

Академия наук
СССР



Б.А.Богатырев

ТРИАС-ЮРСКИЕ
КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ
И БОКСИТЫ
ЮГА СРЕДНЕЙ АЗИИ
И КАВКАЗА

Издательство ·Наука·

Академия наук СССР



Институт геологии
рудных месторождений,
петрографии, минералогии
и геохимии

Б.А.Богатырев

ТРИАС-ЮРСКИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И БОКСИТЫ ЮГА СРЕДНЕЙ АЗИИ И КАВКАЗА

3459



Издательство
"Наука"
Москва,
1980



Триас-юрские коры выветривания и бокситы юга Средней Азии и Северного Кавказа. Б о г а т ы р е в Б. А. М.: Наука, 1980.

В монографии излагаются подробные систематизированные сведения о триас-юрских корах выветривания юга Средней Азии и Северного Кавказа. Для сравнения приводятся также некоторые данные об одновозрастных корах выветривания других районов СССР. Этот материал дает представление о глобальном характере и большой длительности триас-юрской эпохи выветривания, типах и профилях кор выветривания и их специфических особенностях. Особое внимание уделено проблеме бокситоносности данной эпохи. Выделены генетические типы бокситов. Подробно рассмотрена их связь с корами выветривания. Приводится детальная характеристика эпигенетических процессов в корах выветривания и бокситах, анализируется их влияние на качество и сохранность бокситов.

Табл. 32. Ил. 51. Библ. 198 назв.

О т в е т с т в е н н ы й р е д а к т о р

доктор геолого-минералогических наук

Д. Г. САПОЖНИКОВ

ВВЕДЕНИЕ

Триас-юрские коры выветривания на территории СССР распространены весьма широко. Раннемезозойская эпоха — одна из наиболее длительных эпох гумидного выветривания в истории Земли (20—30 млн. лет). Она фиксирует обширные поверхности выравнивания молодых эпигерцинских платформ. Мощные площадные коры выветривания триас-юрского возраста встречаются в различных климатических и географических зонах современного Евразиатского континента. Наиболее широко коры выветривания распространены в средних широтах, в зоне с умеренным климатом (Средняя Азия, Урал, Казахстан, Кавказ, Сибирь и др.), но встречаются они и за Полярным кругом — на Полярном Урале [133, 135], на севере Западной Сибири [54], на Таймыре [108]. Необычно широкий ареал распространения исследуемых кор выветривания хорошо согласуется с изотермичностью триас-юрской эпохи, отмечаемой палеоклиматологами. Это расширяет площади для поисков кор выветривания и связанных с ними полезных ископаемых.

Для сравнения с корами выветривания Средней Азии и Северного Кавказа в главах III и IV данной работы приведены краткие сведения по классическим, хорошо изученным профилям выветривания Урала и Гвинейского щита. С триас-юрскими корами выветривания, как и со многими другими корами выветривания, связан, как известно, целый комплекс различных полезных ископаемых: бокситы, железные руды, каолины, глины, россыпи и другие виды руд. Известна пространственная связь каолиновых кор выветривания с углами. Прогноз и целенаправленные поиски указанных полезных ископаемых возможны только при знании закономерностей распространения, морфологии, типов и профилей выветривания, а также степени их сохранности и вторичных изменений. Изучение этих вопросов и явилось главной задачей настоящего исследования.

В работе приведен систематизированный материал по корам выветривания на трех различных по составу типах пород — ультрабазитах (серпентинитах), базитах (диабазах, долеритах, базальтовых порфириях и их туфах), кислых породах (гранитах, кварцевых порфирах) и некоторых других породах. Установлено, что в триас-юрских корах выветривания на близких по составу породах, в сходных геоморфологических условиях, формировались идентичные профили выветривания с хорошо выраженной зональностью. Важное значение для прогноза и поисков бокситов на территории Средней Азии имеет обнаружение на площади Кайракского и Кундаджуазского месторождений (юго-западные отроги

Триас-юрские коры выветривания и бокситы юга Средней Азии и Северного Кавказа. Б о г а т ы р е в Б. А. М.: Наука, 1980.

В монографии излагаются подробные систематизированные сведения о триас-юрских корах выветривания юга Средней Азии и Северного Кавказа. Для сравнения приводятся также некоторые данные об одновозрастных корах выветривания других районов СССР. Этот материал дает представление о глобальном характере и большой длительности триас-юрской эпохи выветривания, типах и профилях кор выветривания и их специфических особенностях. Особое внимание уделено проблеме бокситоносности данной эпохи. Выделены генетические типы бокситов. Подробно рассмотрена их связь с корами выветривания. Приводится детальная характеристика эпигенетических процессов в корах выветривания и бокситах, анализируется их влияние на качество и сохранность бокситов.

Табл. 32. Ил. 51. Библ. 198 назв.

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук

Д. Г. САПОЖНИКОВ

ВВЕДЕНИЕ

Триас-юрские коры выветривания на территории СССР распространены весьма широко. Раннемезозойская эпоха — одна из наиболее длительных эпох гумидного выветривания в истории Земли (20—30 млн. лет). Она фиксирует обширные поверхности выравнивания молодых эпигерцинских платформ. Мощные площадные коры выветривания триас-юрского возраста встречаются в различных климатических и географических зонах современного Евразиатского континента. Наиболее широко коры выветривания распространены в средних широтах, в зоне с умеренным климатом (Средняя Азия, Урал, Казахстан, Кавказ, Сибирь и др.), но встречаются они и за Полярным кругом — на Полярном Урале [133, 135], на севере Западной Сибири [54], на Таймыре [108]. Необычно широкий ареал распространения исследуемых кор выветривания хорошо согласуется с изотермичностью триас-юрской эпохи, отмечаемой палеоклиматологами. Это расширяет площади для поисков кор выветривания и связанных с ними полезных ископаемых.

Для сравнения с корами выветривания Средней Азии и Северного Кавказа в главах III и IV данной работы приведены краткие сведения по классическим, хорошо изученным профилям выветривания Урала и Гвинейского щита. С триас-юрскими корами выветривания, как и со многими другими корами выветривания, связан, как известно, целый комплекс различных полезных ископаемых: бокситы, железные руды, каолины, глины, россыпи и другие виды руд. Известна пространственная связь каолиновых кор выветривания с углами. Прогноз и целенаправленные поиски указанных полезных ископаемых возможны только при знании закономерностей распространения, морфологии, типов и профилей выветривания, а также степени их сохранности и вторичных изменений. Изучение этих вопросов и явилось главной задачей настоящего исследования.

В работе приведен систематизированный материал по корам выветривания на трех различных по составу типах пород — ультрабазитах (серпентинитах), базитах (диабазах, долеритах, базальтовых порфириях и их туфах), кислых породах (гранитах, кварцевых порфирах) и некоторых других породах. Установлено, что в триас-юрских корах выветривания на близких по составу породах, в сходных геоморфологических условиях, формировались идентичные профили выветривания с хорошо выраженной зональностью. Важное значение для прогноза и поисков бокситов на территории Средней Азии имеет обнаружение на площади Кайракского и Кундаджуазского месторождений (юго-западные отроги

Гиссарского хребта) латеритных бокситов. Для молодых (олигоцен-четвертичных) кор выветривания характерны однозональные и, реже, двух-трехзональные коры с более мощными верхними зонами полуторных окислов алюминия и железа. На территории СССР встречаются только погребенные коры выветривания, как правило, плохой сохранности, часто с неполным размытым профилем. В этом их главное отличие от молодых кор выветривания современных тропических областей, где коры выветривания покрывают поверхность почти сплошным плащом. Спорадическое распространение в районах Средней Азии и Кавказа полных профилей выветривания объясняется плохой их сохранностью как вследствие последующего механического разрушения, так и в результате химической деградации — ресилификации (каолинизации и шамозитизации). В работе впервые дано детальное описание вторично измененных пород коры выветривания.

В южных районах Средней Азии и на Северном Кавказе площади распространения кор выветривания совпадают с зонами альпийской тектонической активизации.

Автором установлено, что здесь породы коры выветривания изменены в процессе динамометаморфизма — уплотнены и аргиллитизированы. В отличие от них триас-юрские коры выветривания Урала (также большей частью захороненные, но не претерпевшие динамических нагрузок) сохранили близкие к первоначальным физико-механические свойства и минеральный состав. Используя собственный фактический материал и литературные данные, автор в главе V излагает представления об условиях образования и механизме формирования латеритных (бокситоносных) кор выветривания.

В работе (гл. I, II, III) приведены подробные описания и выделены генетические типы бокситовых месторождений и рудопроявлений. Для районов Средней Азии характерно преобладание осадочных типов бокситов (аллювиальных и делювиально-аллювиальных), сосредоточенных главным образом в палеодолинах небольших рек и примыкающих к ним участках.

Автором доказывается генетическая связь осадочных бокситов с латеритными корами выветривания, что имеет важное поисковое значение.

Проведенное исследование было бы невозможно без работ предыдущих исследователей — В. А. Захаревича, М. Ф. Викуловой, Л. П. Коннова, Я. К. Писарчик, С. К. Овчинникова, А. Г. Тарасенко, П. В. Цыбышева, С. К. Гиппа, Е. С. Балагуровой, Е. А. Кочнева, В. И. Троицкого, А. Г. Лузановского, И. В. Кондакова, Р. В. Коробейникова и многих других геологов — пионеров в области изучения кор выветривания и бокситов в труднодоступных высокогорных районах Тянь-Шаня и Кавказа.

В работе использованы в основном материалы и наблюдения, полученные автором за период работы в ИГЕМ АН СССР с 1964 по 1974 г. [13—16]. Каменный материал собран во время полевых работ на юге Средней Азии, Северном Кавказе и Северном Урале, в Гвинейской Республике. Аналитическая обработка каменного материала проведена в лабораториях ИГЕМ АН СССР Р. С. Яшиной, Л. С. Цимлянской, В. М. Степашкиной, Л. А. Твердовой, В. В. Кухарчик, О. В. Кузьминой и др.

Глава I

ТРИАС-ЮРСКИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И БОКСИТЫ ЮГА СРЕДНЕЙ АЗИИ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РАЙОНЕ

Район исследований охватывает центральную часть юга Средней Азии и административно входит в состав южных областей Узбекистана и Таджикистана. Северная граница района проходит по широте 40°, а на юге он ограничен долиной р. Амударьи. Отдельные объекты расположены в северных отрогах Туркестанского и Зеравшанского хребтов. Основные работы велись в юго-западных отрогах Гиссарского хребта (рис. 1).

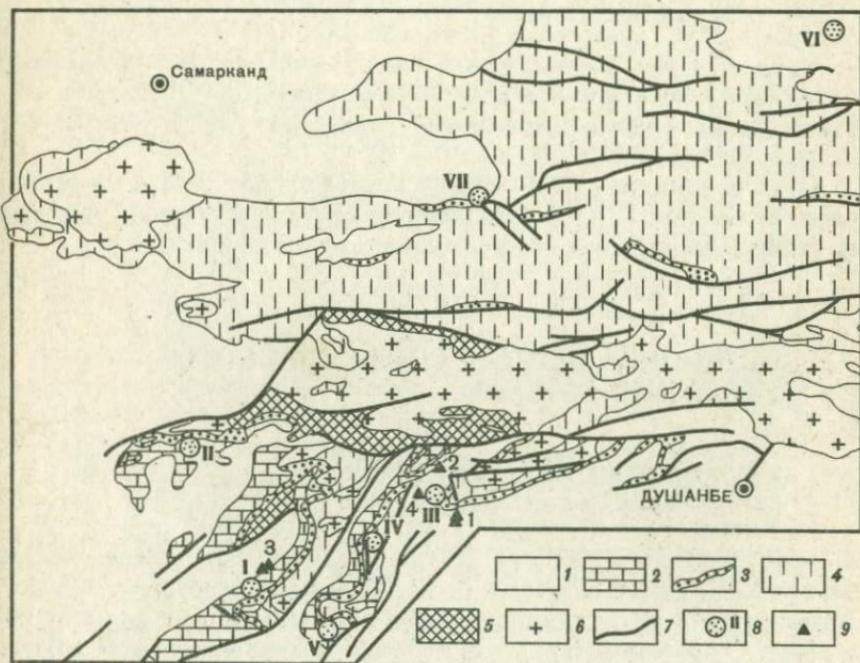


Рис. 1. Схематическая геологическая карта юга Средней Азии

1 — мезо-кайнозойские отложения; 2 — среднеюрские известняки; 3 — нижнеюрские (лейасовые) угленосные и бокситоносные отложения; 4 — палеозойские отложения; 5 — докембрийские отложения; 6 — гранитоиды; 7 — разломы; 8 — месторождения и рудопроявления бокситов (I — Кайракское; II — Уарянское; III — Кундаджуазкое; IV — Янгоклыкское; V — Хуазкое; VI — Кара-Кия-Сайкое; VII — Кшутское); 9 — места составления разрезов нижне-мезозойской коры выветривания (участки: I — Валжакский; 2 — Молонгий; 3 — Кайпакский; 4 — Кундаджуазкий)

А. П. Марковский [96] называет этот район «Таджикской виргацией», так как Гиссарский хребет разделяется на три ветви — горные хребты Сурхантау, Байсунтау и Чак-Чар, которые меняют свое простиранье с широтного в северной части на юго-западное — в южной. В геоморфологическом отношении данный район имеет средневысокогорный рельеф. В северной части, примыкающей к Гиссарскому хребту, абсолютные отметки превышают 3000 м. К югу местность понижается до 800—900 м, переходя в Южно-Таджикскую депрессию. Обнаженность мезозойских толщ здесь хорошая, поэтому есть возможность проследить на сотни километров почти непрерывный контакт палеозоя и мезозоя, к которому приурочены рудопроявления бокситов и выходы пород коры выветривания.

Южный склон Гиссарского хребта дренируется полноводными реками, являющимися притоками р. Амударьи (реки: Туполанг, Сангардак, Шаргунь, Мачайдарья и др.). Основным источником питания рек служат вечные снега и мелкие ледники осевой части Гиссарского хребта. Граница вечных снегов расположена на высоте 4—4,5 км. Отдельные снежники встречаются на затененных склонах и гораздо ниже (2,5—3,0 км).

Климат прилегающих равнин аридный субтропический. Общегодовое количество осадков 100—150 мм в год. Самые влажные — весенние месяцы. Максимальные среднесуточные температуры июня-июля около +30°. Дневные колебания температуры составляют 15—17°, годовые — 50°.

Климат горных районов можно назвать субнivalальным. Он несколько более влажный, чем на равнине: количество годовых осадков увеличивается до 300—500 мм. Дневные и годовые колебания температур увеличиваются соответственно до 20° и 70°.

Сухость климата и преобладание испарения над увлажнением исключают возможность процессов химического выветривания. Физическое выветривание, наоборот, протекает здесь достаточно активно.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Первые сведения о геологии района получены еще в конце прошлого века, когда И. В. Мушкетов и Г. Д. Романовский собрали и обработали материал по мезозойским образованиям. В дальнейшем, до организации в 1926 г. Таджикско-Памирской экспедиции, геологические исследования проводились здесь эпизодически.

