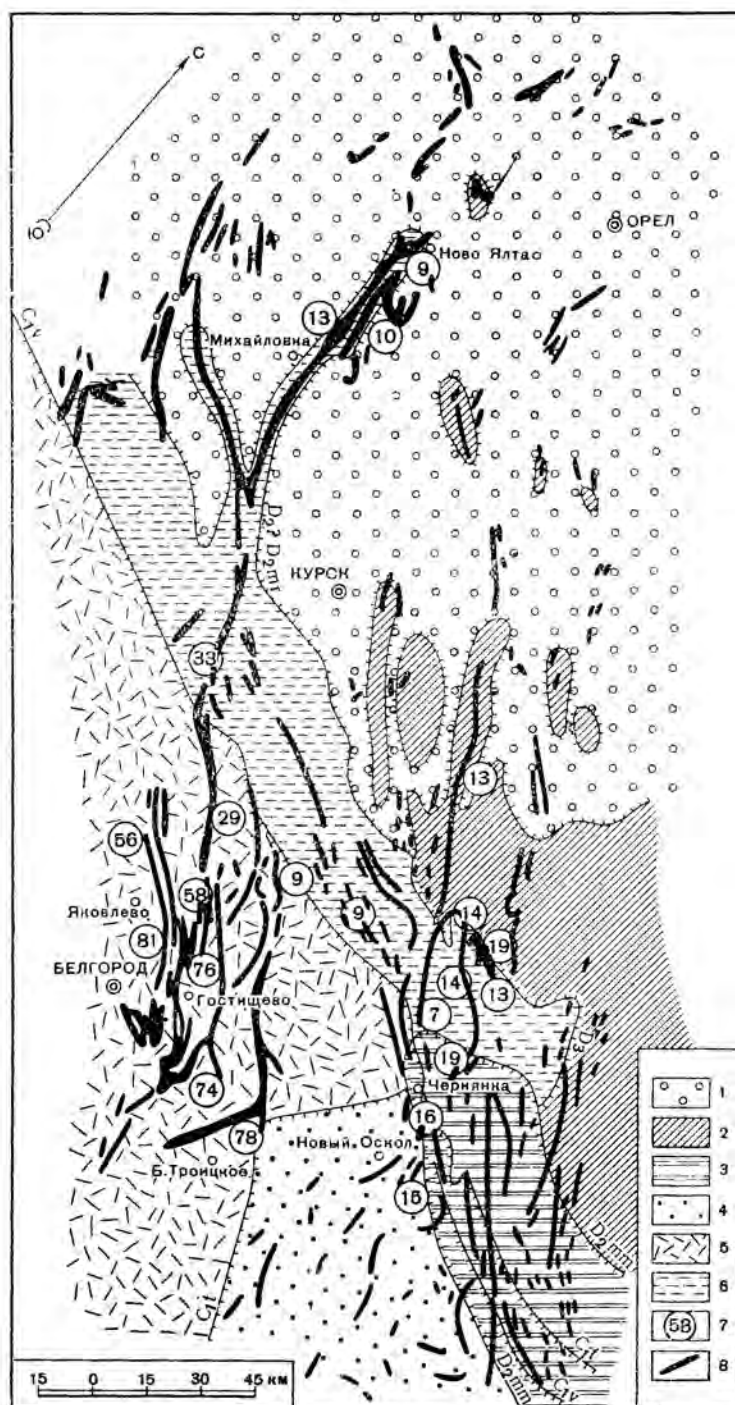
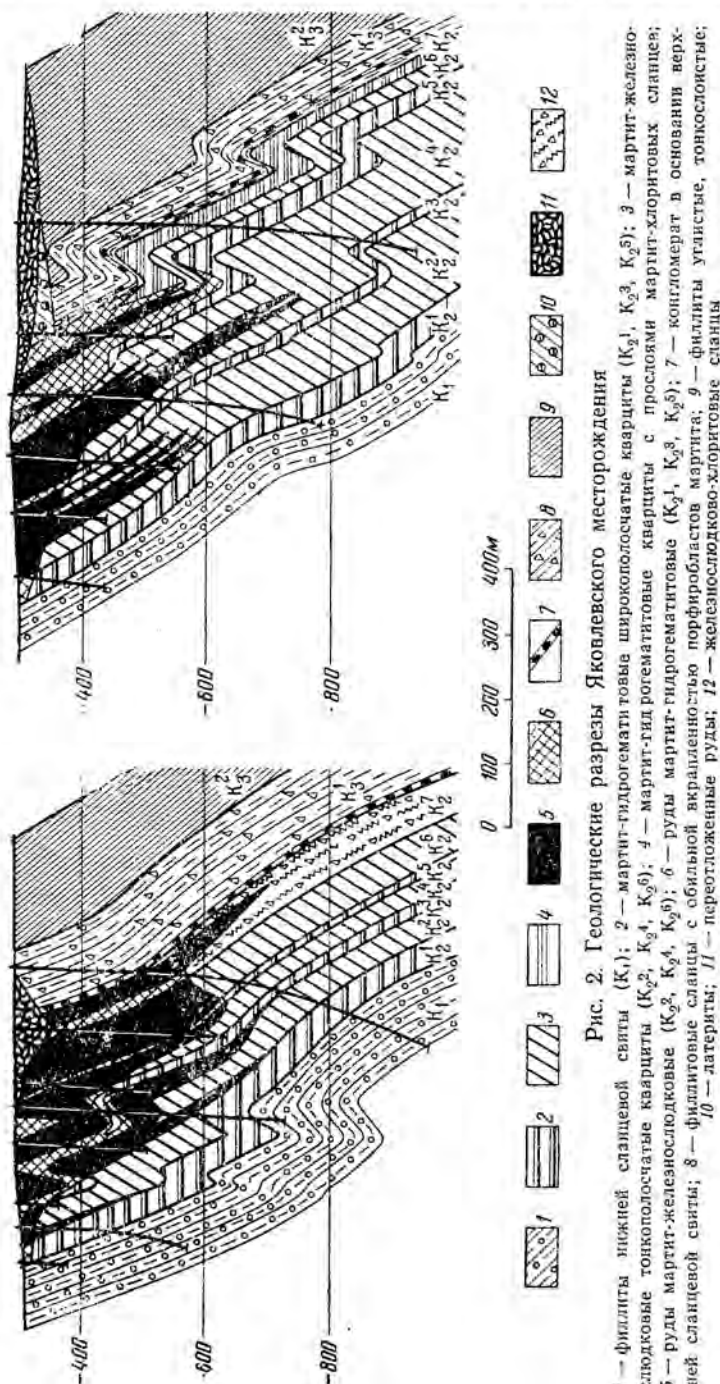


Рис. 1. Схематическая карта района Курской магнитной аномалии. Отложения, непосредственно покрывающие кристаллический фундамент:

1 — средний девон; 2 — верхний девон; 3 — мамонская толща верхнего девона; 4 — турнейский ярус; 5 — визейский ярус; 6 — юра; 7 — мощность рудных залежей; 8 — магнитные аномалии

зоны является интенсивный вынос кремнезема и аккумуляция железа, как остаточного продукта. В связи с этим отношение железа к кремнезему в ней возрастает до 6—12, по сравнению с 0,8 в железистых квар-



цитах. Железо здесь накапливается в основном в виде остаточных минералов — железного блеска и мартита. К числу вновь образующихся минералов относятся гидрогематит, гидрогетит и гётит. Эти минералы

возникают за счет разложения силикатного железа. Однако гидрогематит, как отмечалось выше, образуется преимущественно по биотиту и куммингтониту.

Гидрогетит и гётит или охристо-желтые гидроокислы железа развиваются по сидериту и железистым силикатам типа эгирина и рибекита, а часто и по хлориту. Куммингтонит, содержащий примесь щелочных амфиболитов, также дает гидрогетит и гётит. Местами наблюдаются прослойки смешанного гидрогематит-гётитового состава, состоящие из красных окислов железа, образующих основную массу прослоек,

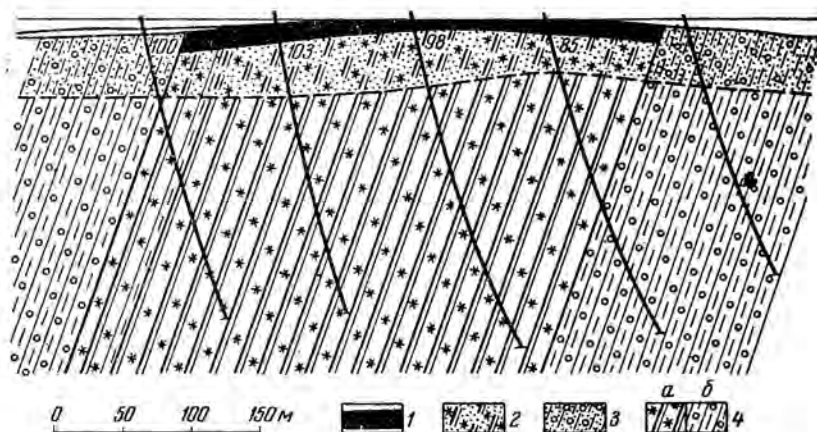


Рис. 3. Вертикальная зональность коры выветривания железистых кварцитов. Лебединское месторождение

1 — зона полного выщелачивания кремнезема и максимального окисления пород (богатые железные руды); 2 — зона маршаллитизации и окисления железистых кварцитов (мартит-гидрогематитовые кварциты); 3 — зона каолинит-глинистых и гидрослюдистых гидрогематитовых сланцев; 4 — зона неза-
(а), филлитовые сланцы (б)

в которой в виде точечных включений развиты охристо-желтые гидроокислы железа. Рудные прослои этого типа образуются по сидерит-куммингтонитовым прослойкам.

Следует также отметить, что и по биотиту, когда с ним ассоциируют карбонаты, как это имеет место в карбонат-биотитовых породах, инъецирующих железистые кварциты, в зоне выветривания образуются не красные гидроокислы железа, а охристо-желтые. Красные окислы железа — дисперсный гематит и гидрогематит развиваются не только по куммингтониту и биотиту, но также и по мартиту. Образование красных землистых окислов железа по мартиту обычно приурочивается к приповерхностным горизонтам рудной залежи. Здесь мартит гидратируется с частичным или полным замещением красными окислами железа, при этом зерна мартита резорбируются, а нередко приобретают округлую форму; таким округлым зернам некоторыми исследователями ошибочно приписывается кластогенный характер.

В своем развитии красные землистые гидроокислы железа нередко замещают внутреннюю часть зерен при сохранении внешней мартитовой оболочки. Гидратизация мартита местами наблюдается и на значительных глубинах. На Яковлевском месторождении, например, мартитовые «коробочки», наполненные красными гидроокислами железа, встречены на глубине около 500 м от поверхности докембрия. Процесс гидратизации мартита становится особенно интересным, если учесть,

что мартит в зоне выветривания является очень устойчивым. А. Г. Бетехтин (1950) указывает, что магнетит в зоне выветривания поддается гидратации с большим трудом и наблюдается чрезвычайно редко и в небольших количествах в условиях жаркого климата. Поэтому проявление этих процессов в рудах КМА является одним из весьма важных индикаторов климатических условий времени формирования коры выветривания.

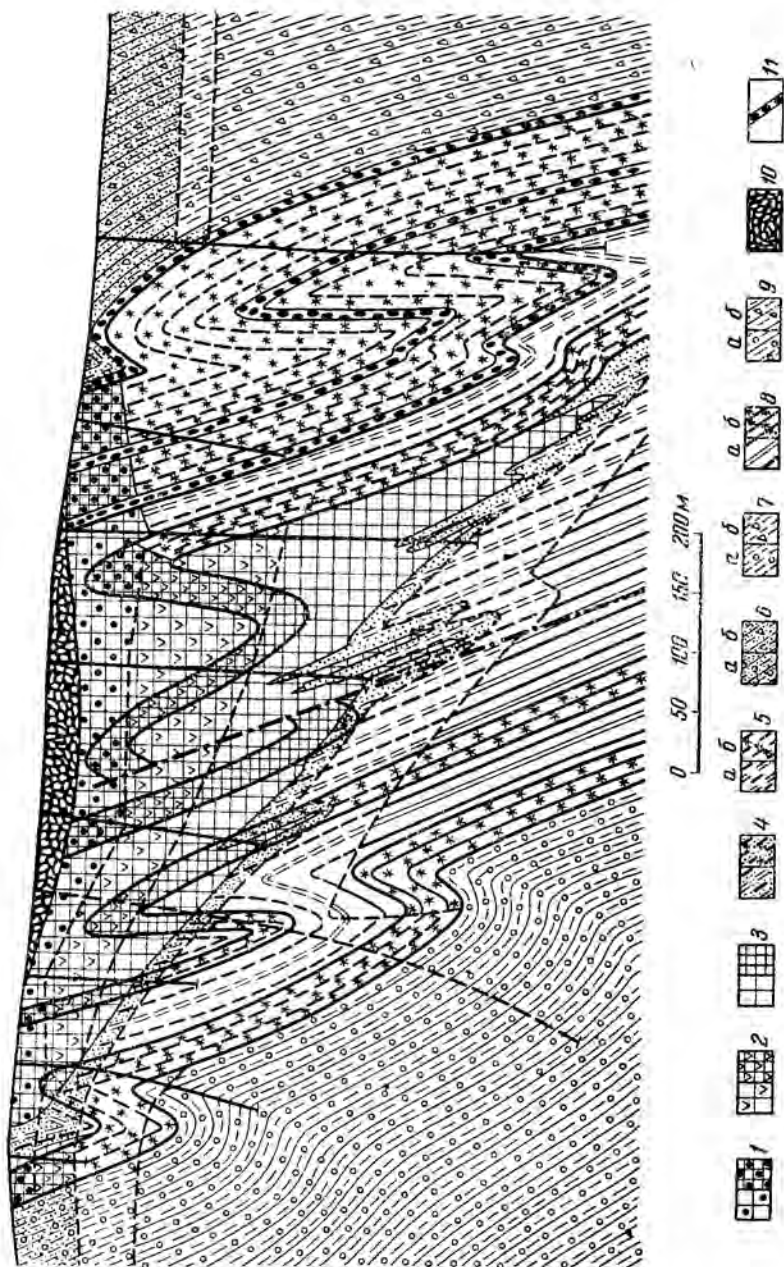
Зона дезинтегрированных, маршаллитизированных и окисленных кварцитов имеет промежуточное положение между зоной богатых руд и неизмененными выветриванием железистыми кварцитами (см. рис. 4). Для этой зоны характерен лишь частичный вынос кремнезема и небольшое обогащение железом. По сравнению с железистыми кварцитами первичной зоны, содержание железа здесь увеличивается для наиболее богатых железослюдковых разновидностей всего на несколько процентов (до 8%) при уменьшении кремнезема с 46% в первичной зоне до 38% в маршаллитизированной зоне. Отношение железа к кремнезему в этой зоне обычно несколько больше 1, в то время, как для кварцитов первичной зоны оно, как отмечалось выше, всегда меньше 1 (0,80—0,84%). При этом кварцевые прослои часто дезинтегрируются с образованием мучнистого кремнезема. Одновременно в этой зоне происходит окисление магнетита и разложение силикатов железа с образованием гидроокислов железа, в связи с чем железистые кварциты окрашиваются в красно-бурые тона.

Следует отметить, что процессы выщелачивания кремнезема и окисления в зоне проявлены неодинаково. Наиболее интенсивный вынос кремнезема наблюдается в верхней части зоны, где вследствие этого содержание железа возрастает нередко до 45—47%, а содержание кремнезема уменьшается до 20—25%. В связи с интенсивным выносом и дезинтеграцией кремнезема в верхней части зоны, вблизи границы с зоной богатых руд, железистые кварциты приобретают характерный тонкоплитчатый облик. С глубиной процессы выщелачивания и маршаллитизации кремнезема затухают и гипергенные изменения по существу представлены только окислением магнетита и разложением силикатов железа с образованием гидроокислов железа. Ввиду указанного различия в характере проявления процессов окисления и выщелачивания кремнезема данную зону можно подразделить на две подзоны: подзону маршаллитизации и окисления железистых кварцитов, мощностью от 1 до 10 м и более мощную (от 20—30 до 80—100 м) подзону окисления (рис. 5).

Эпигенетическая зональность проявлена в рудной зоне повсеместно. Она обусловлена наложением на рыхлые образования первичной коры выветривания процессов хлоритизации и карбонатизации. В результате этих процессов в самых верхних горизонтах рудных залежей образуется зона плотных сидеритизированных руд, а под ними — зона в той или иной степени хлоритизированных руд (см. рис. 4). Карбонаты, преимущественно сидерит, выполняют поры и интерстиции в агрегате, образованном остаточными рудными минералами; часто наблюдается метасоматическое замещение сидеритом рудных минералов. Мощность зоны карбонатизации изменяется от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров. В ассоциации с сидеритом развит криптокристаллический и аморфный хлорит, наибольшее количество которого наблюдается ниже зоны карбонатизации, где образуется самостоятельная зона хлоритизации. Небезынтересно отметить, что карбонатизация руд имеет повсеместное распространение на территории КМА, причем развита она как под карбонатными породами карбона и девона, так и под юрскими глинами.