Рис. 2. Стратиграфическая колонка юго-западных отрогов Гиссарского хребта (района Кайракского месторождения бокситов)

Характеристика пород									
Палеоген-антропоген	Каменноугольная	Пермская	Юрская	Меловая	Кайнозойская	Эра	Индекс	Аргус	Отдел
Среднекемерийская	Нижний Средний	Средний Верхний	Нижний Средний	Средний Верхний	Нижний Нижний (?)	Нижненовгородская	1335	500	Современные, верхнечетвертичные и среднечетвертичные отложения: галечники, гравийные пески, конгломераты, лессобайды суглинки
Средний	Нижний					Гравеллиты, песчаники, алевролиты, глины, мергели.			
Турнейский						Зооценовый отдел. Песчаники (с фосфоритами), глины, известковистые глины, мергели, карбонатные сланцы. Палеогеновый отдел. Известники, мергели.			
Сургановский						Верхний отдел. Песчаники, алевролиты, глины, песчанистые известняки, гипсы.			
Сургановский						Нижний отдел. Гравеллиты, песчаники, алевролиты, бокситы, угли, известняки			
Сургановский						Верхний отдел. Алевролиты, известняки, гипсы, аргиллиты			
Сургановский						Средний отдел. Песчаники, алевролиты, угли, аргиллиты, известняки			
Сургановский						Нижний отдел. Песчаники, гравеллиты, аргиллиты			
Сургановский						Гравийные песчаники, алевролиты, аргиллиты, бокситы, сидериты, углистые аргиллиты			
Сургановский						Кайракская свита. Внегрунтовые лазы и туфы основного состава, ниже - разного состава, в основании - конгломераты			
Сургановский						Алятапанская свита. Известковистые алевролиты с прослоями известняков, песчаников и конгломератов. В основании - туфогенные алевролиты с прослоями туффитов			
Сургановский						Сагдорская свита. Конгломераты, песчаники, алевролиты, сланцы, известняки, эфузивы основного состава			
Сургановский						Средняя часть визейского-берески башкирского ярусов. Суффинская свита. Конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, сланцы, известняки, эфузивы среднего состава, туффиты			
Сургановский						Нижний отдел. Визейский инамарский ярус. Вахшварская свита. Вулканогенные образования кислого и среднего состава, известняки			
Сургановский						Четвертичный отдел. Тунгусский аргус. Зайская свита. Конгломераты, сланцы, известняки, эфузивы, кислого и среднего состава			
Сургановский						Средний отдел. Мраморизованные известняки, доломиты			
Сургановский						Конгломераты, песчаники, сланцы, известняки			
Сургановский						Мигматиты, очковые гнейсы, парагнейсы, кристаллические сланцы			

Основные работы по геологическому изучению относятся к периоду 30—60-х годов. Региональные геолого-тектонические исследования проводили А. П. Марковский [96], Н. П. Херасков [155], В. И. Попов [123], И. А. Кензин [64]. Геологическую съемку различных масштабов выполняли Н. П. Херасков [155], П. П. Чуенко [163], Е. А. Головин [48], Г. С. Чикрызов [161] и др. Стратиграфия отдельных толщ изучалась Н. П. Васильковским [26], С. К. Овчинниковым [116, 117], Г. С. Чикрызовым [161, 162], В. И. Троицким [150, 151], Т. А. Сикстель [136], Ф. Р. Бенш [10], и др. Изучению магматизма посвящены работы Т. Н. Ивановой [59], В. А. Ункесова [152], Р. В. Баратова [6, 7], М. С. Султанова [146] и др.

В геологическом строении юга Средней Азии в основном участвуют отложения мезо-кайнозойского возраста. В ядрах антиклиналей обнажаются породы палеозойского, реже—докембрийского возраста (см. рис. 1). Геологический разрез района представлен отложениями почти всех геологических эпох (рис. 2).

СТРАТИГРАФИЯ

ДОКЕМБРИЙ

Докембрийские образования распространены в верховьях рек Хандиздарья (хр. Сурхантау), Кызылдарья (Яккабагские горы) и местами в Кугитангтау. В общей сложности они занимают площадь около 500 км². Докембрийские отложения представлены мигматитами, очковыми гнейсами, парагнейсами и кристаллическими сланцами мощностью около 3000 м. Докембрийский возраст этих толщ определен условно по более высокой степени метаморфизма (в сравнении с палеозойскими образованиями).

ПАЛЕОЗОЙ

Силурийская система (нерасчлененная)

К силурийским отложениям отнесена терригенно-карбонатно-сланцевая толща, протягивающаяся широтной полосой в верховьях рек Шаргунь, Гулиоб, Кундаджуаз и в среднем течении р. Туполанг. Возраст этой толщи определен на основании находок в ней верхнесилурийских строматопор. Мощность ее около 1000 м.

Девонская система

Девонские отложения имеют ограниченное распространение (в северной части хр. Байсунтау, на юге гор Мечетли). Они представлены фаунистически охарактеризованными мраморизованными известняками и доломитами среднего отдела мощностью около 150 м.

Каменноугольная система

Каменноугольные отложения залегают с резким угловым и стратиграфическим несогласием на породах так называемого метаморфического комплекса, относимого по возрасту к докембрию. Они представлены всеми тремя отделами и подразделены на ряд свит.

Нижний отдел. Зойская свита развита в нижнем течении рек Аксу, Вахшивар, Зоясай (хр. Сурхантау) и в бассейне рек Кундаджуаз и Обизаранг (горы Мечетли). Нижняя часть свит представлена континентальными терригенными образованиями с конгломератами в основании, верхняя часть — вулканогенными породами кислого, среднего и основного состава. Общая мощность 50—330 м. В терригенной толще имеются остатки фауны, указывающие на позднетурнейский — ранневизейский возраст этих образований. На зойской свите трангрессивно залегает вахшиварская свита.

Вахшиварская свита широко распространена в горах Байсунтау и Сурхантау. Она сложена осадочно-вулканогенными толщами преимущественно кислого состава. В горизонтах известняков из различных частей свиты встречаен верхневизейский комплекс фораминифер и брахиопод. Мощность свиты 900—2300 м. Верхняя часть разреза по микрофауне отнесена к отложениям ранненамюрского возраста.

Средний отдел. Отложения среднего карбона в пределах рассматриваемой территории представлены двумя свитами: супфинской и сагдорской.

Супфинская свита сложена вулканогенно-осадочными образованиями: аргиллитами, алевролитами, известняками, туффитами, туфами и андезитовыми порфиритами общей мощностью 800—1000 м. Супфинская свита с размывом перекрывается сагдорской и алячапанской свитами. Сагдорская свита представлена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с подчиненными им туфами и линзами конгломератов, гравелитов и известняков, содержащих в нижней части микрофауну, характерную для башкирского яруса, а в верхней линзе известняков — фауну нижнемосковского подъяруса. Мощность свиты 2000—2200 м. Сагдорская свита без видимого несогласия перекрывается алячапанской свитой.

Верхний отдел. Алячапанская свита сложена переслаивающимися конгломератами, песчаниками, алевролитами и известняками с микрофауной позднемосковского времени. Мощность свиты около 1000 м. Алячапанская свита с резким угловым несогласием перекрывается пермскими отложениями.

Пермская система

Пермские отложения в пределах изученной территории выделены условно. К ним отнесены вулканогенные образования кайракской свиты с терригенными породами в основании. Мощность свиты 1000 м. Возраст ее определен по аналогии с равашской свитой нижней перми Кураминского хребта.

МЕЗОЗОЙ

Разрез мезозоя в юго-западных отрогах Гиссарского хребта достаточно полный и в некоторых частях является эталонным для Средней Азии.

Мезозойская кора выветривания

К наиболее древним мезозойским образованиям относится нижнемезозойская триас-юрская кора выветривания. Она развивается почти на всех породах палеозойского фундамента. Кора выветривания — площадного типа, но вследствие интенсивного размыва она имеет спорадическое распространение и сохранилась лишь в понижениях древнего рельефа. Детально вопросы распространения нижнемезозойской коры выветривания, ее возраста, условий залегания и строения приведены ниже.

Юрская система

Отложения юрского возраста имеют значительное распространение по площади. Они обнажаются на крыльях антиклинальных складок. По составу их можно разделить на три толщи: 1) песчано-глинистую угленосную (нижне-среднеюрского возраста); 2) известняковую (средне-юрского возраста); 3) гипсонаносную (кимериджский и титонский ярусы верхней юры). В низах разреза нижней юры накапливались типичные континентальные породы: угли, сидериты, алевролиты, пёсчаники, бокситы, шамозитовые аргиллиты. Мощность их достигает 45 м. В углях и алевролитах установлены флора и пыльца раннеюрского возраста. Суммарная мощность юрских отложений в синклиналях более 2000 м, в антиклинальных структурах она уменьшается до 1000 м. Разрез юрских отложений охарактеризован фаунистически достаточно полно. Он является эталонным для территории Средней Азии. Переход к меловым отложениям постепенный.

Меловая система

Отложения мелового возраста широко распространены в районе работ. По составу они разделяются на две толщи: красноцветную песчано-глинистую (нижнемелового возраста) и пестроцветную гипсонаносную (верхнемелового возраста). У западного окончания Гиссарского хребта под апт-альбскими устричными известняками встречены выходы бокситов предположительно такого же возраста. На территории Средней Азии в этом стратиграфическом интервале местами фиксируется четкий перерыв в осадконакоплении и образование коры выветривания. В локальных участках отмечено накопление углей.

Мощность меловых отложений достигает местами 1000 м.

Осадки фаунистически охарактеризованы и расчленены по составу на ряд свит. Меловые отложения несогласно перекрываются палеоген-четвертичными образованиями.

КАЙНОЗОЙ

Наиболее полные разрезы кайнозойских отложений установлены в ядрах современных синклинальных структур. В горной части района они встречены лишь в долинах рек и в области развития ледниковых.

Палеогеновая система

Палеогеновые отложения обнажаются главным образом в ядрах синклиналей, где они представлены всеми отделами этой системы. В нижней части разреза преобладают морские отложения: известняки, мергели и глины, а в верхней части — красноцветные континентальные образования. Мощность отложений 100—500 м. Разрез фаунистически охарактеризован. Граница с лежащей выше неогеновой толщой постепенная.

Неогеновая система

Неогеновые отложения, наблюдаемые, так же как и палеогеновые, в ядрах синклиналей, представлены непрерывным разрезом континентального типа. В нижней части их преобладают красноцветные песчаники и глины с прослойями гипсов и соли, а в верхней — грубообломочные породы — до конгломератов. Мощность неогеновых отложений варьирует от первых сотен метров до 2—5 км. Граница с четвертичными отложениями постепенная.

Четвертичная система

Четвертичные отложения по возрасту разделяются на пять толщ: 1) молассовую (верхненеогеновая-нижнечетвертичная) мощностью 100—700 м; 2) терригенную (нижнечетвертичная); 3) ледниковую (среднечетвертичная); 4) терригенную (верхнечетвертичная); 5) ледниковую (современная). Мощность последних четырех толщ меняется от первых метров до первых десятков метров.

Магматизм

Интузивные образования имеют в юго-западных отрогах Гиссарского хребта значительное распространение. Все интузивные тела связаны с герцинским магматизмом. Начало магматической деятельности приурочено к позднему девону. Такой возраст определен для двух небольших по размерам интузивов гранитоидов в бассейне рек Вахшивар и Обинавруз. Оба массива представлены среднезернистыми двуслюдяными гранитами.

Наиболее сильно магматическая интузивная деятельность проявилась на границе среднего и позднего карбона. В это время внедрялся Гиссарский батолит. Он сформировался в четыре фазы герцинского

магматического цикла, соответственно которым образовались формации габбро, кварцевых диоритов и диоритов, гранитов и аляскитов.

Формация габбро проявляется в виде многочисленных ксенолитов в кварцевых диоритах, реже — в форме небольших даек и штоков в верховьях рек Танхыздарья, Ваджак, Гуруд и других рек бассейна р. Туполанг. Состав формации достаточно пестрый: от диоритов до пироксенитов, горнбледитов и их жильных производных.

Формация кварцевых диоритов развита в краевой части Гиссарского plutона и сохраняется в виде обособленных блоков по р. Туполанг и ее притокам. Формация представлена кварцевыми диоритами и плагиогранитами с постепенными взаимопереходами.

Формация гранитов наиболее распространенная и занимает около 90% площади выходов всех интрузивных пород. Она представлена главным образом крупнозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами, переходящими в гранодиориты.

Формация аляскитов объединяет породы непостоянного состава. Наиболее чистые разности соответствуют аляскитам, а контамированные — гранитам и гранодиоритам. В Гиссарском батолите они преобладают, в бассейне р. Туполанг аляскиты слагают штоки и крутопадающие дайки площадью в несколько квадратных километров.

ТЕКТОНИКА

Геологические образования района объединены в два структурных этажа¹. Нижний этаж, включающий метаморфические породы докембрия и нижнего палеозоя, неметаморфизованные образования палеозоя и нижнетриасовые отложения орогенного этапа, отличается интенсивной складчатостью. Верхний структурный этаж сложен мезо-кайнозойскими отложениями; представляющими осадочный чехол эпигерцинской платформы.

В отношении современного тектонического положения Тянь-Шаня существуют различные мнения. В. В. Белоусов, С. С. Шульц, В. Е. Хайн, В. И. Попов, О. А. Рыжков и др. считают, что современный Тянь-Шань находится на стадии орогенного этапа (постплатформенного) развития земной коры. Б. А. Петрушевский, А. А. Борисов, В. В. Федынский и др. полагают, что Тянь-Шань представляет собой в настоящее время геосинклинальную область Азиатского горного пояса.

Юго-западные отроги Гиссарского хребта, по мнению И. А. Кензина [64], служат частью обширной альпийской платформенной структуры (типа синеклизы), диагонально ориентированной к южному Тянь-Шаню. На северо-востоке она имеет тенденцию к центроклинальному замыканию. Синеклиза выполнена мощными (3—5 км) осадками мезо-кайнозоя. Здесь установлены характерные для платформенных структур этого типа изменения фаций и мощностей при приближении к центроклинальному замыканию и в крыльях складки. Именно в этих частях синеклизы

¹ И. А. Кензин [64] подразделяет все толщи на четыре структурно-формационных этажа.

клизы зафиксированы брахиантеклинальные складки второго порядка. Они соответствуют горным цепям и получили одноименные с ними названия: Сурхантауская, Байсунтауская, Чак-Чарская, Мечетлинская и др. Простирание складок северо-восточное, которое ближе к Гиссарскому хребту сменяется широтным. Длина складок 60—200 км, ширина 30—50 км, углы наклона их крыльев 10—20°, иногда больше. Ряд исследователей считают их складками основания, в которых мезо-кайнозойский осадочный чехол лишь отражает дислокации фундамента. Местами он смят и запрокинут вследствие надвигания на него более древних отложений, которые обнажаются в ядрах антиклинальных структур.

Разрывная тектоника в данном регионе проявилась очень активно. Наиболее важными для формирования современного облика рельефа были разломы северо-восточного простирания. Большинство крупных разломов представляет собой надвиги с амплитудой до нескольких километров (от 1—2 до 5). Плоскости сместителей имеют северо-западное падение с углами от 30—35 до 50—70°. По ним верхнеюрские или нижнемеловые отложения антиклиналей надвинуты на неогеновые молассы прилегающих с востока синклинальных долин.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РАЙОНА

Выделенные в предыдущем разделе структурно-формационные этажи соответствуют определенным стадиям тектонического развития района.

Для каледонского и более древних этапов вследствие ограниченного распространения соответствующих им отложений трудно восстановить сколько-нибудь удовлетворительную историю развития. Считают, что в каледонскую fazу складчатости, когда на территории Северного Тянь-Шаня существовали геосинклинальные условия, Южный Тянь-Шань, включающий и районы исследований, оставался стабильным. Палеозойская структура данного района сформировалась в герцинскую fazу складчатости. Анализ тектонической структуры, магматизма и стратиграфического разреза позволил выделить следующие стадии тектонического развития района: раннюю — миогеосинклинальную стадию, продолжающуюся от кембрия до позднего силура — раннего девона, и эвгеосинклинальную, включающую раннекаменноугольный период, а также стадию инверсии в среднекаменноугольное время и орогенный этап, длившийся с позднекаменноугольного времени до позднепермско-раннетриасового.

Нижний палеозой, с одной стороны, и средний — верхний — с другой, относятся к различным седиментационным циклам, разделенным крупным регионально выраженным несогласием. Оно соответствует одному из наиболее геократических периодов развития Земли — девонскому. В случае благоприятных климатических условий в это время можно было бы ожидать формирования кор выветривания и связанных с ними полезных ископаемых. В последующие эпохи, вплоть до раннего триаса, таких региональных перерывов в этом регионе не было.