Рис. 4. Вертикальная эпигенетическая зональность рудной залежи. Яковлевское месторождение

Зона выщелачивания — богатые железные руды: 1 — подзона скарпов, 2 — подзона хлоритизированных руд; 3 — подзона руд, лишенных эпигенетических новообразований. Зона окисления и частично выщелачивания: 4 — подзона маршированных окисленных железистых кварцитов; 5 — подзона окисленных железистых кварцитов (силикатов железа разложены с превращением в гидроокислы железа) — железослюдково-мартитовые кварциты (а), гидрогематит-мартитовые кварциты (б); 6 — железисто-кассинитовые продукты выветривания филлитовых сланцев — подрудные сланцы (а), надрудные сланцы (б); 7 — слабовыветрелые филлиты и сланцы с образованием гидроксидов гидроокислов железа — подрудные сланцы (а), надрудные сланцы (б). Зона неизмененных выветриванием пород: 8 — неизмененные выветриванием железистые кварциты — железослюдково-мартитовые (а), силикат-магнетитовые кварциты (б); 9 — неизмененные выветриванием филлитовые сланцы — подрудные сланцы (а), надрудные сланцы (б); 10 — персольные конгломераты, состоящие из обломков железистых кварцитов



Наличие вертикальной зональности в рудных залежах является очень важным геологическим фактом, поскольку она в совокупности с другими данными свидетельствует об экзогенной природе рудообразующих процессов, в том числе и мартитизации. Об этом приходится напоминать, так как вопреки очевидному характеру этих процессов, отдельные исследователи (Тоцилин, 1963) приписывают им эндогенную природу. Кроме того, вертикальная зональность в рудах указывает на постпротерозойский возраст коры выветривания, т. е. образование ее

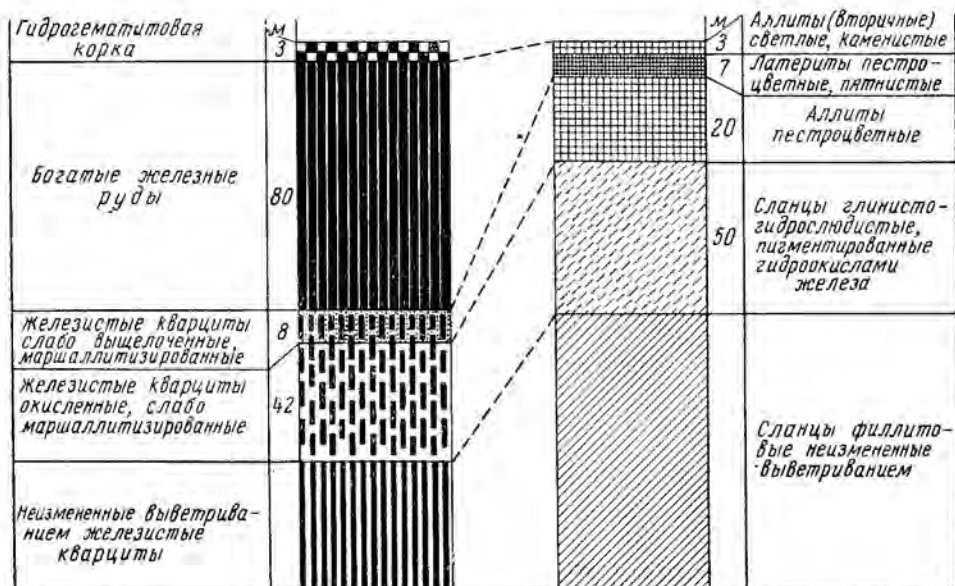


Рис. 5. Сравнение типовых колонок коры выветривания сланцев и железистых кварцитов

после карельской фазы орогенеза и пенепленизации созданных ею горных сооружений.

Сравнивая профиль коры выветривания, развитый из железистых кварцитов, и представленный, как уже отмечалось, богатыми железными рудами с типично латеритным профилем современных кор выветривания нетрудно убедиться в большой аналогии между ними.

Как известно из многочисленных исследований латеритов, проведенных зарубежными (Лякруа, Харассовиц, Фагелер, Фок и др.) и отечественными учеными (Гинзбург, 1958; Бушинский, 1958, Никитина, 1958, 1961; Трубина, 1958, и др.) для латеритных кор выветривания характерно выщелачивание кремнезема и аккумуляция окислов железа и алюминия.

Палеозойская кора выветривания, развивающаяся по железистым кварцитам и представленная богатыми железными рудами, характеризуется исключительными масштабами проявления этих процессов.

Как можно видеть из табл. 2, в верхней зоне коры выветривания, по сравнению с железистыми кварцитами, на которых она развита, содержание железа увеличивается почти в 2 раза, а содержание кремнезема уменьшается в 7—13 раз. Также примерно в 2 раза в богатых рудах возрастает содержание глинозема и двуокиси титана (табл. 3).

Особенно отчетливо накопление титана проявляется в продуктах выветривания дайковых пород. Эти дайки широко распространены на

Таблица 2

Сравнение содержаний железа и кремнезема
в железистых кварцитах и богатых рудах

Месторождения	Среднее содержание, %					
	Железистые кварциты			Богатые руды		
	Fe	SiO ₂	Fe:SiO ₂	Fe	SiO ₂	Fe:SiO ₂
Яковлевское	36,5	44,3	0,82	60,2	5,1	12
Гостищевское	36,5	43,4	0,84	62,3	3,6	17
Михайловское	38,8	35,7	1,08	54,9	9,0	6,1
Лебединское	34,2	39,6	0,86	56,0	7,0	8
Погремецкое	34,5	39,5	0,87	54,9	4,8	11
Чернянское	—	—	—	51,2	6,9	7,4

Таблица 3

Сравнение содержаний глинозема и двуокиси
титана железистых кварцитов и богатых руд

Месторождения	Среднее содержание, %			
	Железистые кварциты		Богатые руды	
	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂
Яковлевское	1,36	0,05	2,7	0,10
Чернянское	0,12—1,14	0,03—0,53	1,2—3,98	0,10—1,36
Гостищевское	1,4	0,036	2,41	0,06

Чернянском месторождении. Содержание TiO₂ в них колеблется от 2 до 6%, а в глинисто-железистых продуктах их выветривания—от 8 до 12%, достигая 15—16%. Таким образом, богатые руды КМА характеризуются в геохимическом отношении полной общностью с латеритной корой выветривания и должны рассматриваться, как ее аналог.

Генетическая связь богатых железных руд с латеритной корой выветривания доказывается установлением в ряде мест Белгородского района (Яковлево, Гостищево, Шебекино) типичных латеритов. Эти латериты развиты на филлитовых сланцах, вмещающих железистые кварциты. Форма залежей латеритов плащеобразная, т. е. аналогична формам залежей богатых руд (см. рис. 2). Латериты окаймляют богатые железные руды в плане—со стороны лежачего и всячего боков, а на Гостищевском месторождении они присутствуют и на сланцах, залегающих среди богатых железных руд. В коре выветривания сланцев, вмещающих железорудную толщу, выделяются следующие зоны: а) зона латеритов; б) зона аллитов; в) зона выветрелых глинисто-гидрослюдистых ожелезненных сланцев; г) зона первичных филлитовых кварц-мусковит-биотитовых сланцев.

Сравнивая профили коры выветривания сланцев и железистых кварцитов (см. рис. 5), нетрудно заметить общие элементы в характере вертикальной зональности и в последовательном расположении отдельных зон. Так, богатые руды, образующиеся по кварцитам, хорошо параллелизуются с зоной бокситовидных пород. Как для той, так и другой характерно накопление железа и глинозема. Разница лишь в том, что в коре выветривания сланцев глинозем преобладает над железом, а в остаточных продуктах выветривания железистых кварцитов, наоборот, железо доминирует над глиноземом, что связано с различным составом исходных пород.

Следующая зона—маршаллитизированные и полувыщелоченные окисленные кварциты соответствуют аллитам в профиле коры выветри-

вания, возникшей на сланцах. Для этих зон характерна достаточно интенсивная дезинтеграция пород с широко развитой маршаллитизацией кварца. Однако вынос кремнезема здесь по сравнению с верхней зоной происходил более ограниченно. В основании обоих профилей кор выветривания располагается зона окисления и гидратации пород с весьма слабым проявлением процессов выноса кремнезема и дезинтеграции пород. Более интенсивное развитие этих процессов отмечается лишь на отдельных участках. Наблюдаемая в верхней части латеритов зона аллитов, по-видимому, является эпигенетическим образованием. Нам представляется, что возникновение ее следует связывать с деградацией латеритов, обусловленной инфильтрацией углистых растворов, которые в коре выветривания железистых кварцитов (богатые руды) приводят к сидеритизации руд и образованию соответствующей зоны. Таким образом верхнюю аллитовую зону, развитую на латеритах, генетически следует параллелизовать с зоной карбонатизации, развивающейся в богатых железных рудах.

Проводя аналогию между залежами богатых руд КМА и латеритами, необходимо отметить, что богатые руды КМА как образования латеритной коры выветривания характеризуются некоторыми своеобразными чертами. Одной из характерных черт богатых руд является сохранение в них реликтовых структур материнских пород (железистых кварцитов) в то время, как в латеритах эти структуры исчезают. В последних часто наблюдается возникновение бобовых текстур.

Благодаря преимущественно гематитовому или магнетитовому составу материнских пород их структура сохраняется и в богатых рудах. Магнетит и особенно гематит в зоне гипергенеза весьма устойчивы, поэтому сложенные ими рудные прослои без каких-либо изменений сохраняются в богатых залежах, образуя в них структурный каркас. Следует также заметить, что в профиле коры выветривания сланцев наблюдается несколько меньшая мощность верхних зон по сравнению с соответствующими зонами коры выветривания железистых кварцитов.

В коре выветривания сланцевых толщ наблюдается также менее интенсивный вынос кремнезема, о чем свидетельствует более высокое (15—20%) содержание кремнезема в латеритах. Процессы окисления и гидратации в коре выветривания сланцев происходят примерно на тех же глубинах, что и в коре железистых кварцитов, но содержание кремнезема в них остается сравнительно высоким.

Различие мощности зон выщелачивания в корах выветривания сланцев и железистых кварцитов, по-видимому, обусловлено следующими обстоятельствами.

1. Сланцевые толщи как более слабые и легче подвергающиеся размыву образуют в рельефе более низкие формы, чем железистые кварциты. Поэтому трансгрессирующие отложения значительно раньше перекрыли сланцевые толщи, чем кварцитовые. Таким образом, формирование коры выветривания на сланцах было менее продолжительным, чем на железистых кварцитах.

2. В ходе выветривания сланцевых толщ образуются глинистые продукты, кальматировавшие трещины и тем самым затруднявшие циркуляцию метеорных и подземных вод.

3. Важное значение также имеет различие физико-механических свойств пород. Железистые кварциты как более жесткие породы сильно реагировали на тектонические деформации и давали много трещин скола, способствовавших проникновению по ним вод в то время, как в сланцах трещины залечивались «глинками» притирания.

Поскольку богатые руды КМА представляют образования, генетически тесно связанные с латеритной корой выветривания, то выяснение

условий образования первых очевидно должно свестись к установлению условий формирования последней. При этом должны быть решены такие вопросы как: 1) время образования древней коры выветривания и связанных с ней богатых железных руд; 2) структурно-геоморфологические условия формирования древней коры выветривания, а также причины, обусловившие неодинаковую мощность рудных залежей.

О времени образования богатых железных руд КМА

Залегание богатых руд под покровом нижнекаменноугольных (визейских) и верхнедевонских отложений свидетельствует о довизейском и доверхнедевонском времени их образования. Это слишком широкий стратиграфический диапазон, охватывавший огромный промежуток времени: кембрий, ордовик, силур и девон. Установление генетической общности богатых руд с латеритной корой выветривания свидетельствует о том, что образование богатых руд могло происходить только в эпоху с благоприятными для латеритообразования климатическими условиями, а именно в жарком и влажном климате.

Как известно из работы Н. М. Страхова (1962), ниже- и среднедевонская эпохи были неблагоприятными для формирования латеритной коры выветривания, а следовательно и богатых руд, так как территория КМА и прилегающие к ней районы располагались в это время в аридной области.

Аридный характер климата этих эпох на территории КМА достаточно убедительно доказывается широким развитием галогенных отложений в девоне на сопредельных с КМА регионах. Так, к северу от КМА, в Прибалтике (Главное девонское поле) и в области Московской синеклизы (Центральное девонское поле) средний девон представлен красноцветной толщей с доломитами и прослоями гипса. В самое последнее время мощные залежи каменной соли выявлены в районе Тулы. Гипсоносные девонские отложения широко распространены и в Белоруссии.

Южнее территории КМА, в Днепровско-Донецкой впадине, живетский ярус и низы франского яруса девона представлены пачками мергелей, известняков и аргиллитов, пересланяющихся со слоями каменной соли, ангидрита и гипса (Наливкин, 1962, Марковский, 1958).

Приведенными данными обрисовывается огромная засушливая область нижнего и среднего девона, охватывающая центральную часть Русской платформы. Таким образом, территория КМА в эти эпохи располагалась в области аридного климатического пояса и поэтому образование латеритной коры выветривания на ней в это время исключается. Данные по палеогеографическим условиям центральной части Русской платформы в течение кембрия, ордовика и силура весьма скудны.

В течение всего кембрия и верхней половины силура территория КМА располагалась в аридном климатическом поясе. Об этом свидетельствует развитие на соседней с ней территории (южный борт Московской синеклизы и Белорусский массив) аридной красноцветной формации с гипсом и доломитом. Поэтому кембрий и силур (верхняя половина), по-видимому, не могут считаться временем, благоприятным для формирования латеритной коры выветривания и связанных с ней богатых железных руд. Необходимо еще учесть, что Воронежский кристаллический массив в течение кембрия являлся областью, питавшей седиментацию Московской синеклизы, где мощность кембрийских отложений достигает 500—1300 м. Следовательно, денудация Воронежского массива в это время была достаточно интенсивной и если кора выветри-

вания здесь и формировалась, то она подвергалась одновременному размыву.

В ордовике и нижней половине силура в центральной части Русской платформы, в пределах которой находится территория КМА, господствовали гумидные климатические условия, на что указывает наличие в ордовикских и нижнесилурийских отложениях, развитых в северных (Новгородская, Ярославская и Вологодская области) и южных (Приднестровье) районах платформы, пластов горючих сланцев и фосфорито-железистых образований.

Судя по широкому развитию карбонатных пород, в том числе доломитов, а также фауны с толстостенными раковинами в отложениях ордовика и нижнего силура, гумидный климат в это время в пределах рассматриваемой территории был теплым тропическим или субтропическим. Это дает основание считать, что ордовик и нижняя половина силура на территории КМА была эпохой, благоприятной для формирования латеритной коры выветривания. На это указывает также олигомиктовый состав терригенных отложений ордовика. С конца среднего, начала верхнего силура на платформе отчетливо обозначается аридизация климата. Аридные условия, окончательно стабилизировавшиеся в верхнем ордовике, продолжали господствовать в течение нижнего и среднего девона вплоть до франского времени.

Более определенно решается вопрос о рудообразовании в верхнедевонско-нижнекаменноугольное время. Имеющиеся данные об увеличении мощности рудных залежей от районов с верхнедевонской кровлей к районам, где кровля руд представлена визейским ярусом карбона, позволяют прийти к выводу о том, что наиболее мощное формирование рудных залежей связано с интервалом времени, охватывающим верхний девон — нижний карбон. Этот вывод хорошо согласуется с возрастом латеритной коры выветривания Североонежского бокситоносного района, где, по данным К. Н. Трубиной (1958), эта кора связана с верхнедевонским и турнейским временем. Наиболее интенсивное рудообразование приурочено к турнейскому времени, в течение которого произошло главное приращение мощности рудных залежей. Так, в Новооскольском районе, на Погроменском месторождении, средняя мощность рудной залежи 19 м, а в Белгородском районе увеличивается до 80—100 м.

Структурно-геоморфологические условия формирования древней коры выветривания

Ко времени образования коры выветривания, т. е. в верхнедевонско-нижнекаменноугольную эпоху, кристаллический фундамент центральной части Русской платформы представлял собой пенепленизированную холмистую равнину, в которой железистые кварциты как более стойкие по отношению к процессам химического выветривания породы образовывали гряды холмов, вытянутые в северо-западном направлении. Превышения кварцитовых гряд над равниной колебались от 5 до 100 м. Значительная мощность коры выветривания, достигающая в Белгородском районе в среднем 100—150 м, предполагает глубокодренированный характер равнины или свидетельствует о ее приподнятости над прилегающей к ней местностью. Таким образом в верхнем девоне и нижнем карбоне вырисовывается платообразный характер рельефа района КМА.

Предположение о столовом характере равнины докембрийского фундамента КМА в девоне и нижнем карбоне хорошо согласуется с за-

ложением и формированием в этот период Днепровско-Донецкой впадины, имевшей характер грабена. Северные разломы, ограничивающие этот грабен, проходили где-то между Харьковом и Белгородом. По этим разломам кристаллический фундамент Курской магнитной аномалии был приподнят над грабеном Днепровско-Донецкой впадины, при этом поверхность фундамента в пределах КМА, по-видимому, постепенно погружалась к северу, в направлении к Московской синеклизе. Уклон поверхности кристаллического фундамента к северу в Белгородском районе в последнее время устанавливается Л. С. Богуновой, С. Г. Вишняковым и Н. П. Хожяиновым (1962) по характеру довизейской гидрографической сети.

Ввиду приподнятости кристаллического фундамента территория КМА подверглась глубокому дренажу. Докембрийские породы в этих условиях промывались на значительную глубину поверхностными и грунтовыми водами, что и привело к формированию достаточно мощной коры выветривания. Циркуляция поверхностных и грунтовых вод была наиболее интенсивной в пределах тектонически ослабленных зон, являвшихся дренами, по которым эти воды направлялись в окружавшие территорию КМА морские бассейны, в частности в морской бассейн, занимающий в это время Днепровско-Донецкую впадину. Принимая во внимание, что на отдельных участках линейная кора выветривания распространяется на глубину до 1000 м от поверхности докембрия, по-видимому, платообразная равнина КМА в верхнем девоне — нижнем карбоне поднималась над окружающей местностью более чем на 1000 м.