Южно-Тяньшанская геосинклиналь завершила свое развитие и консолидировалась в позднепермско-раннетриасовое время. Морские

условия сменились континентальными. Правда, в раннем триасе море периодически трансгрессировало, но основная часть суши еще возвышалась в виде среднегорных сооружений.

В целом на протяжении триаса и юры почти на всей территории Евразии господствовал жаркий и местами влажный климат [187, 198]. В это время местность интенсивно выравнивалась.

Отсутствие среднетриасовых отложений в данном регионе некоторые исследователи объясняют усилением эрозионной деятельности в это время, связанной с дарвазской фазой складчатости. Постепенно денудация затихла, и уже к началу позднего триаса местность представляла собой пенеплен с отдельными горными возвышенностями. На пенепеленизированной поверхности в течение позднего триаса и ранней юры формировалась кора выветривания и маломощные континентальные осадки.

Начиная с ранней юры и до раннего мела включительно тектонические движения активизируются. К этому периоду относится возникновение мезозойского прогиба — Таджикской депрессии.

В течение первой половины раннемеловой эпохи (до апта) на водохранилищах неоднократно формировались коры выветривания. Карбонатный состав осадков, синхронных красноцветным отложениям, и наличие в них гипсоносных пачек указывают на аридный климат в эту эпоху, вследствие чего в отношении бокситоносности эти коры бесперспективны. В апт-альбское время климат увлажнился, о чем свидетельствует углистый состав осадков. В это время местами здесь создавались условия для формирования латеритных кор выветривания и бокситов (участок Яккахана). В позднемеловой и мел-палеогеновый этап Таджикская депрессия испытывала значительное прогибание и была заполнена толщей морских, лагунных и континентальных осадков суммарной мощностью в 2,5—3,0 км.

В начале среднего олигоцена произошло постепенное отступление моря и установился прочный континентальный режим.

На границе раннего и среднего миоцена проявились первые складкообразовательные движения альпийской фазы, в результате которых получили выражение в рельефе первые антиклинальные поднятия и синклинальные прогибы. Максимальная тектоническая активность с наибольшими амплитудами была характерна для плиоцена. В это время происходили мощные поднятия Южного Тянь-Шаня и заполнялся осадками Гиссаро-Сурханский прогиб, прилегающий с юга к району работ.

По данным Г. Ф. Тетюхина [149], осевой хребет Гиссара оформился в рельефе еще в олигоцене — миоцене. Область гор Мечетли в раннем плиоцене представляла собой участок аккумуляции, а в конце плиоцена — поднятие. Новый импульс тектонической активности связан со среднечетвертичной эпохой. Палеозойские ядра антиклиналей обнажились лишь в позднечетвертичную эпоху. Современная гидрографическая сеть, заложенная в среднечетвертичную эпоху, оказалась сформированной (в современном абрисе) в позднечетвертичное время. В голоцене продолжался рост структур, но план долин оставался прежним. Повышенная сейсмичность территории и глубокий эрозионный врез современных речных долин свидетельствуют о новейших движениях земной коры.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ И БОКСИТОВ ЮГА СРЕДНЕЙ АЗИИ

Первые сведения о наличии мезозойской коры выветривания в данном регионе появились в начале 30-х годов. В 1930—1932 гг. С. И. Левицкий, изучавший геологическое строение междуречья Карагатдарья—Ханака, выделил под рэтской песчано-конгломератовой и триасовой угленосной толщами неслоистую буро-красную глину, резко отличающуюся по цвету от лежащих выше пород. Он условно отнес ее к доюрской коре выветривания. Подобные образования встретил в 1931—1932 гг. Н. П. Херасков, проводивший геологическую съемку в бассейне рек Люч — Обь — Ханака.

Одним из первых на возможную бокситоносность мезозойских образований данного региона указал И. Е. Губин, детально исследовавший в начале 30-х годов юрские отложения Байсунского района. В нижней части континентальных отложений он установил глинистые породы с повышенным содержанием глиноэма. С. К. Овчинников и А. Г. Тарасенко, изучавшие в данном районе стратиграфию, тектонику и вулканализм, в своих отчетах неоднократно отмечали в основании рэт-юрской толщи пласти ферриаллитов и сиаллитов [116, 117].

Целенаправленные поисковые работы на бокситы в палеозойских и мезозойских отложениях были проведены в середине 30-х годов. Почти одновременно они были начаты несколькими геологическими организациями. В 1935—1937 гг. здесь велись поисковые работы под руководством А. Д. Архангельского. Геологи бокситовой партии Таджикско-Памирской экспедиции — А. В. Пейве, А. Д. Смирнов, В. А. Вахрамеев — выявили несколько бокситопроявлений палеозойского возраста. В отношении мезозойской бокситоносности эта территория была признана бесперспективной.

К такому же выводу пришел и В. А. Захаревич [55], проводивший здесь в 1937—1939 гг. геологические исследования по заданию Комитета наук Узбекской ССР. Он впервые в этом районе предпринял поиски латеритных бокситов. Впервые объектом исследования явилась кора выветривания. Было изучено несколько выходов коры выветривания на различных породах. Типичный разрез ее по эфузивным породам, судя по приведенному макроскопическому описанию, заканчивается каолинитовыми продуктами. Зоны коры выветривания не выделялись, минеральный состав детально не изучался. Собраны лишь данные по вещественному составу коры выветривания. Латеритных профилей обнаружено не было. В. А. Захаревич пришел к выводу, что латеритный профиль здесь, по-видимому, не развивался или проявился очень слабо. Кроме того, он считал, что условия для захоронения коры выветривания были неблагоприятными вследствие последующей усиленной эрозионной деятельности. Автором было сделано заключение, на основании которого дальнейшие поиски бокситов в данном регионе считались бесполезными.

В 1939 г. М. Ф. Викулова, разбирая коллекцию И. Е. Губина, обнаружила образцы бокситов. Это послужило причиной для возобновления поисковых работ на бокситы в исследуемом регионе. В этом же году

было организовано четыре поисковых отряда: два от ВСЕГЕИ (М. Ф. Викулова, С. К. Овчинников и А. Г. Тарасенко) и два от Узбекского геологического управления (П. В. Шыбышев и Л. П. Коннов). Результатом их работ явилось открытие Янгоклынского рудопроявления и ряда рудопроявлений в районе кишлака Уары (Яккабагские горы). В последующие годы (в 1940 и 1941 гг.) Я. К. Писарчик и Л. П. Коннов открыли месторождения Кайрак и Кундаджуаз.

В годы Великой Отечественной войны поисковые работы на бокситы не проводились. Лишь в 1948 г. Е. А. Репман и И. Л. Яицкий продолжили поиски бокситов в горах Сурхантау, Чак-Чар, Чекмень-Куйды и Кугитангтау. Было выявлено несколько новых рудопроявлений, наиболее крупные из которых были разведаны. Разведкой Кайракского месторождения занимались Л. П. Коннов в 1941 г. и Н. А. Утикеев в 1948 г. Кундаджуазское месторождение также разведывалось в два этапа — в 1946 г. Л. П. Конновым и в 1947 г. С. Е. Прянишниковым и Е. А. Репман.

Собранный по бокситам данного района материал начинает обобщаться с середины 40-х годов.

Первую сводку по бокситам Узбекистана (в том числе и для юго-западных отрогов Гиссара) дал Л. П. Коннов [70—75]. Им выделено четыре генетических типа и восемь генетических групп бокситов. Некоторые положения этой классификации спорны.

В 1948 г. была опубликована статья М. Ф. Викуловой [28] «Ископаемые месторождения бокситов-латеритов в Средней Азии и перспективы поисков мезозойских бокситов». У автора сложилось впечатление постепенного перехода от подстилающих пород к бокситам, вследствие чего она отнесла их к латеритным.

Наблюдения С. К. Гиппа [46] и наши работы в 1964 г. [13] показали, что отнесение бокситов Янгоклынского рудопроявления к латеритам было ошибочным. Во-первых, не подтвержден постепенный переход от неизмененных пород к бокситам, во-вторых, бокситы имеют обломочную, мелкоолитовую и пелитоморфную структуры. Кроме того, определено установлено, что бокситы отделены от подстилающих кварцево-слюдистых сланцев пластом сидеритов мощностью до 2,5 м. М. Ф. Викулова этот горизонт с поверхности описала как железорудный, сложенный в основном гематитом и водными окислами железа. Встреченные здесь же сидерит, барит, пирит и др. отнесены ею к гидротермальным образованиям.

Я. К. Писарчик выделила латеритные бокситы на водоразделе Кайрак—Гуматак (хр. Байсунтау) и в Хауз—Аксу (хр. Сурхантау), а также в Яккабагских горах (рудопроявление Уаринский мост). Отмечая реликты структуры и текстуры материнских пород в нижних частях латеритного профиля, Я. К. Писарчик нигде не приводит полного его описания.

Следует отметить, что большинство исследователей основное внимание уделяли бокситам, а кора выветривания изучалась недостаточно детально. Наиболее полные для того времени сведения о мезозойской коре выветривания имеются в отдельных главах кандидатской диссертации Я. К. Писарчик. В работе приведены описания кор выветривания на породах различного состава. Для диабазов и кварцевых порфиров даны

довольно полные макро- и микроскопические описания пород и минералов. При диагностике минералов использовались термический и рентгеноструктурный анализы. Кора выветривания на гранитах, метаморфических сланцах, песчаниках и известняках описана схематично. По зональности коры выветривания в работе никаких данных не приводится. Несмотря на ошибочное отнесение некоторых бокситопроявлений к латеритам, работы Я. К. Писарчик в целом явились заметной вехой в изучении нижнемезозойских образований, так как по существу это была первая сводная работа по корам выветривания и бокситам данного региона.

Л. П. Коннов выделил в Средней Азии два профиля выветривания: каолиновый и латеритный. Район юго-западных отрогов Гиссарского хребта отнесен им к зоне латеритного выветривания [73, 78]. Он отметил вертикальную зональность профилей выветривания. В коре выветривания основных эфузивов им выделены нижняя щебнистая зона каолинитового состава, сохранившая структуру материнских пород, и верхняя красноцветная, аллитового, сиаллитового или ферриаллитового состава. На метаморфических породах также выделены нижняя щебнисто-глинистая зона и верхняя красноцветно-глинистая с линзами аллитов. Минеральный состав зон, характер переходов между ними и мощности не приведены.

В 1954—1956 гг. мезозойские бокситы и кору выветривания изучал С. К. Гипп. Его исследования выполнены на современном уровне [44—46]. В профиле выветривания основных пород Кайракского месторождения (снизу вверх) им выделены следующие зоны: 1) зона незначительного развития джефферизитов (мощностью 22 м); 2) джефферизитовая зона (10 м); 3) гидрохлоритовая зона (4 м); 4) каолинито-галлуазитовая зона (6 м). Для каждой зоны приведены детальные петрографо-минералогические описания. С. К. Гипп считает, что латеритный профиль выветривания в данном регионе не формировался. Бокситы Кайракского месторождения подразделены на три типа: 1) хлорито-диаспоровые без следов перемыва; 2) хлорито-диаспоровые со следами перемыва; 3) каолинито-бемито-диаспоровые со следами перемыва. Первый тип бокситов он отнес к хемогенно-осадочным. Два других типа бокситов образовались, по его мнению, в результате перемыва бокситов первого типа.

С 1955 г. мезозойские образования и кора выветривания изучались Палеогеографической партией КГСПЭ Главгеологии Узбекской ССР. Результаты их исследований обобщены в работах Е. С. Балагуровой, Е. П. Кочнева, В. И. Троицкого [5]. Наиболее благоприятными для бокситообразования фациями авторы считают озерные, озерно-болотные, реже — пойменные. Отмечая парагенетическую связь некоторых пород бокситоносной толщи с корой выветривания, они полагают, что «гидраты глинозема поступали в водоем в виде истинных или коллоидных растворов», а «титан являлся составной частью первичного коллоидального вещества». Авторами были составлены фациально-палеогеографические карты рэт-норийского и рэт-лейасового времени. На основании анализа палеогеографической обстановки был сделан вывод, что эпоха корообразования не была длительной, вследствие чего латеритный профиль не мог сформироваться.

В 1964 г. в Палеогеографической партии Министерства геологии Узбекской ССР был организован отряд по изучению мезозойских кор выветривания Узбекистана и сопредельных регионов. А. В. Курбатовым, Л. И. Чударовой, Е. Г. Балагуровой и др. на территории Южного Узбекистана выделено три эпохи формирования кор выветривания: 1) позднетриасовая-раннеюрская (гумидная); 2) среднеюрская-раннемеловая (аридная); 3) апт-альбская (гумидная). Наиболее детально изучены верхнетриасовые коры выветривания, в которых выделены зоны по минералого-петрографическому составу. В наиболее полно сохранившихся разрезах отмечены следующие зоны (снизу вверх): гидрослюдистая, гидрослюдисто-каолинитовая и каолинитовая. Авторы пришли к выводу о том, что развитие коры выветривания «шло по каолинитовому профилю».

Кроме того, ими отмечены более поздние процессы, наложенные на зональную кору выветривания, такие, как: сидеритизация; гипситизация; ярозитизация; пиритизация; кальцитизация-доломитизация; кальцитизация. Все эти процессы вызваны «последующими процессами выветривания». Здесь, очевидно, авторы смешивают инфильтрационные образования, принадлежащие коре выветривания, и инфильтрационные образования, связанные с просачиванием вод из поверхностных водоемов и покровных отложений.

Теми же авторами предпринята попытка геохимической интерпретации материала по корам выветривания, в результате чего были отмечены характерные особенности поведения малых элементов. Для кор выветривания Гиссара установлено накопление Ni, Co, Cr, Be. Наблюдается некоторое повышение их концентрации с востока к западу. А. В. Курбатов составил карту генетических типов кор выветривания масштаба 1 : 500 000 и палеогеографические карты распространения кор выветривания.

Вопросы регионального распространения кор выветривания Узбекистана рассмотрены в работе А. А. Абдуллаходжаева, Н. П. Петрова, Ш. К. Расулова, И. Х. Хамрабаева [1].

В последние годы детальное изучение бокситов Кайракского месторождения и других бокситопроявлений юго-западных отрогов Гиссарского хребта провел А. Г. Лузановский [95].

Подводя итог обзора истории исследования мезозойских кор выветривания и бокситов, можно отметить, что исследователи не пришли к единому мнению в отношении возраста и профиля выветривания. За исключением единичных работ, зональность и минералого-петрографический состав коры выветривания изучены недостаточно детально. Генезис бокситов исследователями трактуется по-разному. Одни считают их латеритными, другие — осадочными. Нет единого мнения в отношении источника бокситового материала и форм его переноса. Недостаточно внимания уделялось наложенным эпигенетическим процессам, изменившим минеральный состав пород коры выветривания и бокситов [13, 14, 16].

В следующих главах настоящей работы изложены наши представления о корах выветривания и бокситах данного региона с учетом вышеуказанных нерешенных и спорных вопросов.

ХАРАКТЕР РАСПРОСТРАНЕНИЯ, ВОЗРАСТ И ТИПЫ РАЗРЕЗОВ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Триас-юрская кора выветривания обнажается прерывистой цепочкой вдоль контакта мезозойских и палеозойских отложений. В некоторых эродированных ядрах брахиантклиналей, которые представляют собой складки облекания, образовавшиеся, как известно, в результате поднятия тектонических блоков древнего складчатого комплекса, на контакте палеозоя и мезозоя можно наблюдать поверхность древнего рельефа, местами покрытую корой выветривания. Наиболее полные разрезы коры выветривания сохранились в прибрежных частях понижений древнего рельефа, заполненных озерно-болотными юрскими отложениями. Наиболее интенсивная эрозия происходила в раннеюрскую эпоху. Вероятно, в это время были смыты покровы коры выветривания со всех возвышенностей и водоразделов, где в настоящее время в лучшем случае наблюдаются «корни» коры выветривания. Там обычно с нижнеюрскими песчаниками контактируют свежие породы.