Образование богатых руд в значительной степени определяется также характером залегания железистых кварцитов. Установлено, что рудные залежи большой мощности приурочены к участкам, характеризующимся крутыми углами падения (Яковлевское, Гостищевское и другие месторождения). Процессы рудообразования интенсифицируются также в пределах резких поперечных структур. Примером локализации мощного богатого оруденения в этого рода структурах является Центральный участок Больше-Троицкого месторождения, где полоса железистых кварцитов резко меняет северо-западное простираие на юго-западное.

Кроме структурно-тектонических факторов формирование коры выветривания не в меньшей степени определялось петрографией материнских пород, что предопределило структурно-текстурные особенности богатых руд. Так, железослюдковые руды являются производными железослюдковых кварцитов, гидрогематит-мартитовые руды образуются по куммингтонит-магнетитовым кварцитам. Охристо-гидрогематит-мартитовые руды развиваются по интенсивно выщелоченным магнетитовым кварцитам, содержащим в значительных количествах эгирин и рибекит. Часто они возникают за счет выветривания карбонат-биотитовых жильных пород. Мартит-гидрогематитовые руды возникают за счет магнетит-хлоритовых сланцев.

Петрографическими и текстурно-структурными особенностями нередко определяется и избирательный характер процессов рудообразования. Разведочными работами установлено, что наибольшие мощности (при прочих равных условиях) рудные залежи имеют в пачках железослюдковых кварцитов, отличающихся малой мощностью безрудных (кварцевых) прослоек. На Чернянском месторождении заметное усиление процессов рудообразования, выраженное в заметном увеличении мощности рудной зоны, установлено и в пределах пачек интенсивно выщелоченных железистых кварцитов, приуроченных к бортовым частям синклинали структуры месторождения. Можно допустить, что

интенсификация процессов рудообразования в пачках железистых кварцитов, содержащих щелочные силикаты, связана с наличием щелочей, повышающих щелочность подземных вод и растворяющую способность их в отношении кремнезема. На рудообразование существенное влияние оказывает также степень метаморфизма пород. Отчетливо наблюдается, что в зонах, где железистые кварциты претерпели более высокую степень метаморфизма, интенсивность процессов рудообразования проявилась гораздо слабее по сравнению с зонами, в которых железистые кварциты слабо метаморфизованы.

В горизонтах и пачках широко- и грубополосчатых куммингтонит-магнетитовых, актинолит-магнетитовых и других разновидностей железистых кварцитов процессы рудообразования имели резко ослабленный характер. Рудные залежи в границах распространения указанных разновидностей кварцитов, как правило, имеют небольшую мощность, всегда меньшую, чем железослюдковые железистые кварциты. Часто широко и грубополосчатые силикатные кварциты образуют среди залежи богатых руд останцы и выступы, представляющие безрудные «окна».

S. I. CHAIKIN

CONDITIONS OF FORMATION OF RICH IRON ORES OF THE KURSK MAGNETIC ANOMALY (KMA)

Rich iron ores of the Kursk Magnetic Anomaly (KMA) are mainly eluvial products resulting from the old weathering of ferruginous quartzites. Rich ore deposits of the KMA distinctly reveal spatial and geochemical relations with the Paleozoic crust of weathering extensively developed in this region. Rather definite are also relations between rich iron ores and the bauxites and bauxite-like rocks developed on the enclosing rocks of the iron ores.

The mode of occurrence and the morphology of the ore bodies has been studied, as well as their relation to certain types of the crusts of weathering. Certain features in the sequence of the crust of weathering in ore deposits, the primary zonality and a zonality associated with a subsequent superposition of infiltration processes have also been investigated.

A definite influence has been established of the geological position of a given region in the platform structure upon the formation of the crust of weathering, which results in a regular increase of the thickness of iron ore deposits from the north to the south.

ЛИТЕРАТУРА

- Алиханова Г. И. Обзор ордовика по регионам Русской платформы. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 1. Госгеолтехиздат, 1958.
- Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолтехиздат, 1950.
- Богунова Л. С., Вишняков С. Г., Хожанов Н. П. Стратиграфия каменноугольных отложений КМА. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. центр. районов Европейской части СССР, вып. 5. Госгеолтехиздат, 1962.
- Браунс В. П. Обзор кембрия по регионам Русской платформы. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 1. Госгеолтехиздат, 1958.
- Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР, М., 1958.
- Бушинский Г. И. Об условиях образования бокситов и о закономерностях размещения бокситовых месторождений. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. Изд. АН СССР, М., 1958.
- Гинзбург И. И. Некоторые физико-химические моменты в образовании глин. В кн.: «Исследование и использование глин». Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1958.
- Гинзбург И. И., Кабанова Е. С. Содержание кремнезема в природных водах и формы его присутствия. В кн.: «Кора выветривания», вып. 3. Изд. АН СССР, М., 1960.
- Марковский Б. П. Обзор девона СССР по районам Русской платформы. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 1. Госгеолтехиздат, 1958.
- Налявкин Д. В. Геология СССР. Изд. АН СССР, М.-Л., 1962.
- Никитина А. П. Каолинизация и бемитизация в коре выветривания хлоритовых сланцев Яковлевского месторождения КМА. В кн.: «Исследование и использование глин». Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1958.

Никитина А. П. Кора выветривания на кристаллических породах Салтыковского участка Старооскольского рудного узла КМА. В кн.: «Кора выветривания», вып. 3. Изд. АН СССР, М., 1961.

Никифорова О. И. Обзор силура по регионам Русской платформы. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 1. Госгеолтехиздат, 1958.

Рахманов В. П. О гипергенном магнетите в коре выветривания железистых кварцитов Курской магнитной аномалии. Докл. АН СССР, т. 122, № 6, 1958.

Ронов А. Б., Хаин В. Е. Девонские литологические фации мира «Советская геология», сб. 41, 1954.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, изд. 2, т. 1 и 2. Изд. АН СССР, М., 1962.

Точилин М. С. О богатых магнетитовых и мартитовых рудах. В кн.: «Происхождение железистых кварцитов». Госгеолтехиздат, 1963.

Трубина К. Н. Древняя латеритная кора выветривания в районе Северо-Онежских месторождений бокситов. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР, М., 1958.

А. К. ГЛАДКОВСКИЙ, И. Н. УШАТИНСКИЙ

**МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЛАТЕРИТНЫХ
И ОСАДОЧНЫХ БОКСИТОВ**

Наиболее изученными бокситовыми месторождениями СССР являются девонские на Урале, нижнекаменноугольные в Тихвинском районе и мезо-кайнозойские в Зауралье и Тургайской равнине. Девонские месторождения, приуроченные к собранным в складки известнякам, образовались в геосинклинальных прибрежно-морских условиях. Каменноугольные и мезо-кайнозойские бокситы представляют собой нематоморфизованные платформенные континентальные осадки.

Строение рудных залежей неоднородно: бокситы нередко переслаиваются и замещаются аллитами и сиаллитами. Бокситовые породы (бокситы, аллиты и сиаллиты) тесно связаны между собой по составу и происхождению. Они состоят из нескольких разновозрастных минеральных парагенезисов, отличающихся набором сингенетичных, эпигенетичных и терригенных минералов, условиями и временем образования.

В поверхностных условиях гумидного нелатеритного выветривания бокситы изменяются: бёмит, диаспор, корунд гидратируются, в свою очередь, все они и гиббсит силикатизируются. Для выяснения изначальных особенностей бокситов — их структуры и минерального состава, а следовательно, и происхождения — необходимо как бы «снять» те изменения, которые вызваны процессами выветривания.

Согласно довольно распространенной, однако вовсе не единственной точке зрения, количество и типы глиноземных минералов в бокситах зависят только от эпигенеза и метаморфизма, а изначальным глиноземным минералом во всех бокситовых месторождениях, независимо от их возраста и условий образования, считается гиббсит. В зависимости от продолжительности времени эпигенеза или интенсивности метаморфизма, обусловленного давлением вышележащих пород, тектоникой или термальными условиями, гиббсит дегидратируется по следующей схеме: гиббсит — бёмит — диаспор — корунд (Горецкий, 1947; Вишняков, 1953; Терентьева, 1958 и др.). Это представление об изменении глиноземных минералов назовем дегидратационной гипотезой. В соответствии со сказанным, многим мезо-кайнозойским геосинклинальным и платформенным месторождениям приписывается строго гиббситовый состав (Казахстан, Средний Урал, Западная Сибирь, Индия, Африка, Арканзас — США, Истрия — Югославия и др.). В этих месторождениях из-за отсутствия метаморфизма первоначальный гиббситовый состав якобы сохранился до наших дней. Лишь в тихвинских месторождениях нижнего карбона, в связи с их древностью, гиббсит частично дегидратировался в бёмит.

Что касается месторождений бёмитового, бёмит-диаспорового или диаспорового состава (девонские бокситы Урала, некоторые месторож-

дения Венгрии, Франции, Греции, Румынии, США и др.), то в них изначальный гиббсит в результате дегидратизации при метаморфизме полностью изменился в бёмит, а последний не везде — в диаспор.

Однако данные по минеральному составу и закономерностям его распределения в бокситовых месторождениях большей частью не согласуются с положениями дегидратационной гипотезы.

Бокситовые месторождения Тихвинского бассейна приурочены к неметаморфизованным песчано-глинистым осадкам. Бокситы состоят не

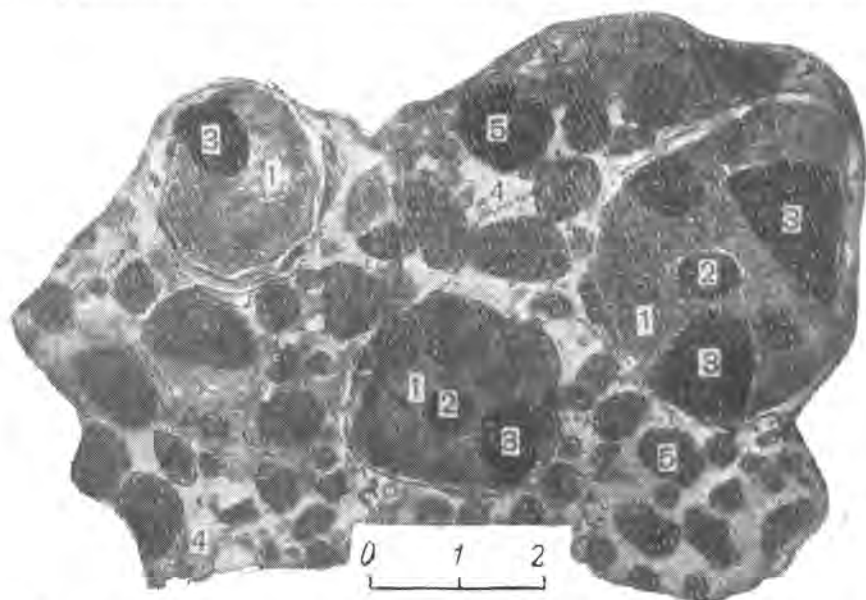


Рис. 1. Боксит бобовый. Нат. вел. Аркалыкское месторождение. Сложные бобовины:

1 — бурый цемент, состоящий из корунда с примесью диаспора и бёмита; 2 — темные магнитные простые бобовины такого же состава с инфильтрационным магнетитом и маггемитом; 3 — часть простой бобовины; 4 — основной цемент гематит-гиббсового состава; 5 — простые бобовины (состав аналогичен указанному в пункте 2)

одним гиббситом. Его содержание в среднем составляет лишь 50% от суммы глиноземных минералов. Остальное приходится главным образом на бёмит. Кроме гиббсита и бёмита, присутствуют диаспор и корунд. В связи с сильной выветрелостью бокситов общее содержание последних двух минералов невелико, но любое их количество, также как и присутствие бёмита, не может быть объяснено не проявившимся здесь метаморфизмом. Приуроченность диаспора и корунда к маловыветрелым галькам глубоких разрезов рудного тела и взаимоотношение с другими глиноземными минералами показывает их первичность по отношению к бёмиту и гиббситу и вторичный характер гиббсита — ко всем остальным минералам глинозема (Гладковский и Ушатинский, 1961).

Мезо-кайнозойские бокситы СССР многие геологи до сих пор считают гиббситовыми, полагая, что другие глиноземные минералы в них если и присутствуют, то в незначительном количестве. Такое мнение основано на данных валового состава руд ряда месторождений с преобладанием сильно выветрелых разновидностей бокситов. Изучение эксплуатационных карьеров показывает, что красные каменные бокситы в мезо-кайнозойских месторождениях используются большим распространением, а слабо выветрелые первоначальные руды встречаются реже. Обычно это многочисленные, но разрозненные участки с малыми запа-

сами руд. Эти руды состоят из включений красного однородного плотного цемента, который назовем основным. Включения, согласно укоренившейся терминологии, будем называть бобовинами, которые делятся на простые и сложные с размерами соответственно: менее 2 и от 2 до 7 см (рис. 1). На долю бобовин приходится 20—80% объема боксита.

Простые бобовины имеют округлую и неправильную остроугольную форму. Круглые простые бобовины очень часто характеризуются неправильным концентрически-скорлуповатым и невыдержанным радиально-лучистым строением. Нередко наблюдаются обломки таких бобовин. Основным красным немагнитным цемент представлен (табл. 1, анализы

Таблица 1

Химический и минеральный состав образцов боксита из месторождения мезозойско-кайнозойского возраста
(в вес. %)

Компоненты	Обр. 1			Обр. 2			Обр. 3			
	Общая проба*	Бобовины	Цемент	Цемент	Бобовины простые		Цемент	Сложная бобовина		Сложная бобовина
								простая бобовина	цемент	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	3,21	4,84	1,59	0,62	3,24	3,66	1,38	3,16	2,60	3,67
TiO ₂	1,83	1,45	2,22	2,50	1,60	1,60	2,59	1,54	1,65	1,65
Al ₂ O ₃	58,75	62,30	55,22	55,45	62,10	63,30	57,00	62,31	64,56	65,04
Fe ₂ O ₃	15,00	17,13	12,03	10,05	17,61	14,75	10,57	20,44	17,74	16,78
FeO	1,40	2,42	0,31	He	He	He	0,37	3,66	0,93	3,35
П.п.п.	19,70	10,68	28,63	опр. 29,42	опр. 13,50	опр. 14,60	28,20	7,36	11,58	7,86
Сумма	99,89	98,82	100,00	98,14	98,05	97,91	100,11	98,47	99,06	98,35
n**	1,9	0,9	3	3	1,2	1,3	2,8	0,6	1,0	0,6
Гиббсит***	70	40	100	100	51	52	95	20	33	20
Корунд и моногидраты глинозема***	30	60	—	—	49	48	5	80	67	80

* Общая проба представляет собой цемент вместе с бобовинами.

** Коэффициент n — отношение молекулярных количеств потери при прокаливании, принимаемой за воду, к таковым глинозема, после пересчета на каолинит.

*** Содержания минералов свободного глинозема приводятся по отношению к их сумме, принятой за 100.

3, 4, 7) гиббситом и гематитом, а простые черные магнитные бобовины (анализы 2, 5, 6) — гиббситом, корундом, моногидратами глинозема, магнетитом и маггемитом (Гладковский и Шарова, 1962). Перечисленные минералы имеют экзогенное инфильтрационное происхождение.

Сложные бобовины состоят из простых черных магнитных бобовин, скрепленных розовым или серым цементом. Здесь состав простых бобовин и цемента характеризуется одними и теми же глиноземными минералами (корунд, моногидраты глинозема, гиббсит), а отличается только формами окислов железа (анализы 8, 9, 10). В первом случае это магнетит и маггемит, а во втором — гематит.

Приведенные данные по составу мезо-кайнозойских бокситов базируются на изучении сотен образцов любых разновидностей этих пород из карьеров и скважин всех разведанных месторождений. Простые и слож-

ные включения не являются диагенетическими образованиями, возникшими в боксите после его отложения. Они представляют собой гальки, неправильно называемые бобовинами. Гальки принесены со стороны. Об этом свидетельствуют: различный минеральный и химический состав основного цемента и бобовин; наличие обломков простых зональных бобовин и неправильных однородных обломков такого же состава; присутствие на периферии сложных бобовин полусфер простых, остальная часть которых истерта при транспортировке; группировка по величине простых бобовин в слои на Соколовском и Кушмурунском месторождениях; ассоциация простых и сложных по размерам бобовин с плоскими обломками ($2 \times 10 \times 15$ см) ожелезненных сланцев и инородных бокситов корундового состава на Соколовском и Козыревском месторождениях, а также галек эндогенного магнетита на Козыревском месторождении.

По мнению авторов настоящей статьи, мезо-кайнозойские бокситы западно-азиатской части СССР являются механическими и делювиально-механическими осадками, образовавшимися за счет переотложения еще не обнаруженного латеритного покрова. Последний, как показывает изучение простых и сложных бобовин бокситов, должен иметь конкреционную структуру и преимущественно магнетит-маггемит-корунд-диаспоровый состав. Конкреции находились в рыхлой гиббсит-гематитовой массе, из которой они произошли. Возможность существования латеритной коры указанного состава подтверждается данными по минералогии латеритных бокситов и железных руд¹.

В райснах мезо-кайнозойских месторождений бокситов Зауралья и Тургайской равнины установлено несколько разновозрастных кор выветривания. Интенсивное изменение (гидратация и силикатизация) минералов свободного глинозема и обесцвечивание бокситов повсеместно происходили и после их отложения до образования кровли, а в Аркалыкских месторождениях еще и в четвертичное время после выхода рудного тела на дневную поверхность. Однако это не отбеливание в болоте, так как белые участки верхней части залежи в большинстве случаев сильно силикатизированы по сравнению с красными. Кроме того, в белых участках среднее значение коэффициента n (см. табл. 1, примечание) выше, чем в красных.

При выветривании черные магнитные бобовины становятся красновато-бурыми рыхлыми немагнитными. В таких бокситах присутствуют главным образом вторичные гиббсит и гематит. Нередко в выветрелых бобовинах различается темное более свежее ядро и наружная серая оболочка, отличающиеся между собой химическим и минеральным составом (табл. 2).

Дальнейшее выветривание приводит к более глубокому изменению бокситов: гиббсит замещается каолинитом, галлуазитом, метagalлуазитом. В верхней части месторождений ниже вторичных галлуазитовых белых глин образуется пестрая зона, обусловленная чередованием белых и окрашенных окислами железа участков разного химического и минерального состава. Белые участки, расположенные в верхней части восточной стенки карьера III-8 Аркалыкского месторождения, сложены главным образом галлуазитом, а в нижней части гиббситом с постепенными переходами между ними. Окрашенные участки имеют гиббсит-

¹ *Прим. ред.* В статье К. Ф. Терентьевой, Ф. Г. Пасовой и Г. А. Сидоренко «О тонкодисперсном корунде в гидраргиллитовых бокситах» («Минеральное сырье», 1961, вып. 2) указывается на присутствие корунда не только в магнитных бобовинах, но и в светлом немагнитном боксите; отмечается также ошибочность взглядов А. К. Гладковского и А. К. Шаровой (Докл. АН СССР, 89, № 1, 1953), якобы открывших гидраты глинозема переменного состава.

гематитовый состав с примесью галлуазита. Продукты выветривания бокситов — аллиты и сиааллиты — наследуют бобовую структуру. Они представлены галлуазитовым цементом и гиббситовыми бобовинами; нередко галлуазит слагает цемент и бобовины. Пятнистые, ветвистые и трубчатые текстуры являются вторичными. Светлые полосы и пятна представлены галлуазитом, в то время как основная масса боксита — красная бобовая гиббсит-гематитовая.

Таблица 2

Химический состав частей бобовин боксита
из Кушмурунского месторождения
(в вес. %)

Бобовины	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	П. п. п.	n
Серая наружная оболочка	3,12	57,73	2,72	27,50	2,7
Темное внутреннее ядро . .	4,63	54,92	19,53	14,84	1,5

Выветривание месторождений Зауралья, Тургайской равнины и Тихвинского бассейна происходило сразу же после отложения бокситов, о чем свидетельствует перерыв между рудным телом и перекрывающими его породами. В зависимости от интенсивности и длительности выветривания бокситы в большей или меньшей степени силикатизировались, превращаясь частично (Тургай, Тихвин) или полностью (Боровичи) в рыхлые или камневидные галлуазитовые, а затем каолиновые глины (Гладковский и Ушатинский, 1961).

Девонские бокситы Урала состоят главным образом из бёмита и диаспора. При этом распределение этих минералов по литологическим типам руд и текстурным единицам не может быть объяснено метаморфизмом. В карьерах и подземных горных выработках часто видно, что различные типы руд переслаиваются между собой. Находясь в одних и тех же условиях на ограниченном пространстве, руды подвергались метаморфизму в период складчатости в равной степени. При одинаковой изначальной форме глинозема они должны бы иметь и одинаковый минеральный состав после метаморфизма. Однако маркий боксит — диаспоровый, яшмовидный — бёмитовый; в немарком — включения (гальки, неправильно называемые бобовинами) сложены диаспором, а цемент — бёмитом. Часто указанные литологические типы руд соприкасаются между собой по вертикальному или наклонному контакту (рис. 2), причем одни из них неоднократно сменяют другие, нередко на протяжении нескольких метров. И в этом случае они имеют те же различия минерального состава, однако изменение состава так же как и структуры при переходе от одного типа к другому происходит постепенно, через переходные разности пород. Подобные взаимоотношения также не могут объясняться метаморфизмом, а являются результатом процессов выветривания. Это подтверждается и тем, что состав минералов глинозема серого боксита обычно соответствует минеральному составу в подстилающем его красном боксите.

В зонах тектонических нарушений и смятий яшмовидный бёмитовый боксит также не приобретает диаспорового состава. В серых бокситах в одном и том же образце более твердые гальки сложены диаспором, а рыхлые — бёмитом. Бёмит иногда слагает выветрелую наружную оторочку галек, а диаспор — внутреннее ядро. В центральной части некоторых крупных кусков боксита из старых отвалов сохраняется диаспоровый, а в выветрелой внешней — бёмитовый состав. Таким образом,

в девонских бокситах Урала бёмит в одних случаях образовался на месте в результате выветривания диаспора, а в других (при переслаивании литологических типов руд) приносился и отлагался совместно с этим минералом.

В Североуральском бассейне бокситы переслаиваются и замещаются аллофановыми и галлуазитовыми глинами, песчаниками и конгломератами. Песчаники и конгломераты в районе горы Кальинской, на южной (р. Козья) и северной (д. Тренькино) окраинах бассейна, состоят из мелких и крупных обломков порфиринов. Плагноклаз (№ 45—55) порфиринов свежий. Глиноземные минералы в песчаниках и конгломератах не обнаружены. Следовательно, диаспор и бёмит, присутствующие

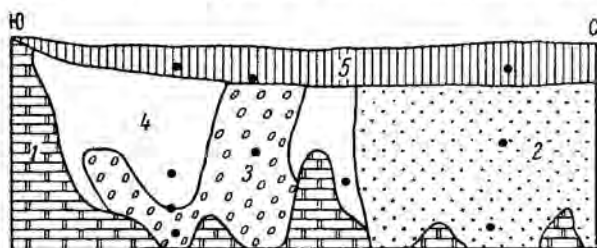


Рис. 2. Взаимоотношение литологических типов руд в девонских бокситах Урала

1 — нижнедевонский светло-серый брекчиевидный известняк (почва бокситового тела); 2 — красный маркированный диаспоровый боксит; 3 — красный немаркированный диаспор-бёмитовый боксит; 4 — красный яшмовидный бёмитовый боксит; 5 — серый боксит, его состав в отношении глиноземных минералов соответствует составу подстилающего красного боксита. Залитые кружки здесь и на рис. 3 обозначают места взятия образцов

Зарисовка западной стенки забоя, шахта 4, месторождение Красная Шапочка, Североуральский бассейн

в бокситах, не образовались в результате латеритизации изверженных пород. Они не могли также возникнуть за счет дегидратации гиббсита при метаморфизме, поскольку слагающие указанные глины аллофан и галлуазит теряют воду еще при более низких температурах, чем гиббсит.

По А. В. Пейве (1947, стр. 181, 192) моногидраты глинозема в девонских бокситах Урала являются первичными минералами. Г. И. Бушинский (1958, стр. 237) предполагал, что эти бок-

ситы во время их накопления состояли из гиббсита, но многие бобовины первоначально состояли из одноводного глинозема. В девонских бокситах восточного склона Среднего и Северного Урала местами встречается много (до 80%) свежих терригенных зерен магнетита, титаномагнетита, ильменита, рутила. В рудопроявлениях бассейнов рек Нижней Туры и Малой Именной бокситы перекрываются и замещаются песчаниками и конгломератами. Эти пустые породы состоят из хлоритизированных галек порфиринов и ортофинов (табл. 3). Следовательно, в обоих случаях источником бокситового вещества не была, как предполагают многие геологи, латеритная кора выветривания.

При сернокислотном и гидратационно-силикационном выветривании в красных бокситах образуются белые участки, представленные в место-

Таблица 3

Химический состав конгломератов Известковского рудопроявления бокситов

Компоненты	Конгломерат		Компоненты	Конгломерат	
	гальки	цемент		гальки	цемент
SiO ₂	59,74	56,88	K ₂ O	7,55	7,22
TiO ₂	0,66	0,88	Na ₂ O	1,48	0,96
Al ₂ O ₃	18,68	19,01	S	0,04	0,11
Fe ₂ O ₃	2,68	4,26	P	0,01	0,01
FeO	1,79	2,22	П.п.п.	4,04	5,26
CaO	1,45	1,28			
MgO	2,00	1,48	Сумма	100,12	99,57

рождениях Южноуральского бассейна гиббситом (рис. 3), базальюминитом, алюминитом, аллофаном, а в Североуральском — каолинитом («тигровые» бокситы; Гладковский и Шарова, 1962). В бассейне р. Турьи, близ г. Карпинска, под нижнемезозойскими осадками обнаружены слабо выветрелые (табл. 4, обр. 1) и свежие (обр. 2) коренные живецкие бокситы без известняковой кровли и в различной степени выветрелые продукты их механического переотложения (брекчии и конгломераты, обр. 3, 4). Гиббсит здесь — вторичный минерал. Он слагает секущие жилки или образуется в результате гидратации моногидратов глинозема. В последнем случае некоторые мелкие и крупные гальки (до 5 см в диаметре) имеют две зоны: наружную — снежно-белую, преимущественно гиббситовую (обр. 4а) и центральную — серую, главным образом бёмитовую (обр. 4б).

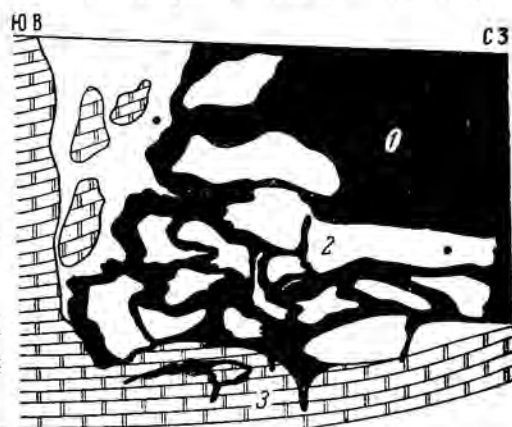


Рис. 3. Зона гидратационного выветривания девонских бокситов

1 — красный яшмовидный бёмитовый боксит; 2 — снежно-белый вторичный гиббсит; 3 — серый нижнедевонский известняк (почва рудного тела) Зарисовка северной стенки забоя, шахта 3, месторождение Межевой Лог, Южноуральский бассейн

В табл. 5 приведен минеральный состав бокситов наиболее изученных месторождений СССР. Терригенные минералы глинозема и окислов

Таблица 4

Химический и минеральный состав образцов коренных (обр. 1, 2) и переотложенных (обр. 3, 4) девонских бокситов (в вес. %)

Компоненты	Обр. 1	Обр. 2	Обр. 3			Обр. 4		
			цемент	обломки		цемент и обломки	обломок	
							обр. 4а	обр. 4б
SiO ₂	6,54	5,95	15,00	14,25	13,37	10,24	0,78	0,46
TiO ₂	2,33	2,63	1,75	4,02	1,98	1,92	3,02	3,23
Al ₂ O ₃	74,59	62,03	39,84	51,52	62,92	54,07	62,51	71,95
Fe ₂ O ₃	0,45	4,70	22,01	2,40	4,42	18,51	2,70	5,24
FeO	0,50	9,12	0,96	0,85	1,28	Не опр.	0,28	0,28
MnO	0,01	0,05	0,06	0,07	0,04	"	0,03	0,05
CaO	0,11	0,14	0,32	5,25	0,22	" 0,05	0,09	Сл.
MgO	0,85	0,15	0,15	0,49	0,41	Не опр.	0,17	0,51
P ₂ O ₅	Сл.	0,25	0,09	2,93	0,02	"	0,07	Сл.
K ₂ O	Нет	Нет	Нет	0,05	Нет	"	Нет	Нет
Na ₂ O	"	0,03	0,06	0,08	0,06	"	"	0,22
S	0,04	0,05	0,04	0,24	0,03	"	"	0,01
CO ₂	Нет	0,15	Нет	0,23	0,08	Нет	"	Нет
П.п.п.	15,52	13,93	19,17	16,07	14,46	14,12	29,93	18,49
Сумма	100,91	99,18	99,45	98,45	99,29	98,91	99,58	100,43
п	1,1	1	3	1,7	1,1	1,4	2,7	1,5
Каолинит	16	24*	32	32	29	23	2	1
Гиббсит	6	Нет	42	22	5	12	81	26
Диаспор и бёмит	64	69	Нет	28	56	43	11	63

* Шамозит

Таблица 5

Минеральный состав некоторых бокситовых месторождений СССР

Минералы	Мезо-кайнозой, Урал, Тургай						Девон, Урал			Карбон, Тихвин		
	Бобовины			цемент								
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Корунд	мм			он			—			(н)		
Диаспор	н			он			мм			(н)		
Бёмит	н	н		он	он		(м)				м	
Гиббсит	н	(м)		м	н		(м)	м		м	(м)	
Каолинит, галлуазит, мета-галлуазит	он	(мм)		н	мм		(м)	(м)		он	(мм)	
Аллофан							(м)	(м)				
Кварц				(м)	н							
Инфильтрационные: магнетит, маггемит	м			он						(н)		
Эндогенные: магнетит, рутил, ильменит, титано-магнетит	он			он			(м)			н		
Гематит	н	м		м	н		м			м		
Сидерит			н			мм			н			
Пирит, марказит, мельниковит									(м)			
Сульфатфосфаты Al, Ca, Sr		(м)			(м)						(м)	
Шамозит						н			м			н
Сульфаты Al (алюминит, базальюминит)								(м)				
Мелантерит, галотрихит								(м)				
Барит					н							

1 — терригенные минералы; 2 — аутигенные минералы, образовавшиеся при выветривании; 3 — вторичные минералы трансгрессирующего цикла.

мм — очень много; м — много; (мм) — местами очень много; (м) — местами много; н — мало; (н) — мало осталось, было больше; он — очень мало; пустые места — не было и нет.

железа, а также силикаты алюминия в мезо-кайнозойских и нижнекаменноугольных месторождениях принесены из латеритной коры, где они образовались при инфильтрационных процессах. Некоторое количество корунда, магнетита и маггемита представляет собой мотогенное образование. В девонских бокситах моногидраты глинозема, минералы железа и титана поступали с суши, где они могли иметь эндогенное происхождение. Вторичные минералы трансгрессирующего цикла образовались при отложении либо серых бокситов (девон), либо морских осадков кровли рудного тела.

Обнаруженные недавно в Испании, в провинции Леон, геосинклинальные бокситы эйфельского возраста являются не моногидратными, а гиббсит-галлуазитовыми (Font-Altaba, Closas, 1960), что объясняется их выветрелостью, но не метаморфизмом. Венгерские бокситы считаются смешанными — бёмит-гиббситовыми, но наблюдаются преимущественно бёмитовые или гиббситовые руды. Отдельные залежи сложены диаспором. Проведенное нами изучение образцов руд показало, что диаспор присутствует и в бёмит-гиббситовых месторождениях Халимба и Гаит. В некоторых разновидностях белых бокситов средний показатель светопреломления слабо анизотропного вещества изменяется от 1,670 до 1,682. В этом случае рентгеноструктурный анализ фракций тяжелее 3,2 указывает на преимущественно диаспоровый состав (сильные и средние рефлексы: 4,08; 2,552; 2,317; 2,060 и 1,651). Оказалось, что

количество диаспора обратно, а гиббсита и каолинита прямо пропорционально степени выветрелости бокситов.

Образование гиббсита и бёмита в результате выветривания других глиноземных минералов и несоответствие минерального состава бокситов степени испытанного метаморфизма отмечалось и другими исследователями: но на эти указания не обращалось должного внимания. Е. Хаберфельнер (Haberfelner, 1951) в месторождениях Герцеговины и Верхней Австрии обнаружил на диаспоровых бокситах, долгое время лежавших на воздухе, белые плесневидные пятна, оказавшиеся бёмитом. При этом диаспоровые бокситы имеют эоценовый возраст и залегают в малонарушенных участках, а бёмитовые — наоборот, в сильнонарушенных меловых породах. Точно также бокситы Ариэжа в недислоцированных районах слагаются диаспором, а в дислоцированных — бёмитом (Lapparent, 1949).

Месторождения бокситов одного или близкого возраста, находящиеся в одинаковых или сходных тектонических условиях, имеют разный минеральный состав. На месторождении Лавариго, в Истрии (Югославия) белый гиббситовый боксит располагается среди красного диаспорового в виде пятен и жил (Fox, 1932), что вызвано выветриванием диаспорового боксита после уничтожения кровли. Де Вайссе (Weisse de, 1948) указывает, что совместное присутствие гиббсита и моногидратов глинозема характерно для многих месторождений Центральной Европы. Он дает карту размещения бокситовых месторождений Балканского полуострова, как известно, находящихся в одинаковой или близкой тектонической обстановке. На этой карте видно, что даже близко расположенные месторождения характеризуются неодинаковым составом, являясь гиббситовыми, бёмитовыми или смешанными. В бокситах месторождения Промина, содержание гиббсита 43%, бёмита 26%; на месторождении Цитлук — соответственно 25 и 48%; на месторождении Загорж — 41 и 34%. Де Вайссе приводит также многочисленные химико-минералогические анализы молодых не испытывавших воздействия температуры или давления бокситов Африки, в которых содержание моногидратов глинозема достигает 75%.

Не являются исключительно гидраргиллитовыми и мезо-кайнозойские платформенные месторождения Северной Америки. Диаспоровый состав так называемых узелковых глин, по данным американских геологов, также не может быть объяснен с позиций метаморфизма. Аллен (Allen, 1952) указывает, что бёмит и диаспор с гиббситом или без него встречаются совместно, а вмещающие породы не несут никаких следов тектонического или температурного воздействия. Образование всех трех минералов он связывает с процессами выветривания (десиликации) алюмосиликатов. Р. Болджер и И. Вейтц (Bolger, Weitz, 1952), рассматривая происхождение пенсильванских огнеупорных глин, в качестве главных минералов отмечают каолинит, диаспор и бёмит. Геологическая обстановка, подчеркивают эти авторы, показывает, что диаспор не мог образоваться под воздействием повышенной температуры, давления или эпигенетических процессов, а принесен сюда либо из латеритной коры, либо образовался на месте путем десиликации глин.