Объектом исследования послужили коры выветривания площадного типа. На изученной территории имеются также и линейные коры выветривания, но они незначительно распространены, и их роль в бокситообразовании, очевидно, ничтожна. Коры выветривания данного района развиты на складчатом основании эпигерцинской платформы. Особенность их состоит в том, что они расположены в области возрожденной (альпийской) складчатости [131].

По классификации И. И. Гинзбурга [36, 43], изученные коры выветривания следует относить к остаточным. Некоторые разрезы неполные, размытые. Мощность коры выветривания в наиболее полных разрезах достигает 60 м. Последние тяготеют к относительно приподнятым участкам (на фоне впадин). Возможно, на водоразделах, плато и возвышенностях кора была мощнее. Установлено, что мощность коры выветривания зависит также и от состава исходных пород: на полнокристаллических изверженных породах она мощнее — десятки метров, на мелкозернистых осадочных породах едва проявлена — первые метры.

Было изучено несколько десятков разрезов коры выветривания на разных исходных породах и в разных частях района.

Специфические особенности пород, слагающих кору выветривания, не позволяют для определения ее возраста пользоваться обычными геологическими методами. С помощью стратиграфического метода можно лишь наметить для нее возрастные границы. В юго-западных отрогах Гиссарского хребта самой молодой толщей, на которой развита кора выветривания, является ханакинская свита ($P_2 - T_1$). Перекрывается кора выветривания в южной части района нижнеюрскими, а в северной части района — ниже-среднеюрскими отложениями. Таким образом, нижняя возрастная граница коры выветривания датируется ранним триасом, а верхняя — средней юрой. Мнения различных исследователей относительно ее возраста укладываются в указанные возрастные рамки. Этот достаточно длительный период времени, в течение которого могла формироваться кора выветривания, вероятно, можно сузить, проанализировав

условия, необходимые для ее образования. Известно, что для формирования мощных химических кор выветривания необходим жаркий и влажный климат и благоприятные геоморфологические условия. К сожалению, на территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта почти не сохранились осадочные образования, в которых бы зафиксировались вещественные доказательства климатов, существовавших в течение триаса. Ввиду этого был привлечен соответствующий материал по смежным регионам.

Изучение литологического состава сохранившихся триасовых отложений данного района (в горах Мечетли) и смежных областей (Дарваз), а также анализ встреченных в них растительных остатков позволяют частично восстановить климатические условия, существовавшие здесь в начале триаса. Достоверно известно, что герцинская геосинклиналь Южного Тянь-Шаня стабилизировалась в конце перми—начале триаса. Образовавшиеся в орогенный этап горные сооружения интенсивно эродировались, в результате чего накопилась грубообломочная красноцветная молассовая толща (ханакинская свита — $P_2 - T_1$), свидетельствующая о смене морского режима континентальным. Правда, карбонатные прослои в ханакской свите еще указывают на периодические кратковременные трансгрессии моря, но, судя по их небольшой мощности, это было морское мелководье [139]. В смежном районе, в Дарвазе, в раннем триасе в условиях аридного климата накапливались красноцветные отложения. В. М. Синицын [137] считает, что на протяжении раннего и среднего триаса в этом районе климат был сухим и жарким. На это указывает ксерофильный характер растительности (плевромея и т. п.), остатки которой встречены в нижнетриасовых отложениях.

Среднетриасовые образования в данном регионе не встречены. Высказываются предположения, что они были размыты при усилении эрозионной деятельности в среднем триасе (дарвазская фаза складчатости). Поэтому прямых «свидетелей» климата для среднего триаса нет.

Территория юга Средней Азии к началу триаса была частично выровнена. Пенепленизация поверхности продолжалась в течение раннего и среднего триаса. Уже в начале позднего триаса местность, по-видимому, представляла собой полого-холмистую равнину, постепенно повышающуюся с юга на север, по мере приближения к Гиссарскому поднятию.

До недавнего времени в юго-западных отрогах Гиссарского хребта в основании мезозойских отложений выделялась норийско-рэтская толща, которая в последние годы рядом палеоботаников относится к нижней юре. Единственным пунктом с доказанными верхнетриасовыми отложениями является Мадыген. Можно предположить, что местами коры выветривания образовывались и в раннеюрское время.

Таким образом, возрастной интервал, в течение которого могла образоваться кора выветривания, охватывает средний—поздний триас и, возможно, раннюю юру. Несмотря на то что он длился, как минимум, три десятка миллионов лет, это один из редких случаев, когда можно быть уверенными, что данная кора выветривания является продуктом одной эпохи выветривания — позднетриасово-раннеюрской — одной из наиболее геократических эпох в истории Земли. В отличие от других платформ-

менных кор выветривания Урала, Казахстана, Сибири и т. п., где коры выветривания частью не погребены, здесь не было повторного выветривания в более позднее время — меловое или палеогеновое.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ НА СЕРПЕНТИНИТАХ ВАДЖАКСКОГО МАССИВА

Ваджакский серпентинитовый массив расположен в западной части гор Мечетли, в верховьях сая Ваджак. Возраст массива среднекаменно-угольный. Сильная серпентинизация не позволяет определить первичный состав породы. Массив серпентинитов вытянут в северо-западном направлении на 5—6 км и имеет ширину около 1 км (рис. 3). На севере и юге, где серпентиниты перекрываются нижнеюрскими отложениями, в обнаружениях вскрывается кора выветривания линейно-площадного типа. Таким образом, возраст коры выветривания также условно раннеюрский.

Таблица 1
Химический состав пород коры выветривания серпентинитов в вес. %

Компонент	Обр. 1	Обр. 2	Обр. 3	Обр. 4
SiO ₂	40,75	40,28	8,40	57,51
TiO ₂	—	—	0,18	0,14
Al ₂ O ₃	1,31	2,70	5,23	9,20
Fe ₂ O ₃	8,10	9,61	11,86	8,80
FeO	Не обн.	Не обн.	0,73	0,99
MnO	0,11	0,33	0,63	0,98
MgO	31,34	33,36	5,23	10,54
CaO	3,64	1,12	32,75	0,50
Na ₂ O	0,027	0,051	0,049	0,03
K ₂ O	0,021	0,021	0,38	0,07
H ₂ O ⁻	0,84	1,34	0,95	2,37
H ₂ O ⁺	10,57	10,44	4,25	7,16
CO ₂	2,97	0,41	26,98	Не обн.
CoO	Сл.	Сл.	0,013	0,10
NiO	0,32	0,23	0,90	0,26
SiO ₂ св.	4,91	Не обн.	1,95	36,71
Cr ₂ O ₃	0,50	0,49	0,61	0,50
V ₂ O ₅	—	—	Не обн.	Не обн.
П.п.п.	—	—	0,32	0,24
S _{пир}	—	—	—	0,024
Fe _{пир}	—	—	—	0,021
Сумма	100,40	100,28	99,46	99,43

Примечание. 1, 2 — выщелоченный, слабо нондронитизированный серпентинит; 3 — карбонатизированный серпентинит; 4 — окварцованный серпентинит.

Аналитики В.В. Кухарчик и Р.С. Яшина.



Рис. 3. Схематическая геологическая карта района Кундаджуазского рудопроявления бокситов и Ваджакского массива серпентинитов (по материалам С. Е. Пряничникова, Л. П. Жданова)

1 — среднегюрские известняки; 2 — нижнегюрские (лейасовые) угленосные и бокситоносные отложения; 3 — горизонт бокситов; 4 — кора выветривания: а — на диабазах; б — на серпентинитах; 5 — песчаники, аргиллиты и алевролиты (C_1); 6 — диабазы (C_1, v); 7 — серпентиниты (C_2); 8 — мраморизованные известняки (D_3); 9 — гранитоиды ($V C_{2-3}$); 10 — разломы; 11 — граница распространения коры выветривания; 12 — место составления разреза коры выветривания по серпентинитам

	1		7
	2		8
	3		9
	4		10
	5		11
	6		12

Кора выветривания серпентинитов ранее здесь никем не изучалась. Типичный разрез коры выветривания имеется в верховых руч. Ваджак. В профиле выветривания выделено три зоны (сверху вниз): 1) охристо-кремнистая (1—3 м); 2) карбонатизированные серпентиниты (1,3—9,5 м); 3) выщелоченные серпентиниты (1—5 м).

Зона выщелоченных серпентинитов. Породы этой зоны крепкие темно-зеленого, зеленовато-серого цвета, сильно трещиноватые, с зеркалами скольжения. Имеются тонкие прожилки светлого карбонатного материала. Породы состоят из слабо нонtronитизированного серпентинита: чешуйки зеленого нонtronита встречаются в пределах контуров зерен хризолита и образуют тонкие секущие прожилки.

На термограмме имеются характерные для серпентинитовых минералов эндоэффекты близ 695 и 800°, а также сопряженный с ним высокий эндоэффект (830°). На рентгенограмме определены рефлексы, близкие к лизардиту.

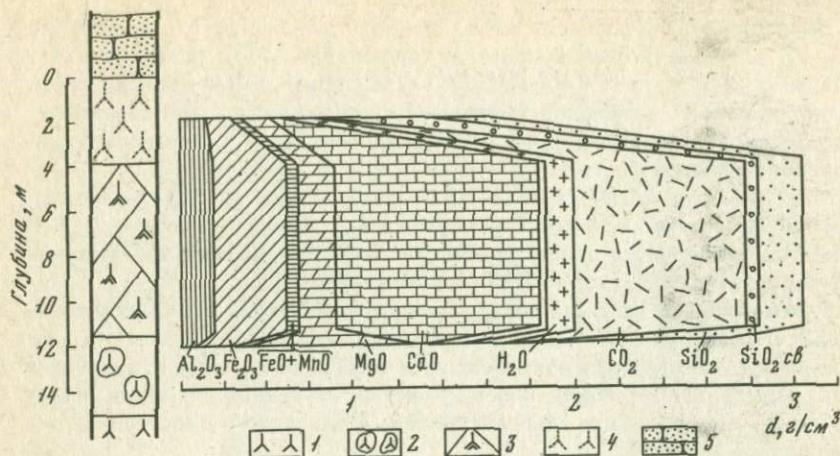


Рис. 4. Диаграмма изменения химического состава пород в профиле выветривания серпентинитов

1 — серпентинит; 2 — серпентинит дезинтегрированный; 3 — нонtronитизированный и кальцитизированный серпентинит; 4 — порода из охристо-кремнистой зоны; 5 — песчаник (I_1). По горизонтальной оси отложены объемные концентрации окислов ($\text{г}/\text{см}^3$)

В отличие от неизмененного дунита эти породы не содержат закисное железо (табл. 1); по-видимому, оно все окислилось, так как Fe_2O_3 в породе почти вдвое больше (8—10%), чем в неизмененном дуните (около 5%). Вследствие некоторой кальцитизации в породе имеются CaO (3,64%) и CO_2 (2,97%). Изменение породы фиксируется также по высокому содержанию H_2O^+ (10,57%). Граница с вышележащей зоной резкая.

Зона карбонатизированных серпентинитов представлена крепкой, каменистой розово-серого цвета породой с реликтовой ячеистой структурой. Основную массу ее составляет кальцит, образующий как тонкие секущие прожилки, так и метасоматически замещающий ячеистый серпентинит. В породе сохраняются реликты серпентинита, обожженные по трещинкам. На термограмме породы отчетливо фиксируется глубокий эндоэффект кальцита (950°C).

По сравнению с химическим составом пород нижележащей зоны, в этих породах наблюдается резкое уменьшение SiO_2 , некоторое уменьшение окисного железа и резкое увеличение CaO и CO_2 (табл. 13, обр. 4). Отмечается небольшое увеличение содержания Al_2O_3 , FeO , MgO .

Охристо-кремнистая зона. Порода этой зоны охристо-желтого, коричневато-бурового цвета, порошковая, местами кавернозная, ячеистая. Скелет породы состоит из гипергенных окислов кремния — кварца. Тонкораспыленный гематит составляет около 10% всей массы породы. Глинистые минералы представлены монтмориллонитом и каолинитом. На рентгенограмме имеются рефлексы монтмориллонита, каолинита, кварца и гематита.

В породе этой зоны (см. табл. 1) резко увеличивается количество SiO_2 (57,41%), несколько возрастает содержание Al_2O_3 (9,20%) за счет появления каолинита и MgO (10,54%), связанного с монтмориллонитом. Представление об изменении химического состава пород дает геохимическая диаграмма, построенная на основании подсчета изообъемных концентраций окислов (рис. 4).

Максимальное количество NiO отмечается в зоне карбонатизированных серпентинитов (0,90%). В нижележащих породах содержание NiO держится примерно на одном уровне (около 0,3%). В зоне обогащения и окварцевания содержание NiO еще ниже (0,26%).

Рассмотренный профиль серпентинитов мало похож на классические профили выветривания Южного Урала и Северного Казахстана, где выделяется мощная зона нонtronитов, и совсем не похож на гвинейские коры выветривания. Наибольшее сходство изученный профиль имеет с корами выветривания серпентинитов Малкинского месторождения Северного Кавказа.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ПОРОДАХ КИСЛОГО И СРЕДНЕГО СОСТАВА

Каолинитовые продукты венчают разрезы коры выветривания высококремнистых пород — гранитов, кварцевых порфиров, лав и туфов кислого состава, кварцево-слюдяных сланцев, аргиллитов и т. п., которые преобладают среди пород домозойского фундамента. Несмотря на отличия в составе и текстурно-структурных особенностях исходных пород, развитые на них коры выветривания имеют сходную по минеральному составу зональность и соизмеримые мощности.

Каолиновый профиль выветривания будет проиллюстрирован на примере коры выветривания гранитов. Благодаря крупнокристаллическому строению в гранитах можно хорошо проследить изменение отдельных минералов, в отличие от мелко- и микрозернистых пород. Основные данные по корам выветривания мелко- и микрозернистых разностей пород сведены в табл. 2.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ГРАНИТАХ

Граниты широко распространены среди пород домозойского фундамента на территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Так, ими сложен Гиссарский батолит. Наблюдаются крупные штоки гранитов в эродированных ядрах антиклиналей Байсунтау, Сурхантау, Кугитангтау, Мечетли. Геофизическими методами они прослежены также под мезо-кайнозойским чехлом. Интрузивы гранитов имеют различный возраст — послесреднекарбоновый, послепозднекарбоновый и условно пермский. Среди них выделяются аляскиты, биотитовые граниты, реже — плагиограниты. Несмотря на некоторые различия в составе исходных пород, продукты их выветривания имеют близкий состав, идентичную вертикальную зональность и соизмеримые мощности (первые десятки метров).

Таблица 2

Минеральный состав материнских пород и зон коры выветривания

Зона	Минерал				
Гематит-диасповая	Диаспор, гематит, каолинит, лейко-ксен	-	-	-	-
Каолинитовая (или каолинито-гидрослюдяная)	Гематит, каолинит, диаспор, гидрослюдя, бемит	Каолинит, гидрослюдя	Каолинит, кварц, гидрослюдя	Каолинит, гидрослюдя	Каолинит, гидрослюдя, кварц
Гидрослюдяная	Гидрослюдя, гидрохлорит, вермикулит, кальцит, гематит, магнетит, магнезит, кварц (гипергенный), каолинит	Гидрослюдя, каолинит, кварц	Гидрослюдя, кварц, гидробиотит-вермикулит, микроклин	Гидрослюдя, гидрохлорит-вермикулит, кварц, кальцит	Гидрослюдя, кварц, гидрохлорит-вермикулит
Дезинтеграции	Те же, что и в свежих породах				
Материнские породы	Эффузивы основного состава: плагиоклазы (лабрадор-битовнит), пироксены (энstatит, диопсид), оливин, хлорит, серицит, амфибол, карбонаты (кальцит, магнезит)	Эффузивы кислого состава: плагиоклазы (альбит-олигоклаз), микроплоклин, кварц, серицит	Граниты: кварц, микроклин, альбит, олигоклаз, биотит, серицит	Кварцевые дюриты: плагиоклазы (олигоклаз-лабрадор), амфибол (обыкновенная роговая обманка), кварц, хлорит, серицит, авгит	Кварцево-слюдяные сланцы: серицит, кварц, биотит, хлорит

Кору выветривания на гранитах отмечали Е. С. Балагурова, Е. П. Кочнев, В. И. Троицкий [5], Б. А. Богатырев [15] и др.

Наиболее типичный разрез коры выветривания гранитов встречен нами в северной части Байсунтау, в верховьях руч. Маянд, где обнажается несколько штоков гранитов. Граниты Маянданского массива имеют условно пермский возраст: они прорывают все известные в районе палеозойские породы, включая верхнекарбоновые, и перекрываются нижнеюрскими отложениями.

Это крупно- и среднезернистые породы светло-серого, розовато-серого цвета. Главные породообразующие минералы: плагиоклаз, микроклин, кварц и биотит. Из акцессорных минералов установлены апатит, циркон и ортит. Структура породы гипидиоморфозернистая.

Плагиоклазы — идиоморфные или гипидиоморфные, таблитчатые, иногда полисинтетически сдвойниковые, представлены альбитом и олигоклазом.

Калиевый плавевый шпат — микроклин — гипидиоморфный, решетчатый. Количество плагиоклазов и микроклина примерно равно 25—30%.

Кварц обычно образует ксеноморфные кристаллы или выполняет промежутки между зернами полевых шпатов. Количество его в породе 30—35%.

Из темноцветных минералов присутствует биотит. Он образует крупные таблитчатые выделения (до 0,5 см), резко плеохроирующие от желтого по N_p до зеленовато-бурового по N_g ($N_g > N_p$) $n_g = 1,658$, $n_p = 1,610$, $n_g - n_p = 0,048$. Количество биотита в породе 2—5%.

Постмагматические изменения породы проявились в слабой хлоритизации биотита и частичной серпентинизации плагиоклазов.

Кора выветривания гранитов имеет здесь мощность более 30 м. Граница с неизмененными породами постепенная и относительно ровная, без карманов и углублений. Макроскопически нижняя граница коры выветривания проводится по подошве дезинтегрированных гранитов.

В разрезе коры выветривания гранитов выделены следующие зоны (снизу вверх): 1) дезинтеграции (5—10 м); 2) гидрослюдяная (22 м); 3) гидрослюдяно-каолинитовая (7 м).

Зона дезинтеграции гранитов сложена дресвянистыми образованиями. Дезинтеграция породы сопровождается уменьшением объемного веса до 2,06 г/см³. По минеральному составу порода этой зоны ничем не отличается от неизмененного гранита. Нижняя и верхняя границы зоны постепенные. Мощность ее 5—10 м.

Гидрослюдяная зона. В нижней части зоны порода дезинтегрирована и слегка ожелезнена. Вверх по разрезу она вновь становится более монолитной вследствие того, что трещинки и поры в ней заполняются глинистым минералом. Объемный вес ее 2,40 г/см³. Первичная структура материнской породы сохраняется по всей зоне. Отчетливые идиоморфные очертания имеют реликты зерен плагиоклазов, замещенных гидрослюдой (табл. I, а, б), а также таблички биотита, переходящего в гидробиотит-вермикулит (табл. I, в). В нижней части зоны наряду с псевдоморфозами гидрослюды по плагиоклазам встречаются неизменные зерна микроклина. Вверху микроклин также замещается гидрослюдой (табл. I, г). Частично

разрушаются также зерна кварца, в которых появляются бухтообразные затеки и заливы (табл. I,*d,e*).

Гидрослюдя в этой зоне — один из главных минералов. Она замещает плагиоклазы и микроклин, а также проникает в промежутки между зернами кварца. Гидрослюдя тонкочешуйчатая (размер чешуек 0,01—0,02 мм), бесцветная или желтоватая с голубоватым или зеленоватым оттенком, с белыми, желтыми, реже — красными цветами интерференции первого порядка, средний показатель преломления 1,578. На термограмме минерала имеются характерные для гидрослюд эндозоэфекты дегидратации при 130—150° и 600° и слабый экзоэффект при 1010°. Эндозоэфект с максимумом в 80° связан с удалением адсорбционной воды. Рентгенограмма минерала, судя по рефлексу 060, отвечает диоктаэдрической слюде алюминиевого типа.

Гидробиотит — вермикулит в нижней части зоны развивается по краям зерен биотита. Выше по разрезу он образует псевдоморфозы по биотиту. При этом окраска и плеохроизм первичного минерала долго сохраняются. В верхней части зоны он заметно осветляется, одновременно у него понижаются цвета интерференции. Оптические свойства минерала: $n_{cr} = 1,601$, цвета интерференции серые и желтые. По трещинам спайности в нем цепочкой выделяются окислы железа и титана. Вокруг крупных зерен порода часто ожелезнена. Рентгенограмма минерала из нижней части зоны имеет характерные для гидробиотита-вермикулита рефлексы (14,22; 7,05; 3,53 Å и др.). Основной рефлекс после прокаливания в течение 2 часов при $t=600^\circ$ заметно ослабляется и уменьшается до 10 Å. В верхней части разреза гидробиотит-вермикулит переходит в каолинит.

Химический состав пород коры выветривания гранитов в гидрослюдянной зоне приведен в табл. 3. В отличие от неизмененного гранита здесь наблюдается уменьшение содержания Na_2O , FeO и связанного кремнезема (с 36,82 до 27,12%). Одновременно здесь наблюдается некоторое увеличение содержания свободного кремнезема, Al_2O_3 , K_2O и воды, как адсорбционной, так и конституционной.

Уменьшение содержания Na_2O объясняется разложением плагиоклазов, замещением их гидрослюдяным минералом. С появлением последнего связано увеличение содержания K_2O и конституционной воды. Увеличение содержания свободного кремнезема связано с появлением гипергенного кварца.

Мощность гидрослюдяной зоны 7 м. Граница с вышележащей гидрослюдяно-каолинитовой зоной постепенная.

Гидрослюдяно-каолинитовая зона. Порода в этой зоне плотная (объемный вес 2,46 г/см³) светло-серого и белого цвета. Реликты структуры материнской породы сохраняются лишь в нижней части зоны, где встречаются зеленовато-бурые таблитчатые выделения гидробиотита. В верхней части зоны, где он обесцвечивается и переходит в каолинит, порода утрачивает первичную структуру. Лишь при микроскопическом изучении можно установить реликты первичной породы по таблитчатой форме скоплений гидрослюды (псевдоморфозы по полевым шпатам) или по параллельной ориентировке выделений лейкоксена, образовавши-

Таблица 3

Химический состав пород из различных зон коры выветривания гранитов

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO
1150	74,82	0,15	17,44	0,50	Сл.	0,20	Сл.	0,40
1148	76,84	0,10	12,69	2,29	1,30	0,35	"	0,68
1145	75,31	Сл.	15,83	0,88	0,54	Нет	Нет	0,41
1142	74,97	"	14,47	0,37	0,80	"	0,03	0,27

Таблица 3 (окончание)

№ образца	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	P ₂ O ₅	Сумма	SiO ₂ св.
1150	0,10	1,45	0,53	4,37	Сл.	0,13	100,09	52,70
1148	0,01	2,91	0,72	2,23	"	0,20	100,23	57,32
1145	0,01	4,98	0,69	1,63	0,19	0,13	100,50	48,9
1142	3,38	4,50	0,35	0,58	0,08	0,18	99,80	38,15

При мечание. Обр. 1142 — гранит неизмененный; обр. 1145, 1148 — порода из гидрослюдиной зоны; обр. 1150 — порода из гидрослюдяно-каолинитовой зоны.

Аналитики Л.С. Цимлянская, В.В. Кухарчик.

гося при разложении биотита. Главные минералы этой зоны — гидрослюд и каолинит.

Гидрослюд в этой зоне тонкочешуйчатая бесцветная с пониженными показателями преломления $n_{ср} = 1,568$, близкими каолинитовым.

Каолинит в верхней части зоны преобладает. Он замещает как мелкочешуйчатую гидрослюду, так и гидробиотит, образуя крупные сростки кристаллов (до 0,2 мм). Диагностика гидрослюды и каолинита подтверждена термическими и рентгеноструктурными анализами. На термограмме обр. 1149 из нижней части зоны характерный для каолинита эндотермический эффект с максимумом при 600° осложнен гидрослюдяным эффектом в 640°. А термограмма обр. 1150 из верхней части зоны отвечает чистому каолиниту без примеси гидрослюды. На рентгенограмме агрегата глинистых минералов из верхней части зоны имеются интенсивные рефлексы каолинита и более слабые рефлексы гидрослюды. Кроме того, здесь сохраняются едва заметные линии вермикулита — 14,5 Å и др.

Кварц в этой зоне представлен двумя генерациями — реликтовой и инфильтрационной. Первый сохраняет такие же, как и в нижней зоне, ксеноморфные очертания и лишь местами корродируется с образованием трещин и бухтообразных заливов, заполненных глинистыми минералами.

Гипергенный кварц, как и в нижней зоне, слагает небольшие гнезда, где он мелкокристаллический, иногда волнистоугасающий, халцедоновидный. Реже он выполняет трещинки.

Химический состав породы из данной зоны по сравнению с таковым из нижележащей зоны несколько меняется. Здесь происходит заметное уменьшение содержания K_2O , связанное с замещением гидрослюд каолинитом, некоторое увеличение содержания глинозема и воды — адсорбированной и конституционной (см. табл. 3, обр. 1150). Мощность каолинитовой зоны 7 м.

На коре выветривания гранитов с размытом залегают нижнеурские алевролиты и песчаники, сменяющиеся вверх по разрезу углистыми образованиями.

Вышеописанный профиль выветривания типичен для высококремнистых пород данного района. По данным В. И. Троицкого [150], на территории Кугитантау имеются сокращенные разрезы коры выветривания на гранитах с каолинитовой зоной при отсутствии гидрослюдянной зоны. Правда, ни в одном из них не установлено накопления минералов свободного глинозема. В то же время, как было ранее отмечено, есть некоторые основания считать, что выветривание здесь также шло по латеритному типу. К признакам такого выветривания относятся растворение зерен кварца до появления в них бухтообразных заливов, образование каолинита, а также накопление в непосредственной близости от выходов кор выветривания на породах кислого состава залежей бокситовых пород. Связь бокситов с корами выветривания доказывается наличием в бокситах обломков выветрелых пород соответствующего состава, зерен кварца и, наконец, идентичным набором акцессорных минералов и близкими средними содержаниями элементов-примесей.

В литературе описываются случаи, когда в корах выветривания гранитов происходит не только некоторое накопление свободного глинозема [35, 198], но и образование промышленных концентраций бокситов, как, например, на Мадагаскаре [177].

Таким образом можно предположить, что наблюдаемые в настоящее время разрезы коры выветривания либо неполные (размытые), либо частично деградированные — ресилифицированные.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ПОРОДАХ ОСНОВНОГО СОСТАВА

Накопление минералов свободного глинозема нами обнаружено в корах выветривания эфузивов основного состава. Последние достаточно широко распространены среди пород фундамента. Они входят в состав зойской свиты нижнего карбона, сагдорской свиты среднекаменноугольного возраста и кайракской свиты условно пермского возраста. Коры выветривания на них известны в Яккабагских горах, в Байсунтау, Сурхантау и Мечетли. Для всех изученных разрезов характерны мощные (до 50—60 м) зональные профили. В верхней зоне наряду с каолинитом часто присутствуют минералы свободного глинозема в количестве от 5—8 до 10%. Породы этой зоны только в двух локальных участках на площади месторождений Кайрак и Кундаджуаз являются кондицион-

ными бокситами. В других разрезах эта зона пока не встречена. Кора выветривания в районе рудопроявления бокситов Уаринский мост имеет мощную верхнюю каолинитовую зону, а в Кундаджуазе и на Гулиобе преобладает промежуточная гидрослюдяная зона. Нижние зоны в разных участках несколько отличаются друг от друга по набору гипергенных минералов. В одних разрезах (Гулиоб) она почти исключительно гидрослюдяная, в других — гидрослюды ассоциируют с гидрохлоритом-вермикулитом, гипергенным кварцем и карбонатными породами. Если различия в составе и мощности верхних зон могут объясняться разной сохранностью разреза от размыва, то для нижних зон это зависит, вероятно, от некоторых различий в составе и текстурно-структурных особенностей исходных пород.

Несмотря на все различия, коры выветривания на основных породах характеризуются идентичной минеральной зональностью.

Особенности строения, минералого-петрографический состав данного профиля изучены на примере коры выветривания эфузивов кайракской свиты на территории одноименного месторождения бокситов и на площади рудопроявления Кундаджуаз. Данные по другим разрезам коры выветривания эфузивов основного состава сведены в табл. 2.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ БАЗАЛЬТОВЫХ ПОРФИРИТОВ (КАЙРАКСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ БОКСИТОВ)

Кора выветривания Кайракского месторождения развита на эфузивах основного состава, относящихся к кайракской свите (P_1 ?). Они распространены на площади около 10 км^2 и представлены базальтовыми порфиритами, содержащими пироксены и оливин, миндалекаменными порфиритами и их туфами. Сложно построенная слонистая эфузивная толща слабо дислоцирована и в целом моноклинально погружается к северо-западу под углами $15-20^\circ$.

Кора выветривания перекрыта нижнеюрскими аллювиальными и озерно-болотными отложениями.

Все изученные в пределах этого месторождения разрезы коры выветривания расположены в пределах древней речной долины равнинного типа шириной около 2 км. Центральную часть долины выполняют аллювиальные и озерно-болотные отложения, предохраняющие кору выветривания от размыва. В бортах долины, ближе к водоразделам, где терригенная юра залегает сразу на палеозойских породах, кора выветривания либо отсутствует, либо разрез ее неполный, с размытой верхней зоной. В тальвеге впадины, где наблюдается стержневая фация аллювия — гравийные песчаники и конгломераты, кора выветривания также частично размыта.

Наиболее полные разрезы коры выветривания наблюдаются в центральной части месторождения на приподнятых формах рельефа (рис. 5).

Строение (зональность) коры выветривания зависит от текстурно-структурных особенностей и состава исходных пород. В туфах наблюдается увеличение мощности коры выветривания с соответствующим увеличением мощности каждой зоны.

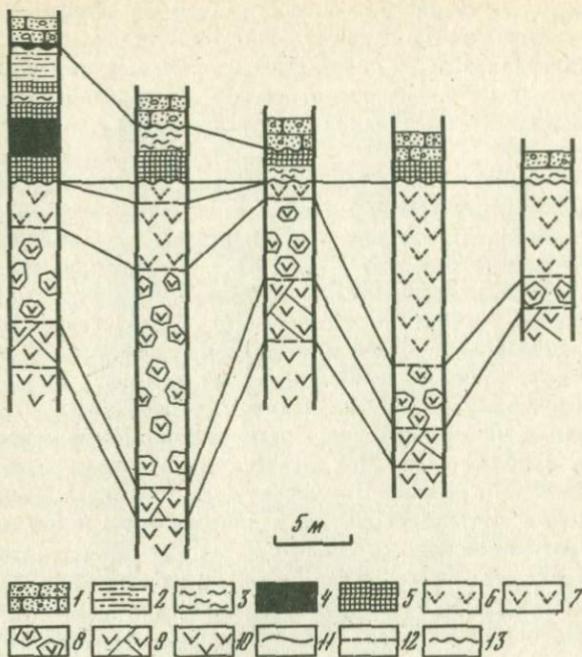


Рис. 5. Сопоставление разрезов коры выветривания эфузивов основного состава

1—5 — нижнеюрские отложения: 1 — песчаники, 2 — алевролиты, 3 — аргиллиты, 4 — угли, 5 — бокситы и бокситовые породы; 6—9 — породы коры выветривания: 6 — гематит-каолинит-диаспоровая, 7 — гематит-каолинитовая, 8 — гидрохлорит-гидрослюдяная, 9 — дезинтегрированные эфузивы; 10 — базальтовые порфиры; 11 — границы между породами; 12 — границы зоны; 13 — линия несогласия с размывом.