Арканзасские бокситы, которые образовались при латеритном выветривании нефелиновых сиенитов, детально изучались Д. Вайзором (Wysor, 1916). По его данным, в темных бобовинах содержание моногидратов глинозема колеблется от 25 до 90%, считая от их суммы с гиббситом. Однако среднее содержание диаспора и бёмита невелико, так как большинство бобовин сильно выветрелы. Присутствие в бобовинах бёмита, как правило, в ассоциации с магнетитом отмечается также М. Гордоном и др. (Gordon, Tracey, Ellis, 1958). В эоцен-миоценовых

залежах Ямайки и Гаити, находящихся с момента своего образования на поверхности, по В. Зансу (Zans, 1953), наряду с гиббситом присутствует бёмит в количестве от 15 до 45%. Отдельные залежи слагаются преимущественно бёмитом. Их добычу предполагалось вести селективным путем.

В классических латеритах Индии, на которые так часто ссылаются, по данным химических анализов Фокса (Fox, 1932), присутствуют моногидраты глинозема. В этой же работе (стр. 8, 124—138) Фокс приводит 64 анализа бокситов-латеритов верхнетретичного возраста. В 39 анализах не хватает воды для пересчета на гиббсит. Количество моногидратов глинозема здесь, по нашим выводам, должно колебаться от 20 до 66%. Фокс еще тогда писал, что глинозем должен присутствовать по крайней мере в трех формах: кристаллический гиббсит и два коллоидных гидроокисла. Термическое изучение показало тождество этих гидроокислов с моногидратами глинозема из французских бокситов. Последующие исследования подтвердили наличие в латеритах Индии диаспора. На его присутствие в латеритах Сейшельских островов давно указывал М. Бауэр (Baue, 1898). Диаспор также известен в латеритных почвах Гавайских островов (Sherman, 1952), латеритных железных рудах Гвинейской республики (Блондель, 1955), Новой Каледонии, Кубы и др. Бёмит широко развит в латеритах Австралии (Evans, 1959).

По данным В. Аллена (Allen, 1957), в латеритах Венесуэлы основными минералами являются гиббсит, бёмит и каолинит. В латеритной коре окислы железа, как и алюминия, образуют маловодные и безводные формы. Магнетит, маггемит, гематит, гидрогематит являются основными минералами многих, в том числе приведенных выше месторождений латеритных железных руд. На Филиппинском архипелаге в залежах этого типа магнетит, как подчеркивает Сантос-Ньюго (1955), образовался прямо на поверхности и присутствует либо в конкрециях, либо образует в конкреционной структуре поверхностную корку и крупные валуны.

Таким образом, возникают вопросы, всегда ли гиббсит является изначальной формой кристаллизации алюмогеля? Как образуются моногидраты глинозема и корунд в неметаморфизованных латеритных молодых осадочных месторождениях без дополнительной затраты энергии (не считая солнечной), необходимой для превращения минералов от гиббсита к корунду? Геологические и экспериментальные работы не дают однозначного ответа на первый вопрос. Результаты исследований показывают, что первичной формой может быть и бёмит, и гиббсит, и диаспор в зависимости от тех или иных условий.

Изучение системы глинозем—вода, проведенное С. Эрвином и Е. Осборном (Ervin, Osborn, 1951), не отвечает и на второй вопрос, поскольку оно было проведено в условиях повышенных температур и давлений. Их исследования, как подчеркивают сами авторы, дают возможность оценить и выразить зависимость некоторых метаморфических минеральных ассоциаций от более или менее строго определенных условий температуры и давления. Предлагаемая ими диаграмма, которую они называют диаграммой равновесных состояний в системе $Al_2O_3-H_2O$, как это было показано позже (Kennedy, 1959), не отражает в целом действительного равновесия. Во-первых, бёмит оказался метастабильной модификацией $Al_2O_3 \cdot nH_2O$, а во-вторых, как отмечают С. Эрвин и Е. Осборн, равновесие получено при подходе только со стороны низких температур, так как в обратном направлении реакция в течение приемлемого промежутка времени не реализуется в эксперименте. Следовательно, выводы С. Эрвина и Е. Осборна применимы к объяснению минерального состава только метаморфизованных место-

рождений бокситов, таких как салаирские, тамдинские, греческие на о. Наксос и т. д. В то же время их диаграмма показывает, что наиболее устойчивой фазой в нормальных условиях является гиббсит. Значит, остальные глиноземные минералы в коре выветривания будут изменяться по направлению к гиббситу. В эксперименте при подходе к диаграмме со стороны высоких температур это принципиально было подтверждено Р. Роем и Е. Осборном (Roy, Osborn, 1952), которые путем увеличения длительности опыта и дисперсности фаз получили бёмит из диаспора.

Вслед за этим М. Дэй и В. Хилл (Day, Hill, 1954) экспериментально при нормальном давлении и в условиях вакуума показали, что непосредственными продуктами дегидратации гиббсита при температуре выше 150° и байерита — выше 145° являются различные формы безводных окислов алюминия. Бёмит образуется лишь в результате вторичных реакций между этими окислами и водой, выделяющейся в процессе дегидратации тригидрата. Иначе говоря, бёмит возникает как продукт последующей гидратации безводных окислов. Свой вывод авторы подтверждают тем, что при быстром удалении дегидратационной воды моногидрат не образуется. Но поскольку всю воду практически удалить не удастся, то некоторое количество бёмита обычно обнаруживается в продуктах опыта. Таким образом, процесс оказывается обратимым. Дегидратация тригидратных форм глинозема приводит к прямому образованию безводных, а гидратация (регидратация по терминологии М. Дэй и В. Хилла) последних — к образованию бёмита и тригидрата (байерит) глинозема. Первый возникает при температуре выше 140° , а второй — ниже этой температуры.

Р. Гаррельс (1960), отмечая совместное присутствие в латеритных почвах гиббсита, бёмита и диаспора, доказывает с точки зрения термодинамики возможность образования на земной поверхности любого гидроокисла алюминия. Г. Кеннеди (Kennedy, 1959), изучая систему глинозем — вода, показал, что бёмит из гиббсита образуется уже при $80-90^{\circ}$, а корунд из бёмита около 170° при нормальном давлении водяных паров (рис. 4). В условиях пониженных температуры и давления диаспор образовывался только через бёмит. Лабораторное получение бёмита из гиббсита вовсе не означает, как указывает автор, что и в природе он всегда образуется таким же путем, т. е. выше 90° . Трансформация фаз при достаточно низком давлении водяного пара может иметь место почти при любой температуре, но если она низка, то процесс идет очень медленно.

Таким образом, полученные результаты показывают возможность образования и взаимопревращения всех трех форм глинозема — тригидратной, моногидратной и безводной — при нормальном давлении и невысокой температуре, что согласуется с условиями формирования состава латеритов и неметаморфизованных месторождений бокситов.

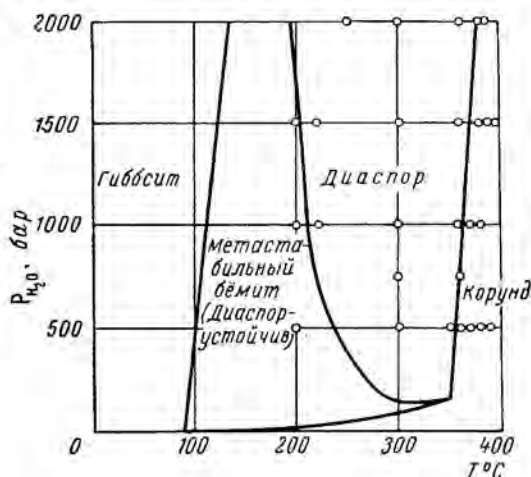


Рис. 4. Фазовые отношения в системе $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{O}$ при низком давлении водяных паров (Kennedy, 1959)

Несколько повышенная по сравнению с природной температура образования и превращения фаз в экспериментах вызывается скоростью и кратким временем опытов.

Бокситы образуются в муссонном климате в результате латеритного выветривания алюмосиликатных пород. Соединения алюминия и сопутствующих ему железа и титана подвергаются гидролизу с образованием нерастворимых продуктов — гидролизатов уже при низких значениях pH, поэтому в природных водах они мигрировать не могут и вынуждены накапливаться на месте образования. Гидролиз, как и всякая обратимая реакция, подчиняется закону действия масс. Прибавление воды к раствору или удаление одного из продуктов реакции смещает равновесие в сторону образования кислоты или основания. В таком же направлении действует и нагревание. Следовательно, температура и влажность климата играют первостепенную роль в формировании состава латеритов. Количество осадков на Гавайских островах достигает 1500 см в год (Sherman, 1952), а на островах Индонезии в дождливый период 140 см в месяц. Температура на поверхности почвы поднимается до 80°, а на глубине 60 см — до 30° (Mohr, 1944).

Общей схемой образования латеритных почв (Sherman, 1952) является следующая: первоначальные минералы — вторичные алюмосиликатные глинистые минералы — свободные окислы. Во влажных областях разложение алюмосиликатных минералов ускоряется. Свободные окислы алюминия и железа становятся преобладающими в почве. Смена влажного периода менее влажным или сухим приводит к дегидратации окислов. Таким путем, мы полагаем, образуются в латеритных почвах гиббсит, бёмит и диаспор, а при полной дегидратации — корунд; все они стабилизируются в виде агрегатов и гранул. При относительно быстром переотложении и захоронении латеритов с таким парагенезисом моногидраты глинозема и корунд могут сохраниться в осадочных бокситовых месторождениях. В случае же длительного пребывания на поверхности в условиях более или менее умеренного климата до или после переотложения корунд и моногидраты глинозема, возникающие в латеритах в тонкодисперсном метастабильном состоянии, подвергаются типичному для коры выветривания процессу гидратации и переходят в более стабильный в этих условиях гиббсит. Изменение глиноземных минералов на поверхности обычно не останавливается на стадии их гидратации, заканчивающейся образованием гиббсита. При длительном выветривании бокситы подвергаются существенному воздействию природных вод, содержащих всегда в том или ином количестве кремнезем. Его взаимодействие с глиноземными минералами приводит к силикатизации последних с образованием галлуазита, реже аллофана и в конечном итоге — каолинита.

Все сказанное в отношении изменения глиноземных минералов в земной коре в зависимости от тех или иных условий можно выразить обобщающей схемой (рис. 5). На схеме слева в квадратных скобках первой вертикальной чертой показано образование глиноземных минералов в латеритной коре под воздействием солнечной энергии. Вторая вертикальная стрелка показывает ход превращений минералов глинозема от гиббсита к корунду через их дегидратацию и перекристаллизацию под воздействием динамического или термального метаморфизма. При этом бёмит и диаспор появляются не только в ходе последовательной дегидратации гиббсита. Они могут образоваться и путем воздействия воды на безводные формы глинозема (регидратация) в случае их непосредственного возникновения из гиббсита. В квадратных скобках справа дается последовательность образования галлуазита и каоли-

нита при изменении среды от щелочной до слабокислой. Жирными сплошными стрелками на схеме обозначено общее направление процесса силикации глиноземных и десиликации глинистых минералов в поверхностных условиях соответственно при умеренном или муссонном климате; процесс может начинаться от любого глиноземного минерала, а заканчиваться образованием любого глинистого и наоборот. Штрих-пунктир показывает направление изменения глиноземных минералов, их гидратацию и силикацию в более или менее умеренном климате,



Рис. 5. Схема образования и изменения глиноземных минералов и силикатов алюминия

а пунктир — разложение алюмосиликатов в условиях латеритного выветривания выше уровня грунтовых вод. К осадочным геосинклинальным бокситам эта схема приложима, начиная от их первичного глиноземного минерала.

Таким образом, дегидратационная гипотеза происхождения глиноземных минералов в бокситах не является универсальной. Она правильно объясняет минеральный состав метаморфизованных бокситовых месторождений, но неприменима к месторождениям, не испытавшим воздействия повышенной температуры или давления. Бокситовые породы в поверхностных условиях гумидного нелатеритного выветривания изменяются, глиноземные минералы гидратируются и силикатируются. Эту развиваемую нами точку зрения назовем гидратационно-силикационной гипотезой. Ее основой является изменчивость глиноземных минералов в коре выветривания. Все бокситовые месторождения независимо от возраста могут быть сложены корунд-диаспор-бемит-гиббситовыми рудами. Преобладание того или иного глиноземного минерала — каолинита, галлуазита или аллофана — зависит при отсутствии метаморфизма от степени выветрелости бокситов и исходной латеритной коры.

A. K. GLADKOVSKY, I. N. USHATINSKY

MINERALOGICAL COMPOSITION OF LATERITIC AND SEDIMENTARY BAUXITES

Exogenetic bauxites of any age and genesis can contain all aluminiferous minerals. Their quantitative ratio in nonmetamorphosed deposits depends on the weathering degree of the bauxites and of the primary lateritic crust.

Gibbsite is formed during damp periods of a lateritic weathering of aluminosilicate rocks. During periods of lesser humidity and as a result of the dehydration of gibbsite under the influence of the energy of the sun bohemite and diasporite are formed. Corundum is formed during dry periods. In the lateritic crust these minerals are found together with infiltration magnetite and maghemite. Experimental investigations of the system $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—H}_2\text{O}$ and data on thermodynamics confirm the possibility of the formation of trihydrate and anhydrous varieties of alumina under a low temperature and normal pressure.

In weathering under the conditions of a moderately humid climate aluminous minerals become hydrated and silicized; the final stage of hydration is gibbsite. Kaolinite is the end product of silicization. In the final stage bauxites are altered into kaolin clays.

The present-day composition and structures of bauxites are not wholly initial. To know their original peculiarities and genesis it is necessary to take into consideration the changes caused by the weathering processes.

ЛИТЕРАТУРА

Блондель Ф. Месторождения французской Западной Африки. Месторождение Конакри (Калум). В кн.: «Железорудные месторождения мира». Изд-во иностр. лит., М., 1955.

Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР, М., 1958.

Вишняков С. Г. История глиноземных минералов в бокситовых породах. Докл. АН СССР, т. 88, № 3, 1953.

Гаррельс Р. М. Некоторые значения свободной энергии, найденные на основании геологических соотношений. В кн.: «Термодинамика геохимических процессов». Изд-во иностр. лит., М., 1960.

Гладковский А. К., Ушатинский И. Н. О вещественном составе, происхождении и изменении бокситов Тихвинского района. Тр. Горногол. ин-та УФАИ СССР, вып. 56, Свердловск, 1961.

Гладковский А. К., Шарова А. К. Закономерности состава и формирования бокситовых месторождений на Урале и в Тургайской равнине. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых на Урале». Тр. Горногол. ин-та УФАИ СССР, вып. 58, Свердловск, 1962.

Горецкий Ю. К. Некоторые черты генезиса и основные закономерности размещения бокситовых месторождений. «Советская геология», сб. 14—15, 1947.

Пейве А. В. Тектоника Северо-Уральского бокситового пояса. Изд. Моск. об-ва испыт. природы, 1947.

Санто-Ньюго Л. Геология железорудных месторождений Филиппин. Месторождения латеритовых железных шляп. В кн.: «Железорудные месторождения мира». Изд. иностр. лит., М., 1955.

Терентьева К. Ф. О генезисе минералов глинозема в боксите. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР, М., 1958.

Allen V. T. Petrographic relations in some typical bauxite and diasporite deposits. Bull. Geol. Soc. Amer., 63, N 7, 1952.

Allen V. T. Minerals in laterites in the state of Bolivar, Venezuela. Bull. Geol. Soc. Amer., 68, N 12, pt. 2, 1957.

Bauer M. Beiträge zur Geologie der Seyschellen insbesondere zur Kenntnis des Laterites. N. J. Min., Geol. u. Paleontol., 2, 1898.

Bolger R., Weitz J. Mineralogy and origin of the Mercer fireclay of North-Central Pennsylvania. In: «Problems of clay and laterite genesis». New York, 1952.

Day M. K., Hill V. J. Thermal transformations of aluminas. Journ. Phys. Chem., 57, N 9, 1954.

Ervin S., Osborn E. F. The system $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—H}_2\text{O}$. Journ. Geol., 59, 1951.

Evans H. J. The Cape York Peninsula bauxite deposits. Min. Journ., 253, N 6469, 1959.

Font-Altaba M., Closas M. A bauxite deposit in the Paleozoic of Leon. Spain. Econ. Geol., 55, 1960.

- ✓ Fox C. S. Bauxite and aluminous laterite. London, 1932.
- ✓ Gordon M., Tracey J., Ellis M. Geology of the Arkansas bauxite region. Washington, 1958.
- Haberfelner E. Zur Genesis der Bauxite in den Alpen und Dinariden. Berg—und Hüttenmänn. Monatsh., H. 4, 1951.
- Kennedy G. C. Phase relations in the system $Al_2O_3-H_2O$ at high temperatures and pressures. Amer. Journ. Sci., 257, N 8, 1959.
- Lapparent A. Position et age des bauxites du Pays de Fenouillet (Pyrenées Orientales). Co. R. Acad. Sci., Paris, 229, N 18, 1949.
- Mohr E. C. J. The soils of equatorial regions with special reference to the Netherland East India. Ann. Arbor., 1944.
- Roy R., Osborn E. F. Studies in the system alumina—silica—water. In: «Problems of clay and laterite genesis». New York, 1952.
- Sherman G. D. The genesis and morphology of the aluminarich laterite clays. In: «Problems of clay and laterite genesis». New York, 1952.
- ✓ Weisse J. G. de. Les bauxites de l'Europa Centrale. (Province Dinarique et Hongrie). Lausanne, 1948.
- Wysor D. C. Aluminium hydrates in the Arkansas bauxite deposits. Econ. Geol., 11, N 1, 1916.
- Zans V. A. Bauxite resources of Jamaica and their development. Colon. Geol. a. Min. Res., 3, N 4, 1953.
-

Н. И. АРХАНГЕЛЬСКИЙ

О ВОЗРАСТЕ, СОСТАВЕ И ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЗМЕЩЕНИИ ЛАТЕРИТНОГО ЭЛЮВИЯ НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ УРАЛА

Кора выветривания латеритного типа мезозойского возраста имеет довольно широкое распространение. Мощность ее большей частью 10—40 м, а иногда 100—110 м.