Максимальная мощность коры выветривания 50 м. В вертикальном ее разрезе нами выделены следующие зоны (снизу вверх): 1) дезинтеграции¹ (5—10 м); 2) гидрохлорит-гидрослюдяная (20—25 м); 3) гематит-каолинитовая (5—10 м); 4) гематит-диаспоровая (1—3 м).

Свежие породы кайракской свиты в большинстве случаев относятся к основным эфузивам — диабазам, базальтовым порфирам и т. п. Некоторые из них обогащены темноцветными минералами — пироксенами или оливином. Макроскопически это плотные, массивные породы серо-зеленого цвета с хорошо заметной порфировой структурой. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом, пироксеном и реже — оливином.

Под микроскопом установлена микродолеритовая или интерсерпельная структура основной массы породы. Аксессорные минералы представлены цирконом, апатитом и ильменитом, рудные — магнетитом.

¹ Зона выделена условно, с поверхности. Не исключено ее современное происхождение.

Плагиоклазы лабрадор-битовнитового состава образуют двойники, иногда полисинтетические. Часто они имеют зональное строение. Размер вкрапленников до 2—3 мм. Плагиоклазы местами серицитизированы. Чешуйки слюды ориентированы по поперечной спайности в кристаллах. В зональных вкрапленниках интенсивней серицитизированы центральные части.

Оlivин встречается в виде редких и мелких (около 0,02 мм в поперечнике) кристаллов изометричной формы с не очень четкими контурами. Оптические свойства его соответствуют форстериту: $n_g = 1,679$; $n_p = 1,643$; оптически-положительный, $2V = 60^{\circ} - 90^{\circ}$. В проходящем свете он бесцветный, слегка желтоватый или зеленоватый. В небольшом количестве, по-видимому, здесь присутствует его железистая разновидность, так как при разложении оливина центральная часть зерна замещается карбонатом, а по краям выделяются окислы железа.

Пироксены представлены крупными (до 1—2 мм) таблитчатыми или шестиугольными выделениями с четкими контурами и ясной спайностью в двух направлениях. По оптическим свойствам большая часть зерен отвечает ромбическим пироксенам (энстититу): в проходящем свете бесцветные, чуть зеленоватые, с прямым погасанием, $n_g = 1,658$, $n_p = 1,650$; оптически положительные, $2V = 30^{\circ} - 60^{\circ}$.

Некоторые кристаллы пироксена имеют более высокие цвета штифельции (красные и синие 2-го порядка), что приближает их к пироксенам диопсид-геденбергитового ряда. Местами пироксены замещены амфиболами.

Постмагматические изменения пород проявились в частичной серицитизации плагиоклазов, хлоритизации основной массы породы и частично — темноцветных минералов.

Зона дезинтеграции. Порода в этой зоне отличается повышенной трещиноватостью. По трещинкам выделяются гидроокислы железа, окрашивающие прилегающие участки в красновато-бурые тона. Минеральный и химический состав породы почти не меняется. Под микроскопом в ней хорошо заметны прихотливые трещинки, близ которых происходит обогащение отдельных минералов и цемента. Мощность зоны 5—10 м.

Гидрослюдянная зона. Макроскопически порода в нижней части этой зоны не отличается от подстилающей. Цвет ее темно-серый с буроватым оттенком. Вверх по разрезу порода становится рыхлой, легко разламывается руками. Порфировая структура сохраняется по всей зоне снизу доверху. Лишь в отдельных участках, обогащенных гипергенным кварцем, гидрослюдой и карбонатом, появляется так называемая петельчатая структура [46]. Нижняя граница зоны устанавливается по наличию гипергенного кварца, гидрослюды и гидрохлорита.

Минеральный состав породы этой зоны по сравнению с исходной породой претерпел существенные изменения. Серицитизированные плагиоклазы замещаются гидрослюдой, кварцем и карбонатом, темноцветные минералы — окислами железа, магнезитом, гипергенным кварцем, а хлоритизированные участки породы и вкрапленники темноцветных — гидрохлорит-вермикулитом. Главные минералы — гидрослюдя, кальцит, гипергенный кварц; второстепенные — гидрохлорит,

вермикулит и каолинит. Рудные минералы представлены окислами железа (магнетит, гематит), акцессорные — цирконом, апатитом и ильменитом. Количественные соотношения минералов меняются в различных частях зоны.

Гидрослюдя представлена двумя генерациями: более ранней — бесцветной, тонкочешуйчатой и более поздней — окрашенной, зеленоватой (голубовато-зеленои), колломорфной и скрытокристаллической. Преобладает первая разновидность. Вторая распространена неравномерно, пятнами.

Тонкочешуйчатая (псевдоморфная) гидрослюдя развивается по плагиоклазам, сначала в виде отдельных чешуек (табл. II, а, б), а затем полных псевдоморфоз. Ее оптические свойства: в проходящем свете бесцветная, чуть желтоватая, со средним показателем преломления в нижней части зоны $1,592 - 1,603$, в верхней — $1,570 - 1,580$ и соответственно меняющейся интерференционной окраской от красной 1-го порядка до белой и серой.

На дифференциальной кривой нагревания фракции, обогащенной гидрослюдой, имеются типичные для последней эффекты, один или два слабых эндоэффекта при 150° , связанных с выделением слабо связанной молекулярной воды, и более интенсивный эндоэффект с максимумом в 570° , вызванный потерей конституционной гидроксильной воды. Слабый эндоэффект около 940° объясняется образованием какой-то новой фазы.

Рентгенограмма псевдоморфной гидрослюды близка к эталонным дебаеграммам диоктаэдрических гидрослюд.

Зеленоватая гидрослюдя образует гнезда и прожилки. В крупных гнездах (до 5 мм в диаметре) она ассоциирует с гипергенным кварцем и кальцитом. В некоторых участках устанавливается следующая последовательность их выделения: гипергенный (хальцедоновидный) кварц, кальцит, гидрослюдя. Окраска гидрослюды меняется от голубовато-буровато-зеленои. В центральной части гнезд она бывает почти бесцветной — желтоватой. Здесь она лучше раскристаллизована, образует лучистые агрегаты, в то время как по краям гнезд она колломорфная (табл. II, в) или скрытокристаллическая. Она образовалась позже, чем псевдоморфная гидрослюдя, в результате выпадения из растворов, обогащенных соответствующими компонентами.

Оптические свойства гидрослюды: в проходящем свете — голубовато-буровато-зеленая, средний показатель преломления — $1,597 \pm 0,002$. Интерференционная окраска скрытокристаллических агрегатов — буровато-серая, желтоватая. Хорошо раскристаллизованные чешуйки имеют более высокие — красные и синие цвета 1-го порядка.

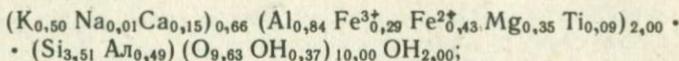
Термограмма голубовато-зеленои гидрослюды содержит типичные для гидрослюд эффекты, небольшой эндоэффект с максимумом в 160° , вызванный потерей слабо связанной молекулярной воды, и более глубокий — при 570° , связанный с удалением конституционной гидроксильной воды. Слабый эндоэффект при 940° , вероятно, вызван примесью кальцита.

По заключению Б. Б. Звягина, исследовавшего мономинеральную фракцию голубовато-зеленого слюдяного минерала, это типичная диоктаэдрическая слюда модификации IМ. При изучении ее под элект-

ронным микроскопом наблюдаются отчетливые лентовидные кристаллы, указывающие на хорошую раскристаллизованность минерала.

Химический состав мономинеральной фракции голубовато-зеленой гидрослюды следующий (в вес. %): SiO_2 — 39,75; TiO_2 — 1,38; Al_2O_3 — 25,49; Fe_2O_3 — 8,71; FeO — 5,90; MgO — 2,65; CaO — 1,58; Na_2O — 0,05; K_2O — 4,46; H_2O — 6,51; H_2O — 2,93; сумма — 99,41 (аналитик В. В. Кухарчик).

Структурная формула минерала (по Борнеман-Старынкевич [17]) имеет следующий вид:



в химическом анализе имеется избыток воды (0,41%).

Описанный минерал отличается от обычных иллитов и несколько напоминает селадонит. Он образует отчетливые лентовидные сростки кристаллов. Количества Mg, Fe²⁺ и Ca в нем выше, чем в иллитах. Выше нормы здесь также содержание алюминия. Можно предположить, что данный минерал не сингенетичен коре выветривания, а мог образоваться позднее, в эпигенетическую (или катагенетическую) стадию за счет монтмориллонита, как это происходит при глубинном эпигенезе [79, 80].

Гидрохлорит-вермикулит развивается по пеннину. Сначала он выделяется по трещинкам спайности в виде отдельных чешуек, хорошо заметных при скрещенных николях по более высоким цветам интерференции — желтым и красным на фоне низких аномально синих цветов интерференции пеннина. Выше по разрезу гидрохлорит образует псевдоморфозы по пеннину. При замещении по трещинкам спайности выделяются окислы железа и титана. На рентгенограмме глинистой фракции, выделенной из породы этой зоны, имеются очень слабые базальные отражения 15,70; 7,81 Å. После прокаливания образца в течение 2 часов при 600° они исчезают, что характерно для вермикулита. В верхней части зоны гидрохлорит обогащается и замещается каолинитом.

Кальцит здесь образуется одновременно с гидрослюдой. В нижней части зоны он замещает темноцветные минералы вместе с гидроокисами железа и гидрохлоритом, при этом гидроокисы железа распределены по краям зерен. Иногда кальцит развивается и по плагиоклазам. В зональных вкрапленниках он замещает более поздний, по-видимому, кальциевый плагиоклаз, в то время как центральная часть вкрапленников сложена кварцем и гидрослюдой. Кальцит встречается также в основной массе породы, образуя кружевные кристаллы, сквозь которые просвечивает первичная структура породы. Он распределен в породе неравномерно. Максимальное количество его (до 10—15%) установлено в средней части зоны.

Оптические свойства кальцита: бесцветный, с совершенной спайностью по ромбозду и ясной псевдоабсорбцией, $n_o = 1,662$, $n_e = 1,480$; $n_o - n_e = 0,182$.

Оптическая диагностика кальцита подтверждена термическими анализами. На термограмме образцов из нижней части зоны имеются характерные для него эндотермические эффекты при 850° или 900°.

Гипергенный кварц распределен в породе неравномерно. Максимальное количество его (до 20%) установлено в средней части зоны. Он встречается в основной массе породы, замещает в нижней части зоны порфировые вкрапленники плагиоклазов и темноцветных минералов, иногда слагает секущие прожилки, реже образует гнезда размером до 1—2 мм. В большинстве случаев он встречается в виде мелких изометрических зерен размером до 0,05 мм, которые имеют волнистое угасание, иногда — сферокристаллическое (табл. II, г). Показатель преломления минералов во всех случаях выше канадского бальзама, $n_{cp} = 1,548$.

Окислы и гидроокислы железа представлены реликтовыми и новообразованными минералами.

Реликтовый минерал — магнетит. Он тонко распылен в основной массе породы, иногда встречается в виде идiomорфных кристаллов — кубов, октаэдров размером до 0,5 мм. Вверх по зоне магнетит переходит в гематит.

Из новообразованных железистых минералов в этой зоне установлены гематит и гетит. Гематит, судя по красным рефлексам смеси, преобладает. Гетит образовался позже иложен по трещинкам. От гематита он отличается желтовато-бурыми рефлексами, некоторые зерна плеохроируют от буровато-желтого до темно-коричневого.

Количество гипергенных окислов и гидроокислов железа по разрезу меняется незначительно.

По химическому составу эта зона существенно отличается от нижележащих материнских пород (табл. 4). Снизу вверх по зоне наблюдается некоторое увеличение содержаний Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 и воды адсорбированной и кристаллической. Иначе ведет себя кремнезем. Абсолютное количество его вверх по разрезу постепенно уменьшается, в то время как содержание свободного кремнезема сначала увеличивается до максимума, а затем резко уменьшается.

Исчезновение кварца и появление каолинита соответствует постепенному переходу этой зоны в вышележащую. Мощность зоны 20—25 м.

Гематит-каолинитовая зона. В основании зоны еще сохраняется рисунок структуры исходной породы. Выше по разрезу облик ее меняется. Окраска становится густой — лилово-буровой. Меняются и механические свойства породы. Если в нижней части она комковатая, то выше по разрезу — аргиллитоподобная, легко рассыпающаяся при ударе в мелкую остроугольную щебенку. Реликты первичной структуры породы сохраняются во всей зоне. Порфировые вкрапленники часто хорошо заметны невооруженным глазом и всегда обнаруживаются при микроскопическом изучении. В целом по минеральному и химическому составу порода существенно отличается от пород нижележащей зоны. Главные минералы в ней — каолинит и гематит; второстепенные — гидрослюдя, гидрохлорит-вермикулит, магнезит и диаспор, акессорные — апатит и лейкоксенитизированный ильменит.

Каолинит представлен двумя разновидностями — тонкочешуйчатой (табл. III, а, б) и более поздней по времени образования — метаколлоидной (табл. III, в, г). Первая слагает псевдоморфозы по плагиоклазам, а также встречается в основной массе породы, где она интенсивно окрашена окислами железа.

Таблица 4

Химический состав базальтовых порфиритов, продуктов их выветривания
(Кайрак)

Минералого-петрографический состав пород	№ об-разца	SiO ₂	SiO ₂ своб.	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Диаспоровая порода с примесью каолинита и гематита	2160	9,74 0,14	Нет	2,31 0,033	60,80 0,876	10,17 0,146	Нет	0,42 0,006	0,69 0,009
Гематит-каолинитовая порода	129а	33,33 0,729	„	1,58 0,03	27,36 0,6	19,51 0,42	2,54 0,05	Сл.	1,56 0,03
Гидрохлорит-гидрослюдяная порода с кварцем и карбонатом	128	53,42 1,29	22,24 0,54	1,08 0,02	20,00 0,4	6,83 0,16	4,63 0,11	„	2,54 0,06
	126	43,31 1,08	14,00 0,3	0,50 0,12	11,50 0,2	7,23 0,2	3,95 0,09	0,21 0,005	4,29 0,1
	125	40,86 1	6,51 0,1	0,97 0,02	15,08 0,37	7,47 0,18	2,50 0,06	0,14 0,003	2,39 0,05
	123	46,54 1,23	18,24 0,48	1,00 0,026	16,52 0,4	6,10 0,16	2,82 0,07	0,07 0,001	3,61 0,09
Слабоизмененный базальтовый порфирит	122	45,72 1,26	8,74 0,24	1,05 0,02	15,58 0,43	10,52 0,29	2,50 0,06	0,08 0,002	3,84 0,1

Приложение. В числителе — весовые проценты; в знаменателе — концентрация в г/см³.

Тонкочешуйчатый (псевдоморфный) каолинит развивается по гидрослюдам. На фоне криптокристаллической массы выделяются скопления более крупных чешуек (до 0,01—0,02 мм в длину). Форма чешуек неправильная. Характерных вермикулообразных кристаллов не наблюдается.

Оптические свойства тонкочешуйчатого каолинита: в проходящем свете бесцветный; средний показатель преломления 1,558—1,560, интерференционная окраска — белая, серая.