Различные представления о возрасте этой коры в значительной степени объясняются тем, что до 1955 г. геологи не знали о существовании на восточном склоне Урала нижнетриасовых образований, сложенных вулканогенными и осадочными породами. Эти образования, выступающие иногда на поверхность в долинах рек, считались палеозойскими.

Триасовые образования имеют небольшое распространение. Они залегают в грабенах, часто очень глубоких (до 3,5 км), узких (не больше 12 км) и длинных (до 200 км). Выполняющие грабены породы расчленяются на два крупных стратиграфических комплекса: туринскую серию, слагающую нижнюю часть разреза, и челябинскую серию, слагающую верхнюю часть разреза, разделенных поверхностью размыва. Туринская серия состоит из перемежающихся вулканогенных и осадочных терригенных пород. Челябинская серия сложена осадочными терригенными породами, обычно угленосными. Возраст туринской серии по остаткам фауны и флоры определяется как нижний триас — низы среднего триаса, а челябинская серия — как верхний триас.

В основании челябинской серии залегает мощная толща конгломератов. В составе их галек наблюдаются многочисленные обломки эффузивных пород туринской серии, указывающих на перерыв между этими двумя сериями. Этот перерыв обнимает почти весь средний триас.

Под породами туринской серии нигде не была встречена кора выветривания. В Челябинском угленосном бассейне большое количество скважин, пройденных в восточной прибортовой части грабена, врезалось в почти неизмененные выветриванием палеозойские и допалеозойские породы. Кору выветривания не были обнаружены и двумя глубокими (до 2000 м) скважинами, пройденными в центральной глубокой части грабена. На Среднем Урале отсутствие элювия под туринской серией можно установить по обнажениям на р. Синаре, у с. Борисово, на р. Пышме, близ с. Курьи и на р. Кунаре близ с. Заимки.

Мощная кора выветривания наблюдается в Тургайском прогибе на эффузивах туринской серии, где иногда перекрывается угленосными отложениями нижнего лейаса. В Каменск-Уральском районе и в Зауралье, близ г. Тюмени, элювиальные образования также лежат на базальтах туринской серии.

Верхний возрастной предел латеритного элювия определяется на основании следующих данных. На Южном Урале, в Орско-Халиловском

районе, элювий палеозойских пород залегает под миндыбайской и хызылканнской свитами верхнего триаса (Леоненко, 1961). Верхнетриасовые осадки отделяются от элювия поверхностью размыва. Такое же положение в разрезе занимают продукты переотложения латеритного элювия, представленные аллитами, сиаллитами и бокситами на Северном Урале, где они залегают в грабенах и перекрываются угленосными осадками челябинской серии.

Таким образом, по положению коры выветривания в стратиграфическом разрезе мезозоя возраст ее определяется средним триасом или, может быть, отчасти низами верхнего триаса. Такой вывод подтверждается еще и тем, что на восточном склоне Урала кора выветривания латеритного типа нигде не обнаружена на породах челябинской серии.

Время формирования латеритного элювия определяется также по косвенным данным. Как известно, в южной части Предуральяского прогиба и в восточной части Русской платформы (бассейн р. Самарки) нижняя часть отложений нижнего триаса (бузулукская свита) представлена крупногалечными конгломератами. В состав их галек входят породы с восточного склона Урала: разноцветные яшмы, порфириды, серпентиниты и др. (Красильников, 1953; Вахрушев, 1945). Такие же крупногалечные конгломераты, состоящие из обломков пород восточного склона — гранитов, гранито-гнейсов и порфиритов, слагают низы нижнего триаса в Северной и Приполярной части Предуральяского прогиба и северо-востока Русской платформы (Яншин, 1936; Горский, 1960). Крупногалечный состав конгломератов бузулукской свиты показывает, что в течение, по крайней мере, нижней половины нижнего триаса Урал представлял собой поднимающуюся сильно расчлененную горную страну, в пределах которой продукты выветривания не могли накапливаться. Пенепленизация восточного склона Урала, начавшаяся во второй половине нижнего триаса, была завершена, по-видимому, в первой половине среднего триаса, и начиная с этого времени могло происходить латеритное выветривание пород, закончившееся, как было показано выше, в начале кейпера.

Таким образом, для образования латеритного элювия, мощность которого иногда достигает 100 м, потребовался сравнительно небольшой промежуток времени, что можно объяснить благоприятными для латеритообразования тектоническими и климатическими условиями. На весьма слабое проявление тектогенеза в среднем триасе указывает перерыв в осадконакоплении в Предуральском прогибе, охватывающий почти весь средний триас, за исключением лишь его верхней части, и такой же длительный перерыв, имевший место на восточном склоне Урала, где осадконакопление возобновляется лишь в верхнем триасе. Однако и в среднем триасе Урал представлял собой относительно приподнятую страну, которая характеризовалась довольно большой дифференциацией рельефа.

О климатических условиях триасового периода можно составить представление по палеонтологическим остаткам и характеру осадков. В нижнем триасе в Предуралье господствовал жаркий аридный климат, что доказывается красноцветностью и известковистостью пород. На восточном склоне Урала на некоторую аридность климата указывает обилие ксерофитных форм растений в породах туринской серии: птеридоспермные *Lepidopteris Ottonis* (Goep.) Schimp., *Sphenocallipteris uralica* sp. nov., *Stenopteris cf. elongata* Carr., кордантовые *Yuccites* sp., *Lepeophyllum* sp. и др., исключительно большое количество ксероморфных спор *Stenozonotriletes* и *Hymenozonotriletes*.

В приведенных ксерофитных растительных остатках А. И. Турутанова-Кетова отмечает плотную, мало рассеченную кожистую листву,

а стержни некоторых растений имеют особую чешую, которая на живом растении выполняла функцию защиты стерженька от чрезмерного испарения влаги (Тужикова, 1959).

Собранные в челябинской серии многочисленные растительные остатки *Taeniopteris rarinervis* V l a d., *Cycadocarpidium* sp., *Furcula granulata* Р г у н., *Uralophyllum krascheninnikovii* К г. et Р г., *Schizoneura* sp., *Lobatannularia nordenskioldii* К г. et Р г., *Thinnfeldia romboidales* E t t., *Pterophyllum* cf. *laegerii* В г о н г н. и др., а также пыльца беннетитовых, цикадовых, араукариевых указывают на влажный и теплый климат в верхнем триасе.

Гумидность климата в верхнем триасе доказывается, кроме того, большой угленасыщенностью пород челябинской серии.

Смена засушливого климата на влажный произошла, по-видимому, в начале среднего триаса. На это указывает появление маломощных прослоев угля в верхах туринской серии. Приведенные данные заставляют с большой долей вероятности предполагать, что в среднем триасе на Урале был теплый и влажный, скорее всего, тропический климат.

Мощность среднетриасовой латеритной коры выветривания и ее химико-минералогический состав изменяются в первую очередь в зависимости от местонахождения этой коры в той или иной тектонической-структурной зоне. Наблюдения показывают, что наибольшую (в среднем) мощность и наиболее глубокий распад испытывали породы, залегающие в зонах сочленения крупных уральских структур первого порядка (антиклинорий и синклинорий) и структур второго порядка (прогибов и поднятий), выделяемых внутри структур первого порядка. В этих зонах в ряде случаев мощность элювия достигает 100 м и более. В качестве примера можно привести район Ауэрбаховского и Масловского рудников на Северном Урале, где толщина коры выветривания часто достигает 110—120 м.

В типичных случаях нижняя зона элювия состоит из крупных и мелких обломков, представляющих собой преимущественно продукты механической дезинтеграции материнских пород, слабо затронутых процессами химического выветривания. Средняя зона сложена глинистой массой из минералов группы каолинита, сохранившей в основном реликтовую структуру материнской породы. Верхняя зона представлена каолининовой глиной со стяжениями окислов железа, которые часто имеют форму рыхлых или твердых пизолитов, встречается гиббсит. Последний минерал был обнаружен в коре выветривания в Верхнеуфалейском (Верхне-Шеелинском руднике), Каменск-Уральском (близ с. Колчедан), в Свердловском (близ с. Елизавет) и в Серовском (Воронцовский рудник) районах, а также в других местах. В этих районах, отвечающих структурным зонам, расположены железные руды-латериты, представляющие по своему происхождению элювий ультраосновных пород и серпентинитов (Орско-Халиловские, Елизаветинское, Уктусское, Серовское и другие месторождения).

Кора выветривания пород, слагающих крупные отрицательные структуры, имеет, как правило, меньшую мощность. Верхняя часть ее состоит преимущественно из минералов группы каолинита, но без примеси гиббсита, который ни в одном пункте в описываемых структурных зонах пока обнаружен не был. Кора выветривания пород крупных положительных структур представлена либо только продуктами физического выветривания пород, слагающих нижнюю зону полного профиля элювия, либо, кроме того, и продуктами химического выветривания, но небольшой мощности. В качестве иллюстрации приведем следующие примеры. На Среднем Урале, приблизительно в 45 км к северу от г. Алапаевска, была пройдена широтная линия скважин вкрест прости-

рания структур. Западные пять скважин расположены на стыке Восточноуральского антиклинория с Восточноуральским синклинорием. Ширина зоны, вскрытой указанными скважинами, около 7 км. Мощность коры выветривания в среднем около 30 м. Четыре восточные скважины по этой же линии пересекли кору выветривания, распространенную в пределах Восточноуральского синклинория. Здесь мощность коры равна в среднем лишь около 10 м.

В зоне сочленения Восточноуральского (Каменск-Алапаевского) синклинория и находящегося к востоку от него Камышловского антиклинория мощность коры по скважинам, пройденным к востоку от г. Алапаевска, изменяется в пределах от 13 до 38 м, среднее значение 21 м. В пределах Камышловского антиклинория семь пройденных скважин на участке между широтой Алапаевск — Ирбит и железной дорогой Свердловск — Тюмень вскрыли только маломощные продукты физического выветривания, представленные обломками материнских пород — метаморфических сланцев, гранито-гнейсов и гранитов и лишь изредка продуктами их химического выветривания мощностью 1—2 м.

Описанные изменения мощности и минералого-петрографического состава латеритного элювия объясняются особенностями тектонического развития Урала в мезозойское и палеогеновое время, т. е. в его платформенный этап. В течение всего этого этапа Урал развивался унаследованно от складчатого (геосинклинального) основания, что выразилось в том, что структуры платформенных образований унаследовали некоторые черты основных подстилающих их крупных структур складчатого фундамента. К структурам фундамента, нашедшим отражение в платформенных образованиях, относятся наиболее крупные структуры первого порядка — антиклинории и синклинории, затем структуры второго порядка — поднятия и прогибы, выделяемые внутри структур первого порядка, и глубинные разломы, разделяющие названные выше структуры. Глубинные разломы также разделяются на разломы первого и второго порядка. Первые разделяют антиклинории и синклинории, вторые — поднятия и прогибы. Существование глубинных разломов доказывается либо наличием пород ультраосновной формации, протягивающихся в виде цепочки на границе положительных и отрицательных структур, либо резко выраженными дизъюнктивными нарушениями вдоль границ этих структур.

Унаследованные от глубинных разломов структуры представляют ступенчатые антитетические и синтетические прямые и наклонные сбросы в складчатом фундаменте, формировавшиеся в узкой (около 1—10 км) зоне сочленения пликативных структур складчатого фундамента. Особенно интенсивно описываемые дислокации проявились в триасе. Они иногда приводили к возникновению глубоких, длинных и узких грабенов, выполненных континентальными отложениями. По разрывам происходило во многих случаях проникновение и излияние магмы преимущественно основного состава. На восточном склоне Урала грабены особенно многочисленны в зоне глубинного разлома, разделяющего Восточноуральский синклинорий от Камышловско-Зауральского антиклинория. В этой зоне грабены вытянуты в виде прерывистой полосы от широты г. Карталы на юге до р. Тагил на севере. Самым глубоким и обширным является Челябинский грабен длиной около 200 км, шириной 14 км и глубиной около 3,5 км. В той же зоне нередко наблюдаются два, даже три параллельно расположенных грабена, сформированных в результате антитетических ступенчатых разрывных нарушений. Триасовые отложения здесь довольно сложно дислоцированы.

Триасовые сбросы, однако, не всегда сопровождались образованием грабенов, выполненных отложениями триасового возраста, и в этих слу-

чаях мы не имеем возможности определить их возраст. Несомненно, что нижнемезозойские разрывные нарушения имеют широкое распространение во всех зонах глубинных разломов. Такие нарушения часто сопровождаются «линейной корой выветривания», напоминающей по своей форме жильные образования. Следует отметить, что А. Д. Архангельский (1932) впервые высказал мнение о широком распространении нижнемезозойских меридиональных нарушений на Урале.

Дизъюнктивные нарушения нижнетриасового возраста сыграли большую роль в формировании латеритной коры выветривания. Они обусловили в зонах дислокаций большую раздробленность пород и тем самым большую проницаемость воды в породы и, следовательно, более глубокий и интенсивный распад их под влиянием выветривания. Именно по этой причине в зонах сочленения крупных структур восточного склона Урала наблюдается и большая мощность коры выветривания и ее несколько отличный от других структурных зон химико-минералогический состав. Следует, однако, оговориться, что не везде в пределах описываемых зон наблюдаются подобные особенности состава и большие мощности коры выветривания. На некоторых участках этих зон, где проявления тектогенеза в триасе были незначительными, элювий естественно не имеет характерных черт, присущих коре выветривания данной структурной зоны. Элювия не наблюдается (или он имеет малую мощность) на возникших в результате антитетических сбросов узких горстовых поднятиях, с которых он в последующее время был эродирован.

В пределах негативных крупных структур не было разрывных нарушений нижнетриасового возраста. Отсутствие предварительной тектонической подготовки в этих структурных зонах проявилось в виде малой мощности коры выветривания и ее несколько иного химико-минералогического состава.

В верхнемезозойско-палеогеновом покрове, составляющем второй платформенный ярус, наблюдается два типа унаследованных структур: 1) отражающие зоны глубинных разломов в фундаменте и 2) отражающие крупные позитивные и негативные структуры в складчатом основании. Структуры первого типа представляют ступенчатые сбросы в консолидированном складчатом фундаменте, на которые платформенный покров реагировал образованием складок, флексур, либо разрывными нарушениями. Ширина зоны дислокаций в верхнемезозойско-палеогеновом покрове изменяется в пределах от 3—4 до 12 км. Ступенчатые сбросовые движения происходили, как правило, по антитетическому и синтетическому принципу Клооса. В первом случае на поверхности складчатого фундамента возникали чередующиеся между собой горсты и грабены, во втором случае происходило формирование уступов с лестницей нисходящих ступеней на их бортах.

Унаследованный характер структур второго типа выражается в том, что структурному поднятию в фундаменте соответствует структурное же поднятие (вал) в верхнем платформенном этаже, а структурному погружению в фундаменте соответствует прогиб в покрывающем его верхнемезозойско-палеогеновом чехле. Как правило, на валах из разреза мезозойско-палеогеновых отложений выпадают некоторые стратиграфические подразделения, изменяется фациальный состав осадков и уменьшается их мощность. В прогибах же по сравнению с сопряженными с ними валами наблюдается более полный разрез, большая мощность осадков и более тонкозернистый состав последних.

Рост названных выше унаследованных структур происходил неравномерно как во времени, так и в пространстве. Установлено, что интенсивность тектогенеза закономерно уменьшается в направлении с севера

на юг. На Приполярном и Северном Урале амплитуды сбросовых движений в зонах глубинных разломов достигают иногда 1000 м, а амплитуды структур второго типа, валов и прогибов — до 500 м. На Среднем Урале, в его северной части, амплитуды достигают свыше 100—150 м, тогда как в его южной части они измеряются несколькими десятками метров. Наименьшими амплитудами структур характеризуется восточный склон Южного Урала.

Отсюда становится понятным отсутствие или малая мощность коры выветривания в пределах антиклинориев. В мезозое и палеогене они имели постоянную тенденцию к поднятию. Следовательно, в рельефе они представляли возвышенные участки, с которых продукты выветривания частично или полностью были эродированы. Были уничтожены размывом элювиальные отложения с узких горстовых поднятий в зонах сбросовых дислокаций (в зонах глубинных разломов) и более или менее полно сохранились в тектонических впадинах или грабенах, если эти впадины не служили дном рек, так как в противном случае их эрозия частично или полностью уничтожила образовавшуюся кору.

В синклинориях вследствие их перманентной тенденции к опусканию кора выветривания не подверглась столь глубокому размыву и поэтому элювиальные образования в них сохранились почти повсеместно.

Указанная закономерность в распространении коры выветривания очень резко проявляется на восточном склоне Приполярного, Северного и Среднего Урала. На восточном склоне Южного Урала, где проявления тектогенеза в верхнем мезозое и палеогене были слабыми, продукты выветривания не подверглись столь глубокому размыву даже в пределах крупных положительных структур. Здесь нередко можно наблюдать не только продукты физического выветривания, но и частично среднюю зону полного профиля коры выветривания. В зонах глубинных разломов на Южном Урале элювий также имеет более широкое площадное распространение.

Изложенные закономерности в распространении латеритной коры выветривания и ее состава контролируют также размещение полезных ископаемых, генетически тесно связанных с латеритной корой выветривания.

Вкратце рассмотрим положение и строение месторождений силикатного никеля, бокситов и легированных хромом и никелем железных руд.

Месторождения силикатного никеля разделяются на три типа: площадные, тектонические (карстово-тектонические) и линейные. Первые представляют кору выветривания оливинсодержащих ультраосновных пород и серпентинитов, занимающих значительные площади, вторые — переотложенные продукты выветривания тех же пород, залегающих в тектонических впадинах или во впадинах, образованных совместно тектоническими и карстообразовательными процессами. Впадины обычно вытянуты в субмеридиональном направлении. Линейные месторождения по своей форме напоминают жильные эндогенные месторождения. Их происхождение объясняется довольно глубоким проникновением поверхностных вод по трещинам нарушений нижнетриасового возраста в ультраосновные породы или серпентиниты.

Месторождения всех трех типов размещены только в пределах мелких дизъюнктивных дислокаций в зонах глубинных разломов, где интенсивность выветривания была более сильная.

На Северном и Среднем Урале, где амплитуды сбросовых дислокаций сравнительно велики, наибольшим распространением пользуется тектонический тип месторождений, в меньшей степени площадной и

изредка линейный. При этом месторождения тектонического типа имеют различный возраст, так как переотложение никеленосной триасовой коры выветривания могло происходить в любое время, если она не была погребена под более молодыми осадками. В Южном Урале, где активность тектогенеза в верхнемезозойско-палеогеновое время была слабой, распространены преимущественно площадные, реже тектонические месторождения. На восточном склоне Урала линейные месторождения имеют наибольшее распространение.

Природно легированные хромом и никелем железные руды локализуются также в зонах глубинных разломов и связаны с корой выветривания ультраосновных пород и серпентинитов. Они обычно залегают в грабенах, образовавшихся в нижнемезозойское или более позднее время. Эти руды состоят из пизолитов и цементирующего их железистоглинистого вещества. Встречаются и рыхлые порошковатые разности. В составе этих руд, кроме минералов окислов железа и силикатов никеля и кобальта, почти всегда присутствует гиббсит. На некоторых участках этих месторождений содержится довольно много гиббсита, образуя комплексные железо-алюминиевые руды. Наиболее крупными месторождениями железных руд являются Серовское, расположенное на Северном Урале, в нескольких километрах к западу от г. Серова, и Орско-Халиловское на Южном Урале, находящееся к северу от г. Орска.

На Серовском месторождении рудоносной структурой является грабен глубиной до 120 м, простирающийся в направлении с севера на юг почти на 20 км. Начало формирования этого грабена относится к средней — низам верхней юры, закончилось оно к концу эоцена. Рудоносными горизонтами являются среднеюрские и меловые (альбские) слои. Генезис Серовского месторождения решается однозначно всеми геологами: источником руды служила кора выветривания триасового возраста, залегавшая на горстовых поднятиях, сложенных серпентинитами, и отчасти элювий скарновых пород, распространенных на небольшом расстоянии к западу от месторождения. К настоящему времени элювиальные образования на серпентинитовых горстах почти целиком эродированы и сохранились только на дне и отчасти по бортам грабена, где перекрыты рудоносными отложениями юрского и мелового возраста. По своему составу кора выветривания в грабенах также представляет железную руду.

Орско-Халиловское месторождение представляет собой несколько залежей, расположенных в пределах меридионально вытянутой полосы длиной около 50 км. Месторождения расположены по западной окраине Таналык-Баймакской мезозойской депрессии, выполненной в основном осадками юрского возраста, и приурочены к краевым восточным частям массивов серпентинита. Эти массивы представляют часть полосы ультрабазитов, протягивающейся вдоль западной окраины Магнитогорско-Нижнетагильского синклинория. Породы, слагающие месторождения, залегают в меридионально вытянутых грабенах, образованных в результате ступенчатых сбросов, амплитуда которых изменяется от 20—30 до 110—120 м.

Формирование рудоносных грабенов началось в верхнем триасе (об этом свидетельствуют находки растительных остатков в нижних частях мезозойского разреза) и закончилось в основном в конце средней юры. Рудоносные слои по возрасту относятся к верхнему триасу. Таким образом, возраст месторождений бобовых природно легированных железных руд на Урале различный, хотя по условиям залегания и генезиса они ничем не отличаются. По химико-минералогическому составу орско-халиловские руды тождественны серовским рудам.

Источником железа, хрома, никеля и алюминия и для халиловских руд служила латеритная кора выветривания серпентинитов и отчасти габбро, с которых она к настоящему времени эродирована и сохранилась только на дне рудоносных грабенов или в месторождениях «линейного» типа.

По условиям залегания и генезиса, а также по строению мезозойские бокситы весьма сходны с описанными железными рудами.

Все более или менее крупные месторождения бокситов расположены в зонах глубинных разломов. Режевские месторождения боксита расположены на стыке Восточноуральского антиклинория с Восточноуральским синклинорием, Каменские — в зоне сочленения Восточноуральского синклинория с Камышловским антиклинорием. Тобольская группа месторождений расположена вдоль так называемого Ливановского разлома, а месторождения Серовского района находятся в зоне разлома, разделяющего структуры второго порядка внутри Нижнетагильского синклинория. Каменские же месторождения расположены на горстовом поднятии, на так называемом Колчедано-Коркинском валу, где слагающие их породы выполняют широтно вытянутые эрозионные впадины. Все остальные месторождения приурочены к грабенам или к карстово-тектоническим депрессиям.

Источником формирования бокситовых залежей, несомненно, была триасовая кора выветривания, но не ультраосновных пород и серпентинитов, а алюмосодержащих пород, преимущественно эффузивов основного состава палеозойского и нижнетриасового возраста (Каменские месторождения). В том случае, если ближайшие окрестности месторождений сложены, помимо основных, ультраосновными породами, серпентинитами и порфиритами, то образуются бокситы с очень высоким содержанием железа. Примером могут служить режевские бокситы, в которых окиси железа содержится больше, чем глинозема.

Возраст бокситов различный: верхнетриасовый (Серовское месторождение), нижнемеловой (Каменские и Режевские бокситы) и верхнемеловой (Тобольские месторождения). Таким образом, стратиграфическое положение бокситов разное, что отмечалось нами и для месторождений никеля и железа.

N. I. ARKHANGELSKY

AGE, COMPOSITION AND TECTONIC DISTRIBUTION OF LATERITIC ELUVIUM ON THE EASTERN SLOPE OF THE URALS

The age of the lateritic eluvium is Middle and partly Upper Triassic and this is evidenced by the occurrence of this eluvium or its redeposition products on Lower Triassic rocks and below Upper Triassic ones (Turghai depression, Kamensk-Uralsky, Tumensky, Orsko-Khalilovsky, Karpinsky and other districts). Indirect data indicate that the beginning of the crust formation is to be dated as the middle of Middle Triassic and its end — at the beginning of Upper Triassic. A short period of laterite formation is due to very favourable climatic conditions at that time.

The lateritic type of eluvium is proved by the composition of its upper part consisting of kaolinite with an admixture of gibbsite. Such a composition of eluvium is observed on aluminosilicate rocks in the junction zones of major structures of the first and second order. Within the major negative structures the top part of the eluvium consists of kaolinite without gibbsite. A thin crust consisting of the products of a mechanical and partly chemical (but not lateritic) weathering is preserved within structural uplifts.

The above mentioned composition differences are caused by development peculiarities of the tectonic zones during the Triassic. Faulting took place in the structure junction zones during the Triassic and later which resulted in a better water penetration and, consequently, a more complete decomposition of rocks due to weathering. Eluvium has developed in negative structures as a result of a less complete decomposition of rocks, in as much as the latter had not been subjected to a «tectonic preparation». Positive structures had a continuous tendency to uplifting during the Mesozoic

and Paleozoic periods. In the relief they are represented by elevations, the eluvium from which has been mostly eroded.

The tectonic factor controls also the distribution of nickel, iron and aluminium ores genetically related to the lateritic eluvium. Almost all deposits of these ores are located in Mesozoic zones of block dislocations. The localization of these deposits within the dislocation zones is determined mainly by the petrographic composition of rocks constituting these zones.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. ГОНТИ, М.-Л., 1932.
Вахрушев Г. В. О триасе Башкирского Приуралья. Уч. зап. Саратов. ун-та, т. 16, отд. геол. и почв., вып. 2, 1945.

Горский В. П. Триасовые отложения северной части Предуралья. В кн.: «Тр. Всесоюз. совещ. по уточн. унифицир. схемы мезозойских отлож. Русской платформы в 1958 г.», т. 1, Л., 1960.

Красильников Б. Н. Новые данные по стратиграфии красноцветных пермских и триасовых отложений Чкаловского Приуралья. В кн.: «Памяти проф. А. Н. Мазаровича». Изд. Моск. об-ва испыт. природы, 1953.

Леоненко Н. И. Геологическая характеристика области распространения нижнемезозойских отложений в южной части Магнитогорского синклинория. В кн.: «История нижнемезозойского угленакопления в Казахстане», ч. I. (Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 12). Изд. АН СССР, М., 1961.

Тужикова В. И. Об эпохах мезозойского угленакопления на восточном склоне Среднего Урала и в Среднем Зауралье. Тр. Горногеол. ин-та УФАН СССР, вып. 32, 1959.

Яншин А. Л. О распространении триасовых отложений на Урале и о возрасте уральских надвигов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1936.

А. А. МЕНЯЙЛОВ

ЛАТЕРИТНЫЙ ТИП КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ТРАППАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Породы, сходные с индийскими и африканскими латеритами, ирландскими литомаржами, имеются и на Сибирской платформе. Установление типов этих пород имеет важное значение для дальнейших поисков, а также для выяснения их приуроченности к протяженным пластовым телам траппов (силлам) или к локальным узко ограниченными телам (штокам, трубкам или разломам).

Исследование этих пород в связи с изучением алмазных месторождений начато было автором в 1957 г. совместно с Т. И. Анодиным, Г. С. Фрадковым (Меняйлов и др., 1960) и Е. А. Кудиновой (1960); кроме того, их изучал Е. Т. Бобров (1958) и др.

Выветривание диабазов

Кора выветривания Вилуйско-Оленекского водораздела в верховьях р. Мархи развита на траппах, залегающих среди доломитов, доломитизированных и битуминозных известняков нижнего ордовика. Траппы представлены оливиновыми и безоливиновыми разностями и слагают как силлы, так и дайки.

Латеритоподобные породы избирательно развиваются на изометрических телах траппов с поперечником от 40 до 100 м. Интенсивность магнитного поля на этих телах обычно варьирует в пределах 200—300 гамм. По площади выхода эти тела не превышают 5000 м². В районе известно три таких тела, расположенных на расстоянии 25—30 км одно от другого. Они приурочены к зоне развития даек и к вертикальным штокообразным или трубообразным телам.

Кора выветривания изучена на глубину 8—10 м, полная мощность ее не установлена. Она представляет собой рыхлую красновато-бурого или коричневатого-розового цвета породу с многочисленными выделениями белого глинистого минерала, который часто слагает тонкие ветвящиеся или параллельные жилки. До глубины 8—10 м характер породы не изменяется. В одном случае в зоне латеритизации была встречена глыба неизмененного траппа размером 1,0×0,6 м.

На одном из тел траппа намечаются следующие зоны: 1) неизмененный диабаз; 2) зона рыхлой глинистой породы, обильно пропитанной гидроокислами железа; 3) розовато-коричневый латерит. Контакт между первой и второй зонами четкий, между второй и третьей — менее ясный. Мощность второй зоны, отделяющей исходную породу от латерита, не превышает 0,5 м.

Неизмененный диабаз обладает темным цветом, среднезернистой структурой, под микроскопом видна характерная пойкилофитовая и такситовая структура. Он состоит из плагиоклаза (№ 45—55), моно-

клининого пироксена, оливина и скелетных кристаллов рудного минерала. Зеленовато-бурый слюдоподобный минерал (иддингсит) развивается по зернам оливина. Плаггиоклаз и моноклиный пироксен присутствуют примерно в равных количествах, образуя значительную часть объема породы. Оливин присутствует в количестве, не превышающем 5%. Рудный минерал, преимущественно магнетит, встречается в единичных зернах. Пироксен образует зерна неправильной формы размером до 2 мм, рассеченных лейстами плаггиоклаза. Угол оптических осей у пироксена $2V = +50^\circ$, $c:Ng = 36^\circ$. Лейсты плаггиоклаза размером 0,5—3 мм и редко встречающиеся вкрапленники зонального плаггиоклаза изменяются от центра к периферии от 45 до 55% ап, что соответствует андезин-лабрадору. Оливин образует зерна неправильной изометричной формы размером до 2 мм, включенные в зерна пироксенов. Частично оливин вместе с пироксеном замещается иддингситом.

На основании микроскопического изучения шлифов и аншлифов обнаруживаются изменения минералов траппа в результате латеритизации (табл. 1).

Таблица 1

Количественно-минералогический состав диабаз
и продуктов его изменения
(в объем. %)

Минерал	Диабаз свежий	Диабаз измененный	Латерит
Плаггиоклаз	56,53	40,07	—
Пироксен вкрапленников .	19,11	33,41	—
Оливин	4,78	12,41	—
Иддингсит	15,08	6,75	—
Основная масса	3,53	3,94	—
Магнетит	0,97	3,41	2,8
Лимонит и другие продукты изменений			97,2
Сумма	100,00	100,00	100,00

Оливин вначале слегка иддингситизируется, затем по трещинкам проникают железистые растворы и, наконец, он становится совершенно бурым. Пироксен вначале изменяется (лимонитизируется) слабее оливина, а в конечном продукте он становится тоже бурым, но менее окрашенным чем оливин.

Полевой шпат вначале слегка и только местами покрыт гидроокислами железа, вследствие чего окрашивается в желтый цвет; в конечной стадии он становится аморфным, давая каолинит ($Ng = 1,566$, $Np = 1,560$), галлуазит ($N = 1,520—1,530$) и гиббсит (по термооптическому анализу).

В небольшом количестве наблюдается роговая обманка, которая хлоритизируется. Все темноцветные минералы в конечном счете становятся колломорфными псевдоморфозами лимонита. Рудные минералы сохраняются в небольшом количестве. В первую очередь в пойкилофитовых диабазах интенсивно изменяется «цемент» и в меньшей степени «горошины», имеющие пойкилофитовую структуру.

Как видно из таблиц 1 и 2, траппы, подвергшиеся латеритизации, по своему химическому составу и по минералого-петрографическим особенностям являются нормальными траппами.

Таблица 2

Химический состав траппов и продуктов их изменения
(анализы приведены по Е. А. Кудиновой и И. Т. Козлову)

Компоненты	Обр. 1	Обр. 2	Обр. 3	Обр. 4	Обр. 5	Обр. 6
SiO ₂	48,91	33,02	16,44	47,64	33,50	12,24
TiO ₂	1,44	2,36	5,15	1,75	2,01	5,20
Al ₂ O ₃	15,60	27,80	20,73	15,71	24,49	16,20
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,01	0,01	0,18
Fe ₂ O ₃	2,60	21,12	41,44	2,51	19,31	45,97
FeO	10,12	0,71	2,89	10,98	1,12	4,07
MnO	0,06	0,27	0,05	0,02	0,16	Не опред.
MgO	7,51	1,28	1,18	7,59	0,93	1,17
CaO	9,70	0,75	0,76	10,17	Сл.	Сл.
Na ₂ O	1,70	0,03	0,16	2,02	0,33	0,43
K ₂ O	0,41	0,00	0,00	0,57	Нет	Нет
P ₂ O ₅	0,22	0,19	0,64	0,15	0,10	0,54
NiO	—	—	—	Нет	0,20	Сл.
S	—	—	—	0,08	0,05	—
CO ₂	—	—	—	0,37	0,39	0,55
П.п.п	2,20	13,15	10,73	Нет	12,13	11,28
H ₂ O	2,32	4,60	4,43	0,47	2,78	2,81
Сумма	100,48	100,68	100,17	99,69	100,31	100,64

Обр. 1 — трапп слабо измененный; обр. 2 — пестроцветные плотные глины; обр. 3 — рыхлые охристые породы; обр. 4 — неизменный трапп из зоны латеритизации; обр. 5 — латерит розового цвета с прожилками галлуазита; обр. 6 — сильно ожелезненная порода из промежуточной зоны между неизменным траппом и латеритом

Для выяснения миграции различных элементов в процессе латеритизации траппов первые три анализа пересчитаны по методу Т. Барта (1956).

В процессе латеритизации из одной структурной ячейки исходной породы выносятся следующие количества ионов: К 0,8; Na 0,9; Mg 5,5; Ti 0,3; Si 22,8; P 0,1.

При изменении траппа, состоящего из плагиоклазов, моноклинных пироксенов и оливина, прежде всего выносились наиболее легкоподвижные элементы — щелочи и щелочные земли. Частично выносились среднеподвижные в данных условиях Al и Si. Железо из феррических минералов концентрировалось в виде гидроокислов в промежуточной зоне между исходной породой и латеритом. В горизонте латерита новообразование глинистых минералов (в частности галлуазита) происходило за счет приноса алюминия. Кремний по отношению к алюминию был более подвижным, и часть его была удалена из породы. Железо частично также оставалось в конечном продукте изменения траппа, частично же оно было удалено. Фосфор и титан в силу того, что они связаны в апатите и ильмените, стойких в зоне выветривания, оставались на месте.

Обнаруживаемый характер миграции элементов является типичным для латеритообразования (Чухров, 1955). В латеритной зоне наблюдается увеличение концентрации некоторых элементов по сравнению с их содержанием в исходном траппе: иона Fe на 5,1; иона Al на 7,9; иона Н на 28,4.

Общее количество катионов, приходящееся на структурную ячейку (160 ионов кислорода), у исходного траппа равно 101,1, что характерно для изверженных пород вообще (в среднем 100), тогда как у латерита

количество катионов в «формуле» равно только 65,7, но в то же время наблюдается весьма высокое содержание водорода. Такие пониженные значения количеств катионов в структурной ячейке и одновременно высокое содержание водорода типичны для осадочных и выветрелых пород.