Термограмма минерала типична для каолинитов: глубокий эндоэффект дегидратации в интервале 620—640° и экзотермический пик с максимумом в 1000°. Слабый эндоэффект в 130° связан с удалением низкотемпературной воды, а невысокий пик в 350° объясняется, по-видимому, окислением закисного железа в магнетите. На рентгенограмме псевдоморфного каоли-

и инфильтрационно-измененных пород коры выветривания (месторождение

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	Объемный вес, ³ г/см ³	Эффект пористости, %
0,82 0,01	0,05 0,0007	0,18 0,002	0,73 0,01	13,81 0,19	0,18 0,002	0,12 0,001	0,70 0,01	100,23	1,44	52,26
1,37 0,03	0,005 0,0001	0,39 0,03	3,23 0,07	10,01 0,2	Нет	0,52 0,01	—	100,45	2,19	22,23
1,24 0,03	0,04 0,0009	3,50 0,08	2,30 0,05	5,11 0,12	"	Нет	—	100,69	2,43	—
10,43 0,2	0,78 0,01	2,77 0,06	0,93 0,02	4,82 0,1	8,44 0,2	"	—	99,88	2,50	—
11,72 0,2	1,75 0,2	3,73 0,09	1,57 0,04	4,08 0,09	8,51 0,2	"	—	100,71	2,45	15,76
7,95 0,2	1,94 0,05	2,38 0,06	1,99 0,05	3,77 0,09	4,84 0,1	"	—	99,53	2,65	—
7,65 0,2	2,40 0,06	2,13 0,15	0,69 0,01	3,18 0,08	3,78 0,1	0,41 0,01	—	99,54	2,76	0,96

Аналитики: В.В. Кухарчик, В.М. Степашкина, Л.С. Цимлянская.

нита в ряде проб наряду с типичными каолинитовыми рефлексами (7,11; 3,52 Å и др.) имеются гидрослюдяные рефлексы (9,99; 4,97 Å и др.). С последней каолинит образует трудноразделимые сростки.

Метаколлоидный каолинит образует гнезда размером до 1—3 мм в диаметре. Строение гнезд концентрически-зональное (см. табл. III, в, г), количество зон достигает 5—8. В центральной части гнезд встречаются иногда посторонние примеси — зеленоватый гидрохлорит-вермикулит или гидрослюда.

Цвет каолинита белый, на фоне коричневато-буровой цементирующей массы слегка голубоватый. Блеск матовый, восковидный. Он достаточно хрупок. В воде и спиртах не размокает. Оптические свойства метаколлоидного каолинита: в проходящем свете — бесцветный, при скрещенных

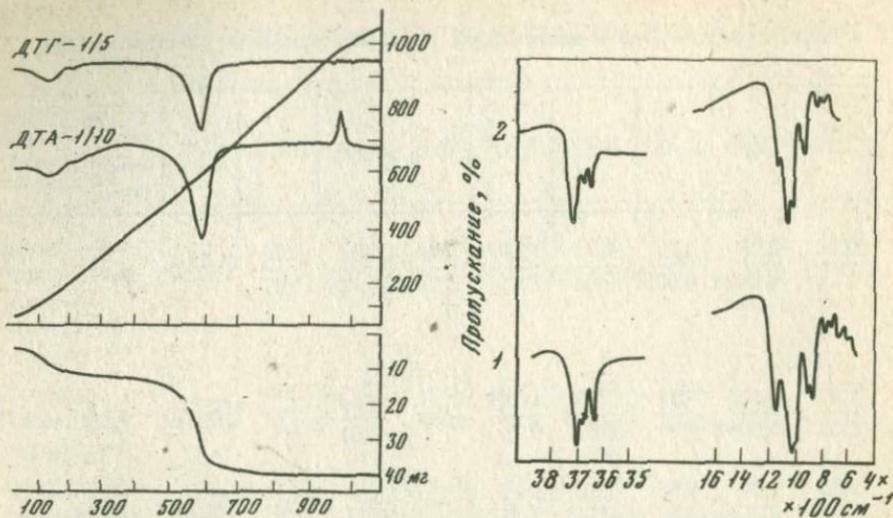


Рис. 6. Дериватограмма метаколлоидного каолинита (обр. 147)

Рис. 7. Инфракрасные спектры поглощения каолинитов

1 — крупнокристаллический каолинит Чадобецкого поднятия [140]; 2 — метаколлоидный каолинит из гематит-каолинитовой зоны коры выветривания базальтовых порфиритов месторождений Кайрак

николях — анизотропный; средний показатель преломления — $1,557 \pm 0,002$, цвета интерференции белые, серые.

На дериватограмме минерала (рис. 6) имеются характерные для каолинита эффекты: эндотермический с максимумом в 580° и экзотермический — в 970° . Небольшой эндоЭффект в интервале температур $80—150^\circ$ (с максимумом в 115°) обусловлен выделением поверхности адсорбированной воды. Это подтверждается аналогичным прогибом на термогравиметрической кривой, а также несколько более крутым наклоном в этом интервале температур кривой потери веса. Второй эндоЭффект в виде глубокого отрицательного пика наблюдается в интервале $400—650^\circ$ (с максимумом в 580°). Он отвечает главной эндотермической реакции каолинита, вызванной потерей конституционных ионов OH^- . Этот эффект отчетливо проявился на всех трех кривых — термогравиметрической, дифференциально-термической и потери веса. Относительно высокая температура дегидратации минерала (580°) указывает на принадлежность его к каолиниту. Для галлуазитов эти значения соответственно равны 550 и 560° . Третий резкий положительный пик с максимумом около 980° соответствует основной экзотермической реакции каолинита, связанной с разрушением структуры каолинита и образованием новых фаз. По мнению Судзуки [197], этот пик обусловлен раскристаллизацией $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ и муллита метакаолиновой фазы.

По величине и соотношению основных эффектов, согласно Судзуки [197], можно судить о степени упорядоченности структуры каолинита. Установлено, что более высокие температуры дегидратации следует

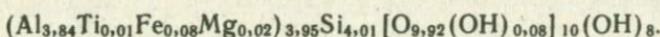
ожидать у минералов с более совершенной структурой. Большую степень упорядоченности имеют минералы с большим отношением высот экзо- и эндотермического пиков. В нашем случае это отношение равно 0,25, что отвечает слабо упорядоченному каолиниту.

Инфракрасный спектр метаколлоидного каолинита (рис. 7) соответствует неупорядоченному каолиниту. В отличие от кривой поглощения крупнокристаллического хорошо упорядоченного каолинита [140], здесь не наблюдается дублета в интервале длин волн 3640—3700 см⁻¹, слабее проявлены они в интервалах 1000—1100; 900—1000 см⁻¹. Слабо выражен также пик в районе 1150 см⁻¹. Все это несколько сближает его с галлуазитом [164]. На рентгенограмме его проявлены все характерные для каолинита рефлексы. Судя по разной интенсивности линий 001 (7,03 Å = 9) и 020 (4,65 Å = 4), возможность примеси галлуазита здесь исключается, так как в присутствии последнего интенсивности вышеуказанных линий в лучшем случае могут быть равными [179]. При прокаливании образца в течение 2 час. при 600° все основные линии каолинита резко ослабляются и становятся едва заметными.

Рентгенограмма метаколлоидного каолинита отвечает триклиническому неупорядоченному каолиниту; рефлекс 060 в нем равен 1,82 Å, в то время как в обычных каолинитах этот рефлекс равен 1,89 Å. Соответственно ниже и значение *b* — 8,893 Å против обычного для каолинитов 8,95 Å. По мнению Г. Б. Бриндли [19, с. 74], уменьшение величины *b* может происходить только при деформациях Si—O сетки или отдельных ее тетраэдр.

Электронограмма метаколлоидного каолинита, по заключению Б. Б. Звягина, также соответствует триклиническому каолиниту со средней степенью раскристаллизованности. На электронных микрофотографиях образца наблюдается смесь частиц различной формы и размеров (табл. IV, а, б). Характерные для каолинита формы выражены здесь не очень четко, скорее всего, из-за слабой раскристаллизованности минерала. Возможно, изменение форм кристаллов и их уплотнение связано с давлением мощной вышележащей толщи пород. С этим согласуется повышенный удельный вес каолинитов — 1,661 г/см³.

Химический анализ метаколлоидного каолинита приведен в табл. 5. Кроме глинозема и кремнезема, в нем установлено присутствие окислов железа, титана, кальция и магния в количествах, несколько превышающих средние содержания их в каолинитах с заведомо незначительными механическими примесями. Титан, железо и магний могут изоморфно замещать алюминий в шестерной координации, тогда как кальций, натрий и калий присутствуют как сорбированные (обменные) катионы либо как механические примеси [53]. Исходя из этого, кристаллохимическая формула каолинита, рассчитанная по Борнеман-Старынкевич [17], выглядит следующим образом:



В верхней части зоны метаколлоидный каолинит более чистый, без примесей. В то же время, как было ранее отмечено, на его ИК-спектрах поглощения намечается галлуазитовый мотив.

Таблица 5
Химический состав каолинитов, в вес. %

Оксисел	Обр. 1	Обр. 2	Оксисел	Обр. 1	Обр. 2
SiO ₂	45,72	45,15	Na ₂ O	—	0,01
TiO ₂	0,06	0,10	K ₂ O	—	0,02
Al ₂ O ₃	36,95	39,65	H ₂ O ⁻	2,39	0,29
Fe ₂ O ₃	1,32	0,40	H ₂ O ⁺	12,48	14,31
FeO	—	—	P ₂ O ₅	—	0,04
MnO	—	—	Nb ₂ O ₅	—	0,03
MgO	0,70	—	F	—	0,23
CaO	0,46	—	С у м м а	100,08	100,23

1 — метаколлоидный каолинит из коры выветривания Кайракского месторождения (аналитик Р.С. Яшина); 2 — крупнокристаллический каолинит из коры выветривания Чадобецкого поднятия [140].

В нашем случае, принимая во внимание тот факт, что продукты нижнемезозойской коры выветривания юго-западных отрогов Гиссарского хребта испытали воздействие повышенных температур и давления при катагенезе и динамометаморфизме, которые способствуют образованию минералов с более совершенной кристаллической структурой, можно предположить образование каолинита по галлуазиту. Возникновение же колломорфных выделений каолинита можно объяснить только выпадением минерала из коллоидных растворов с последующей раскристаллизацией. Судя по взаимоотношению с тонкочешуйчатым каолинитом, колломорфный является более поздним, возможно, наложенным.

Гидрохлорит — вермикулит встречается в виде отдельных зерен на месте темноцветных минералов. Под микроскопом он распознается по густо-зеленой окраске, слабому плеохроизму (от темно-зеленого до желтовато-зеленого) и довольно высоким — пестрым, красноватым — цветам интерференции 1-го порядка. Выделить мономинеральную фракцию его ввиду мелких размеров и небольшого количества в породе не представляется возможным. В то же время на рентгенограмме глинистой фракции из породы этой зоны наблюдается его слабый рефлекс в 15,34 Å, который ослабляется и уменьшается до 13,7 Å после прокаливания образца при 600° в течение 2 час.

Окислы железа представлены в основном гематитом, который встречается главным образом в основной массе породы в виде пылеватых агрегатов, реже образует мелкие чешуйки с характерными вишнево-красными внутренними рефлексами. На рентгенограмме магнитной фракции проявлены в основном гематитовые рефлексы (3,68; 2,69; 2,5; 2,19 Å и др.). Кроме того, здесь имеются слабые рефлексы маггемита (2,97; 2,56; 1,47 Å и др.). Количество минералов окиси железа в этой зоне достигает 20—25%.

Диаспор встречается в виде единичных мелких таблитчатых зерен размером до 0,02 мм. В проходящем свете он бесцветный или чуть желто-

натый с резким положительным рельефом. Интерференционная окраска минерала желтая, красная, до синей 3-го порядка. Из-за мелких размеров кристаллов и небольшого их количества выделить мономинеральную фракцию его невозможно. При пересчете химических анализов породы на минеральный состав получается некоторый избыток глинозема. Свободный глинозем в количестве до 8% получен также в результате прямых определений по методу С. П. Камецкого.

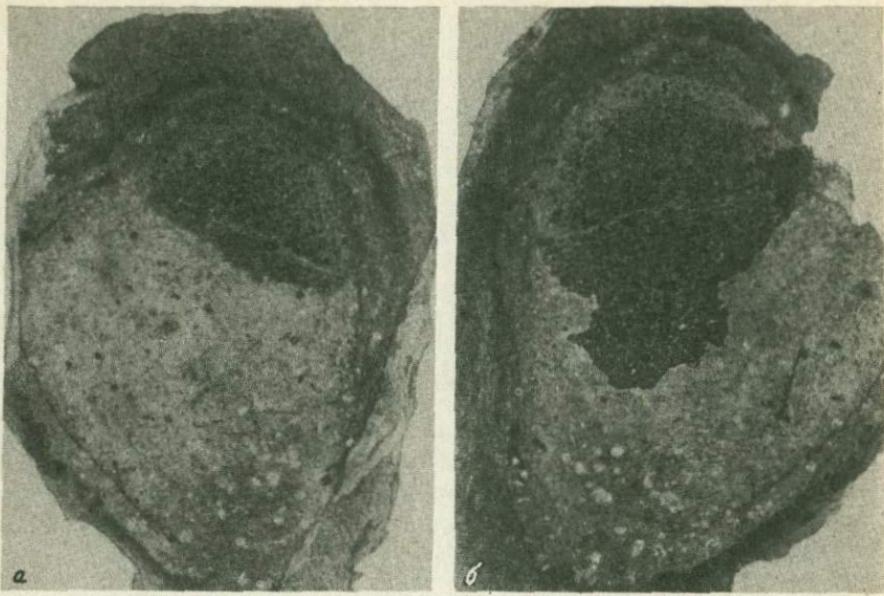
По химическому составу порода этой зоны резко отличается от породы из нижележащей зоны (см. табл. 4, обр. 129а). Здесь наблюдается дальнейшее уменьшение количества кремнезема, причем свободный кремнезем исчезает полностью. Происходит резкое уменьшение содержаний щелочных и щелочноземельных элементов. С другой стороны, наблюдается некоторое накопление полуторных окислов в форме гематита и диаспора. Верхняя граница зоны резкая, но неровная, карманообразная. Мощность зоны 2—8 м.

Гематит-диаспоровая зона расположена выше гематит-каолинитовой, имеет ограниченное распространение и в палеорельефе тяготеет к относительно приподнятым участкам. Под озерно-болотными осадками она изменена — карбонатизирована и шамозитизирована. Первоначальный состав породы был восстановлен благодаря тому, что в результате современного выветривания местами из породы был удален вторичный кальцит, после чего остался нерастворимый ячеистый шлаковидный скелет гематит-диаспорового состава (рис. 8). Такие образования наблюдаются в обнажениях среди карбонатизированных пород в виде гнезд размером до 0,5 м в диаметре. Первоначальная мощность гематит-диаспоровой зоны, судя по мощности инфильтрационно-измененных пород, составляла 1—3 м. К коре выветривания *in situ* эти образования отнесены благодаря тому, что в них сохраняются отчетливые реликты порфировой структуры исходных пород (табл. V, а). Она наблюдается как в шлаковидной, так и в карбонатизированной породе, причем в последней она более отчетливая. Кальцит легко выщелачивается из породы под действием разбавленной соляной кислоты. Из 1 см³ породы весь кальцит выщелачивается в течение 2—3 суток. После растворения остается ячеистый скелет преимущественно диаспорового состава (табл. V, б, в).

Гематит-диаспоровая порода макроскопически представляет собой коричневато-бурую пористую (эффективная пористость 52%), шлаковидную породу с небольшим объемным весом (1,44 г/см³). По химическому составу и физико-механическим свойствам эта порода близка к латеритным бокситам, известным на территории Индии [183, 195], Западной Африки [101], Арканзаса [188], КМА [111] и в других районах.