Наиболее подвижными элементами в процессе латеритизации были щелочи и щелочные земли, из них К и Са удалены полностью. Менее подвижными оказались железо и алюминий, количество которых в конечном продукте латеритизации гораздо выше, чем в исходной породе. Почти половина кремния также удалена из породы, но другая часть осталась в латерите, где она связывалась с алюминием, образуя галлуазит. Титан и фосфор в процессе латеритизации были практически неподвижны.

Эта кора выветривания в отличие от известных латеритовых профилей не имеет верхней зоны, обогащенной гидроокислами железа, что связано, очевидно, с эрозионной деятельностью, уничтожившей верхние горизонты профиля.

Выветривание туфовой диабазовой трубки

В туфовых трубках наблюдаются туфы и порфирит-диабазы (Меняйлов и Воскресенская, 1962). Вмещающие их осадочные карбонатные и песчано-глинистые породы, преимущественно ордовикские, перекрыты юрскими породами. В Мало-Ботуобинском районе в одной из многочисленных туфовых трубок (при наличии пяти кимберлитовых трубок) на глубине 23 м скважиной была вскрыта каолиновая порода.

Для всех трубок характерно появление в верхнем горизонте пачки песчано-глинистых осадочных пород, в которой преобладают пески или рыхлые слабо сцементированные, слабо метаморфизованные пески или песчаники, слабо измененные и дезинтегрированные. Среди пачки пород залегают маломощные слои глин с растительными остатками. На глубине 10—15 м находится слой брекчий с обломками траппов, сидерита, лимонита и кварца. Этот слой подстилается каолинизированной брекчией, напоминающей кимберлит. Глубже наблюдаются диабаз-порфиритовые туфы, переходящие в массивные их разновидности, а среди них залегают интересующие нас «выветрелые» разновидности мощностью от 1,5 до 2,5 м. В подошве пластов диабазовых порфиритов наблюдаются обильные миндалины кальцита и хлорита. На глубине 50 м скважина вошла в сильно окварцованные известняки. В плане тела туфов, по данным магнитометрической съемки, имеют овальную форму, как и кимберлитовые трубки.

Каолинизированная брекчия желто-бурая, на ощупь жирная, состоит из каолинита 89,0%, кварца 10%, содержит ильменит (~1%), гранат (0,07%), рутил, циркон, корунд, ставролит, дистен, пирит и турмалин.

Каолинит — рыхлые зерна или комки, рассыпающиеся при надавливании, пропитаны обычно гидроокислами железа.

Кварц — гексагональные дипирамиды, а также округлые и угловатые зерна и их агрегаты. Бесцветный, водяно-прозрачный, хрупкий. Некоторые зерна имеют черные точечные включения. Агрегаты зерен кварца сцементированы снежно-белым ближе неопределенным минералом.

Гранат-пироп — зерна неправильной формы, прозрачные или полупрозрачные, с неровной шагренево-поверхностью. Показатели преломления лиловой, малиновой и розовой разновидностей 1,754, оранжевой 1,758 и красно-оранжевой 1,767.

Ильменит — зерна неправильной формы с округлыми очертаниями и шагреневой поверхностью. Рутил — удлиненные кристаллы с коленчатыми двойниками, желтовато-бурые, показатель преломления 1,780. Циркон — призматические кристаллы, бесцветные, желтые и розовые, $N > 1,780$. Корунд — остроугольные зерна $N_g = 1,767$; $N_p = 1,754$. Ставролит — остроугольные зерна, $N_g = 1,747$; $N_p = 1,737$. Дистен — плоские кристаллы, $N_g = 1,7300$ и $N_p = 1,718$. Хромшпинель — неправильные зерна размером 0,1 мм, $N > 1,780$. Магнетит — округлые зерна, с поверхности покрытые бурой пленкой. Турмалин — фрагмент призматического кристалла, $N_g = 1,654$ и $N_p = 1,633$, а также зерна с $N_g = 1,674$ и $N_p = 1,644$.

Приведенная ассоциация минералов имеет некоторое сходство с ассоциацией аксессуаров, присущих траппам, а рутил, ильменит, магнетит, циркон, корунд и турмалин — с ассоциацией минералов кимберлитов, судя по наличию гранатов (пиральспитов), ставролита, дистена и хромшпинели.

Эта кварц-каолиновая порода в туфовой трубке представляет собой, по-видимому, продукт изменения траппов на границе с песчано-глинистыми и известковистыми породами.

Продукты изменения траппов на контакте с кимберлитами

Продукты вторичного изменения траппов на границе с кимберлитами представляют большой интерес.

В кимберлитовых трубках «Москвичка», «Ленинградская», «Мир» и др. около различных тел траппов (даек, силлов, включений, ксенолитов и т. п.) на границе с серпентин-карбонатной цементирующей массой наблюдаются многочисленные зоны гидротермального метаморфизма, подвергшиеся выветриванию и, следовательно, сходные с образованиями коры выветривания. В кимберлитовой трубке «Мир» в гипсоносном кимберлитовом горизонте с большим количеством карбонатов, залегающем на уровне гипсоносной вмещающей карбонатной толщи, процессы могут иметь много общего с типом изменения на р. Аппая. В частности, здесь видны поздние образования гематита и глинистых продуктов. В трубке «Москвичка» на границе траппового силла и секущего кимберлита имеют место довольно мощные приконтактные зоны каолиноподобных и железистых разноокрашенных рыхлых пород.

Значительная часть новообразованных минералов может быть отнесена за счет постмагматических гидротермальных процессов (по Вильямсу дейтерических), а другая часть — за счет процессов выветривания. К последним относится образование коллоидных аморфных веществ, пропитанных гидроокислами железа.

Такие новообразования, как каолинит, кварц, халцедон, карбонат, хризотил, серпופит, были установлены также на серпентинитах Побужья, а такие, как вермикулит (за счет оливина) и каолинит (за счет плагиоклаза), находят среди продуктов выветривания оливиновых базальтов.

О генезисе латеритов и других продуктов изменения траппов

Описанная кора выветривания траппов на контакте с раннемезозойскими (верхний триас — нижний лейас) породами аналогична установленной бурением в западной части Вилюйской синеклизы (в бассейне р. Аппая — правого притока р. Вилюй) и установленной на туфах, залегающих непосредственно под нижнеюрскими конгломератами.

На развитие процессов выветривания на границе пород триаса и юры указывают и данные М. М. Одинцова и Г. Х. Файнштейна (1961) по району кимберлитовой трубки «Мир», где под нижнеюрскими песчано-галечниковыми отложениями залегают рэт-лейасовые песчано-глинистые породы, содержащие каолинит и галлуазит, и подчиненные прослой каолиновых глин, генезис которых связывается с корой выветривания алюмосиликатных пород.

Приведенные данные, а также материалы Е. Т. Боброва (1958) показывают, что интенсивные процессы изменения траппов в пределах Сибирской платформы на контакте с мезозойскими породами привели к формированию коры выветривания.

Сопоставление различных типов трубок по их строению и составу и измененных порфирит-диабазовых пород, наблюдающихся на Сибирской платформе, приводит к выводам о разнообразии типов латеритоподобных образований.

Латериты и каолины приурочены в основном к траппам, залегающим в виде силлов в карбонатных породах (Енисейский кряж), и несколько в меньших количествах к штокам траппов, например, шток аномалия «Крайняя». Каолиновые продукты изменения встречаются также в силлах и туфовых (диабаз-порфиритовых) трубках («Коллективная», № 61 и др.), залегающих в песчано-глинистых породах, ниже сменяющихся известняками. Процессы каолинизации диабазов наблюдаются и в железорудных ангаро-илимских трубках, но в меньших масштабах (Антипов и др., 1960). В кимберлитовых трубках менее всего распространена каолинизация на включениях траппов. Впрочем, кимберлитовая трубка «Москвичка» является примером довольно значительных изменений на прорванном силле траппов. Весьма своеобразными являются туфовые трубки в Мало-Ботуобинском районе, имеющие промежуточное положение в ряду трубок: туфо-диабазовых — железорудных — кимберлитовых.

Латериты на траппах известны в Индии по классическим описаниям Фокса (1923), во Французской Гвинее — Е. Шателла (Chetelat, 1938) и, наконец, в Португальской Гвинее — де Вайссе (Weisse de, 1954). Сравнение гвинейских латеритов с сибирскими латеритовыми и глинистыми породами показывает значительное минералогическое и химическое различие между ними. Поверх гвинейских долеритов обычно залегает бесцветная глина (литомарж), затем ячеистый латерит, латеритный панцирь и слабо сцементированные обломки. Латеритный панцирь обычно сложен из зерен кварца, сцементированных гиббситом и окислами железа, хотя в самом долерите кварц отсутствует. В продукте размыва латеритов, на берегу моря, в кварцевом песке обычно наблюдаются скопления ильменита и циркона. Далдынские латериты по химическому составу близки только к гвинейским самым бедным разновидностям латеритов.

В пределах Сибирской трапповой формации были встречены латериты, с одной стороны, близкие индийским, а с другой стороны, совершенно отличные от них. Это уже новый тип латеритов и латеритоподобных каолиновых продуктов изменений траппов, наблюдаемых в трубках туфо-диабазового, кимберлитового и промежуточного состава. В этом отношении Сибирь и Индия имеют существенное различие, так как в Индии, несмотря на большую давность изучения латеритов, известны лишь некки Ваджра-Карура и дайки пород основного состава с выделениями микропегматитов и оливинсодержащих пород биджаварской серии. Эти некки и дайки сопоставляются (Кришнан, 1954) с «алмазными трубками» Южной Африки, хотя ни одна из основных

пород этой серии не имеет состава кимберлита. Возможно, что упомянутые неки и дайки в какой-то степени сходны с нашими промежуточными туфовыми трубками, в частности с продуктами их вторичного изменения.

A. A. MENYAILOV

LATERITIC TYPE OF THE CRUSTS OF WEATHERING DEVELOPED ON THE SIBERIAN PLATFORM TRAPS

Besides the well known and widespread types of laterites and clays belonging to the sheet type and associated with diabase sills (Appaya, Viluy) there are on Siberian platform traps quite peculiar lateritic and clay bodies, confined to diabases occurring in the shape of stocks (or plugs) and pipes (Daldyn and Botuobia) as well as to the fragments of diabasic bodies in kimberlite pipes.

Pipes and stocks of such a composition are associated with zones of well developed thick and extended (up to 300—600 km) diabase dikes in old Cambrian-Ordovician series of the sedimentary cover (mostly carbonate with intercalations of sandy-argillaceous rocks) crowned with younger deposits ranging up to Jurassic.

According to their petrographical constitution these bodies may be divided into tuffaceous (diabasic), kimberlitic and quite peculiar ones — mixed.

The following features are characteristic of laterites and clays: during the final stage of alteration olivine and pyroxene in poikilophitic diabases are transformed into limonite and ferric oxides; the feldspars (plagioclases) are altered into kaolinite, halloysite and gibbsite. The chemical composition of the final alteration products is characterized by the evacuation of Al_2O_3 (12%) a considerable amount of CaO and MgO and an almost complete removal of alkalis. On the contrary, the increasing amount of Fe_2O_3 (up to 41%) may be observed, as well as of Al_2O_3 (up to 20%) and of TiO_2 (up to 5%). The thickness of these lateritic comes to 8—10 m.

The rocks in the tuff pipes are deeply altered with resulting argillaceous products consisting essentially, of kaolin (89%) with an admixture of quartz (10%) and residual accessory minerals — ilmenite (1%), magnetite, chrome — spinel, garnet, rutile, zircon, corundum, staurolite, disthen, tourmaline and pyrite. Their thickness is from 2.5 to 3 m.

According to their origin the diverse and rather composite laterites and clays of the region under discussion can belong to various types: residual, crust-of-weathering-type (climatic), hydrothermal, juvenile and vadose-solution-type (blind at the boundary of igneous and sedimentary rocks) and, finally — mixed.

The laterite-type crusts of weathering developed on trap sills within the Siberian platform are rather similar to Indian laterites classically described by Fox. They occur in the same layered manner and seem to have a similar material (lateritic) composition.

Still, the crusts of weathering confined to the trap dikes, stocks and pipes of the Siberian platform differ from the Indian laterites morphologically as well as by their material composition (essentially kaolinic); the latter depends upon the peculiar (intermediate between traps and kimberlites) rock constitution of these bodies. They resemble to some extent the well known Vadjra-Karhur necks and the basic dikes of Bidjavahr series. The diamonds from the conglomerates of Vindian and Karnullian systems are problematically related to the above dikes and necks (Krishnan, 1954, p. 124, 137).

On the basis of very distinct laws governing the distribution of diamond deposits in the USSR, this comparison permits to understand the conditions of their formation in India.

ЛИТЕРАТУРА

Антипов Г. И., Иващенко М. А. и др. Ангара-Илимские железорудные месторождения трапповой формации южной части Сибирской платформы. Госгеолтехиздат, 1960.

Барт Т. Теоретическая петрология. Пер. с англ., Изд-во иностр. лит., 1956.

Бобров Е. Т. Кора выветривания в районе восточной окраины Енисейского края. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 33, вып. 3, 1958.

Гинзбург И. И. Кора выветривания, ее диагностические признаки и ее значение в фациальном анализе. В кн.: «Методы изучения осадочных пород», т. 2. Госгеолтехиздат, 1957.

Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. Изд-во иностр. лит., 1954.

Кудинова Е. А. К вопросу о древней коре выветривания траппов в северо-восточной части Сибирской платформы. Науч. сообщ. Якутск. фил. Сиб. отд. АН СССР, № 4, 1960.

Лебедев П. И., Егоров В. А. Литомарге Алагеза. (К вопросу о постмагматическом перерождении лав базальтового типа). Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, № 6, 1934.

Ляхович В. В. О контактовых явлениях, связанных с сибирскими траппами. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 159, петрогр. сер. (№ 32), 1955.

Меняйлов А. А., Анодин Т. И., Фрадкин Г. С. О влиянии базальтов на соленосные осадочные породы бассейна р. Аппая в Якутии. Науч. сообщ. Якутск. фил. Сиб. отд. АН СССР, вып. 4, 1960.

Меняйлов А. А., Воскресенская В. Б. Туфовые трубки с многоярусными силлами траппов в районе трубки «Мир». Тр. Якутск. фил. Сиб. отд. АН СССР, сер. геол., сб. 8, 1962.

Одинцова М. М., Файнштейн Г. Х. О геологии и возрасте древних алмазносных россыпей в бассейне р. Мал. Ботуобуй. Тр. Якутск. фил. Сиб. отд. АН СССР, сб. 6, 1961.

Плотникова И. П. О находке древней коры выветривания в верховьях р. Нижней Тунгуски. Мат-лы Всесоюзн. научн.-исслед. геол. ин-та, вып. 23, 1959.

Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, М., 1955.

Chetelat E. de. Le modele lateritique de l'Ouest de la Guinee Francaise. Rev. Geol. phys., Geol. dyn., 11, fasc. 1, 1938.

Fox C. S. Bauxite and aluminous laterite. London, 1932.

Weisse G., de. Note sur quelques types laterites de la Guinee Portugaise. Dans: Comptes rendus de la 19 session du Congres geologique international, fasc. 21. Alger, 1954.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
И. П. Герасимов. Современные латериты и их образование	5
Г. И. Бушинский. Латеритно-осадочная гипотеза происхождения бокситов	17
Н. А. Лисицына и М. В. Пастухова. К вопросу о генезисе латеритных и латеритно-осадочных бокситов	34
Л. П. Коннов. Латериты и латеритно-осадочные бокситы Средней Азии	56
А. П. Никитина. Древняя латеритная кора выветривания докембрийских пород Воронежской антеклизы	69
С. И. Чайкин. Условия образования богатых железных руд Курской магнитной аномалии (КМА)	89
А. К. Гладковский, И. Н. Ушатинский. Минеральный состав латеритных и осадочных бокситов	105
Н. И. Архангельский. О возрасте, составе и тектоническом размещении латеритного элювия на восточном склоне Урала	120
А. А. Меняйлов. Латеритный тип кор выветривания на траппах Сибирской платформы	129

CONTENTS

	Page
I. P. Gerasimov. Present-day laterites and their formation	5
G. I. Bushinsky. Lateritic-sedimentary hypothesis on the origin of bauxites	17
N. A. Lisitzina and M. V. Pastukhova. To the problem of the genesis of lateritic and lateritic-sedimentary bauxites	34
L. P. Konnov. Laterites and lateritic-sedimentary bauxites of Middle Asia	56
A. P. Nikitina. Old lateritic crust of weathering of Precambrian rocks in Vo- ronezh antecline	69
S. I. Chaikin. Conditions of formation of rich iron ores of the Kursk Mag- netic Anomaly (KMA)	89
A. K. Gladkovsky and I. N. Ushatinsky. Mineralogical composition of lateritic and sedimentary bauxites	105
N. I. Arkhangelsky. Age, composition and tectonic distribution of lateritic eluvium on the Eastern slope of the Urals	120
A. A. Menyailov. Lateritic type of the crusts of weathering developed on the Siberian platform traps	129

Международный геологический конгресс
XXII сессия
Доклады советских геологов
Проблема 14
ЛАТЕРИТЫ

Ведущий редактор издательства *А. М. Поспелова*
Технический редактор *Т. М. Шмакова*
Корректор *Р. А. Слобоженко*

Подписано к набору 20/VII-64 г.
Подписано к печати 20/X-64 г.
Формат 70×108¹/₁₆ Печ. л. 8,75 Усл. л. 12,25,
Уч.-изд. л. 11,5 Т 15422 Тираж 1700 экз.
Зак. 809/2205—14 Цена 81 коп.
Объявлено в тем. пл. б. Госгеолтехиздата 1964 г.
№ 144

Издательство «Недра», Москва, Центр,
ул. Кирова, 24.
Типография фабрики № 9 ГУГК