Несмотря на интенсивную пористость, порода обладает достаточно высокой устойчивостью и не размокает в воде. Поры имеют таблитчатую форму и размеры до 1—2 мм. Очертаниями и характером распределения они напоминают выделения плагиоклазов и темноцветных минералов.

Минеральный состав породы достаточно прост. Она сложена диаспором (60—80%), каолинит составляет 15—20%, окислы железа — 10—15%. Из акцессорных минералов здесь встречены апатит и лейкококсенизированный ильменит, а также единичные зерна циркона.



Р и с. 8. Порода с пустотами выщелачивания вторичного кальцита в зоне структурного латеритного боксита (в центре снимков — гематит-каолинит-диаспоровая порода, светло-серое — кальцитизированный латерит с реликтами порфировой структуры, темно-серое во внешней кайме — шамозитизированный латерит)

a — срез штуфа в 2 см от поверхности; *b* — срез штуфа в 5 см от поверхности

Диаспор образует мелкие (0,02—0,03 мм) призматические кристаллы, бесцветные или желтоватые с высоким рельефом. Показатели преломления: $n_g = 1,748$, $n_p = 1,709$, $n_g - n_p = 0,039$. Вследствие незначительных размеров кристаллов более детально исследовать его оптические свойства невозможно. Характерные для диаспера эффекты проявились и на ИК-спектре породы в интервале длин волн 2900—3100 см⁻¹. Рентгеновским анализом фракции, обогащенной диаспором, наряду с последним установлено присутствие фазы корунда, характеризующейся рефлексами 3,48; 2,53; 2,06; 1,60 Å и др.

Каолинит под микроскопом трудно диагностируется вследствие того, что он окрашен окислами железа. В то же время на термограмме породы хорошо проявились характерные для него эффекты — эндотермический (570°) и экзотермический (при 1000°).

Гематит тонко распылен в породе, окрашивая ее в красновато-бурый цвет. На рентгенограмме магнитной фракции имеются отчетливые гематитовые рефлексы.

По минеральному составу описанная выше порода отличается от глиноzemистых латеритов, известных на территории современных тропических областей — в Западной Африке, Южной Америке и в других местах. Вместо обычного трехгидрата алюминия здесь присутствует моногидрат —

диаспор. Обезвоживание трехгидратной формы мы связываем с влиянием повышенных температур и давления при катагенезе и динамометаморфизме.

Сравнивая химический состав породы описываемой и нижележащей зон (см. табл. 4), нетрудно установить, с учетом изменения объемного веса, дальнейшее обогащение пород коры выветривания полуторными окислами и еще более резкое уменьшение содержания кремнезема. В целом по химическому составу латерит отвечает высококачественному бокситу.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ДИАБАЗАХ (РУДОПРОЯВЛЕНИЕ КУНДАДЖУАЗ)

Мощная зональная кора выветривания на нижнекарбоновых диабазах выявлена в северной части рудопроявления Кундаджуаз. Здесь она прослежена вдоль контакта под бокситами на протяжении нескольких сот метров. Наиболее полный ее разрез наблюдался в одной из вымоин, на правом склоне ручья Ваджак.

В разрезе коры выветривания выделено четыре зоны (снизу вверх): 1) дезинтеграции (1—2 м); 2) гидрослюдяная (25—28 м); 3) каолинитовая (2—2,5 м); 4) свободных окислов (0,5—1 м).

Неизмененный диабаз — крепкий, каменистый, темно-серый с вкрапленниками темноцветных и плагиоклаза размером до 1—2 мм. Структура породы афировая, офитовая или пойкилоофитовая. Зерна плагиоклаза более идиоморфны, чем темноцветных.

Плагиоклазы часто полисинтетически сдвойникованы, местами зональные, по составу отвечают битовниту и лабрадору, некоторые зерна серicitизированы.

Темноцветные представлены моноклинным пироксеном и оливином, часто хлоритизированными. Оливин местами обожрен. Из рудных минералов встречен только титаномагнетит.

Зона дезинтеграции выделена условно. Она фиксируется в нижней части коры выветривания, где исходная порода более трещиновата, рассечена охристыми, глинистыми и карбонатными прожилками с заключенными между ними блоками неизмененных пород. В целом же состав пород зоны несколько меняется (табл. 6).

Гидрослюдяя зона. Порода этой зоны имеет темно-серую окраску, местами с буроватым оттенком. Вверх по разрезу механическая прочность ее ухудшается, она легко разламывается руками.

Минеральный состав породы претерпел существенные изменения: плагиоклазы замещены тонкочешуйчатой слюдой, местами — кальцитом. Темноцветные минералы полностью хлоритизированы, частью карбонатизированы — замещены кальцитом и магнезитом. Хлорит, в свою очередь, освещлен, слегка обожрен, утратил аномальные цвета интерференции. В породе много гипергенного кварца, иногда он халцедоновидный.

Преобладающий минерал в породе — гидрослюдя чешуйчатая, бесцветная с желтоватыми цветами интерференции. На фазовой рентгенограмме отчетливо проявились все рефлексы слюды (9,97; 4,95 Å и др.).

Таблица 6

Химический состав пород коры выветривания диабазов (месторождение Кундаджуаз), в вес. %

Компонент	1216	1208	1206	1204	1202
SiO ₂	46,70	59,45	38,96	41,30	21,20
TiO ₂	1,36	1,00	1,37	1,32	1,94
Al ₂ O ₃	24,10	20,52	32,30	35,46	56,72
Fe ₂ O ₃	3,98	6,87	11,58	5,82	2,78
FeO	1,38	0,61	0,44	0,88	0,88
MnO	0,09	Нет*	Нет	Нет	Нет
MgO	4,39	1,02	1,09	0,56	0,78
CaO	5,05	0,78	0,69	0,26	0,96
Na ₂ O	4,74	0,21	0,07	0,05	0,13
K ₂ O	2,69	4,22	4,12	2,04	4,06
H ₂ O ⁻	0,40	0,76	0,70	0,37	0,50
H ₂ O ⁺	3,21	4,85	8,55	11,79	10,47
P ₂ O ₅	0,22	0,04	0,22	0,15	0,04
CO ₂	1,46	0,07	Нет	Нет	0,08
SiO ₂ св.	10,33	26,50	"	"	Не опр.
Al ₂ O ₃ св.	Не опр.	Нет	Не опр.	3,67	"
С у м а	99,77	100,40	100,09	100,00	100,04
d*, г/см ³	2,80	2,54	2,06	2,01	2,70
ε **, %	1,56	2,24	3,8	12,31	11,05

* Определен PO₄⁻-методом.

** Определен методом Камецкого.

Обр. 1216 — из зоны дезинтеграции; обр. 1208 — из гидрослюдянной зоны; обр. 1206 — из каолинитовой зоны; обр. 1204 — из каолинитовой зоны; обр. 1202 — из зоны свободных окислов.

В химическом составе породы произошли следующие изменения (см. табл. 6, обр. 1208): увеличилось количество Fe₂O₃, K₂O, H₂O⁺, резко уменьшилось содержание FeO, MgO, CaO, Na₂O.

Каолинитовая зона. В нижней части зоны порода имеет буровато-серую окраску, выше по разрезу она приобретает пятнистость, в верхней части освещается, но сохраняет красновато-бурую окраску. Порода рыхлая, ломкая, местами землистая и вязкая. Рисунок первичной структуры породы в ней сохраняется и отчетливо наблюдается под микроскопом.

Порода сложена тонкочешуйчатыми каолинитом и гидрослюдой. Они образуют тонкие прорастания, но местами обособлены. Наблюдаются облаки скоплений мелкозернистого каолинита тонкочешуйчатой слюдой. В ряде случаев слюда образует прожилковидные выделения, зонки, что свидетельствует о вторичном ее образовании. В отличие от каолинита слюда характеризуется более высоким рельефом, белыми и желтыми

цветами интерференции. На рентгенограмме имеются ясные и сильные рефлексы обоих минералов. На термограмме же проявлен только каолинитовый. Кроме этих двух минералов, присутствует гематит, распределенный в породе неравномерно, пятнами, приуроченными к реликтам темноцветных.

Химический состав породы по сравнению с породами слюдяной зоны характеризуется более высоким содержанием Al_2O_3 и H_2O^+ и более низким — SiO_2 . В породе в небольшом количестве присутствует диаспор.

Зона свободных окислов. Порода этой зоны имеет светло-серую окраску, местами желтовато-бурую, сильно пористая, кавернозная, сухаристая. Граница с нижележащей зоной достаточно резкая, но положение пород *in situ* не вызывает сомнения, так как в ней местами отчетливо сохраняется рисунок структуры первичной породы — правильные таблитчатые ограничения с ровными границами.

Скелет породы сложен крупнокристаллическим диаспором. Он образует удлиненные (до 0,02 мм) таблитчатые кристаллы с высоким рельефом, чуть желтоватые или бесцветные в проходящем свете и имеющие высокие цвета интерференции 2-го порядка. Оптические свойства его близки табличным. Количество диаспора составляет не меньше 50% общей массы породы. Рентгенограмма и термограмма диаспора соответствуют эталонным.

Вся остальная масса породы представлена тонкочешуйчатым агрегатом гидрослюды и каолинита. Имеются участки, где диаспор замещен вторичной слюдой.

Слюдя и каолинит образуют неразделимые сростки. На рентгенограмме глинистой фракции имеются равносильные рефлексы обоих. На термограмме смеси присутствие каолинита фиксируется по слабому экзоэффекту около 1000°. На ИК-спектре имеются характерные рефлексы в областях 2875 и 2950 cm^{-1} , отвечающие валентным колебаниям OH-групп диаспора. В области 1000 cm^{-1} характерных для каолинита разрешений дублетов колебаний связи Si—O не наблюдается. Характер графика отвечает слюдистой фазе.

Изменения концентрации главных химических элементов в разных зонах и в целом в профиле выветривания близки к таковым Кайракского месторождения. Значительное накопление полуторных окислов Al, Fe, Ti отмечается только в верхней зоне, так же как и резкое уменьшение количества SiO_2 . Весь натрий исчезает в низах разреза, а содержание K_2O выдерживается на уровне 2—4% по всему профилю. Средняя часть разреза обогащена гипергенным SiO_2 , кальцитом и магнезитом.

По химическому составу порода соответствует высококремнистому бокситу ($\text{SiO}_2 \sim 20\%$). Несмотря на высокое содержание Al_2O_3 (56,7%), боксит отвечает низким маркам и находится на грани кондиции.

Небольшая мощность этого боксита (0,5—1,0 м) и ограниченная протяженность (несколько десятков метров) свидетельствуют об отсутствии его промышленной значимости.

Латеритный боксит с размывом перекрывается обломочно-оолитовым бокситом делювиального типа; оба они претерпели сильную вторичную переработку. Они осветлены и метаморфизованы. Осветление, с одной

стороны, сопровождалось выносом железа и некоторым «облагораживанием» боксита, с другой стороны, с ним связана каолинизация, ресилификация боксита. Метаморфизм привел к ухудшению его качества. С ним мы связываем образование слюды.

Подробно вторичные процессы будут рассмотрены в следующих разделах.

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Эпигенетические процессы в корах выветривания, особенно бокситоносных, привлекают в последнее время внимание геологов в связи с тем, что они могут приводить к существенным изменениям продуктов выветривания, к разубоживанию связанных с ними руд или их обогащению. Часто при этом происходит затушевывание профилей выветривания. Эти процессы обычно наблюдаются в древних корах выветривания, перекрытых осадочными породами. Эпигенетические образования установлены Д. П. Сердюченко на территории Малкинского месторождения [134], на территории КМА — А. П. Никитиной [111], в районе Серовского месторождения на Северном Урале [83] и в других районах.

В корах выветривания Средней Азии также имеются аналогичные проявления. О наложенных на кору выветривания процессах упоминают в своих работах Л. П. Коннов [70], С. К. Гипп [46] и др. Однако детально они ранее никем изучены не были.

Кратко остановимся на определении термина «эпигенез». Он используется геологами различных специальностей для обозначения разных понятий. На семинаре по экзогенному эпигенетическому рудообразованию в 1965 г. рекомендовалось называть эпигенетическими вторичные наложенные процессы изменения пород различного генезиса, не предопределенные предшествующими условиями их образования и не составляющие их естественного стадиального продолжения. Необходимым условием эпигенеза служит привнос вещества извне [48].

В настоящей работе будут освещены как гипергенные эпигенетические процессы, так и преобразования пород, связанные с глубинными процессами — катагенезом и динамометаморфизмом, обусловленными соответственно давлением мощной (более 1 км) толщи мезо-кайнозойских отложений и напряжениями при альпийском складкообразовании.

ГИПЕРГЕННЫЕ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Гипергенные эпигенетические процессы в породах коры выветривания фиксируются наличием новообразованных, не свойственных коре выветривания минералов или минеральных ассоциаций. Измененные участки пород коры выветривания обычно хорошо заметны в обнажениях в виде прихотливых по форме прожилков, затеков, гнезд, блоков и карманов, вытягивающихся вдоль более пористых или тектонически ослабленных зон.

Таблица 7

Физико-механические свойства инфильтрационно-измененных пород коры выветривания

Свойства	Шамозитизированный боксит (обр. 2158)	Кальцитизированный боксит (обр. 2159)	Сидеритизированный боксит (обр. 1243)
Объемный вес, г/см ³	2,94–2,90	2,84–2,82	3,02
Эффективная пористость, %	1,18–1,88	0,90	1,58

Аналитики: Е.А. Санина, З.И. Хаустова.

Поскольку вторичные минералы обычно выполняют поры и пустоты в породах коры выветривания, измененные породы имеют большую плотность, а следовательно, больший объемный вес и меньшую пористость (табл. 7). Вследствие этого они более устойчивы к современному выветриванию и, как правило, выступают в рельефе в виде уступов и карнизов. Они обычно приобретают собственную, отличную от неизмененных пород коры выветривания окраску. Как правило, границы их с породами коры выветривания резкие, но неровные, с карманами и углублениями.

Часто инфильтрационные процессы затушевывают профиль выветривания настолько, что реконструкция первичного состава породы представляет большую трудность.

Вторичные гипергенные образования в основном обусловлены взаимодействием пород коры выветривания с водами, инфильтрировавшими из поверхностных заболоченных водоемов с восстановительной обстановкой. К таким изменениям относятся шамозитизация, сидеритизация и пиритизация.

Для вторичных гипергенных процессов можно ориентировочно определить следующую последовательность: 1) обеление; 2) каолинизация; 3) кальцитизация; 4) шамозитизация; 5) сидеритизация.

Все процессы на одном объекте сразу не наблюдаются. Последовательность процессов доказывается взаимоотношениями измененных пород, наблюдаемыми либо непосредственно в обнажении, либо под микроскопом.

Кальцитизированные участки наблюдаются в виде останцов среди шамозитизированной массы. В шамозитизированных зонах встречаются также участки каолинизированной породы коры выветривания — с гнездами колломорфного каолинита. Это доказывает тот факт, что каолинизация также предшествовала шамозитизации. Сидеритовые прожилки пересекают все предыдущие разности пород и в свою очередь рассекаются прожилками пирита.

Эпигенетические процессы в корах выветривания на юге Средней Азии проявились не столь интенсивно, как в районе КМА или на Северном Кавказе, в районе Малкинского месторождения. В исследуемом районе, судя по мощности зон измененных пород коры выветривания, глубина

инфилтрации вод составляла первые метры (до 5—6 м). Тем не менее изучение инфильтрационно-измененных пород представляет определенный интерес, так как они наблюдаются непосредственно в обнажениях. Во всех случаях положение пород *in situ* контролируется сохранением первичной порфировой структуры. Идентичная последовательность установлена для наложенных процессов в корах выветривания КМА А. П. Никитиной [111]. Она отвечает также известной последовательности выделения минералов с закисным железом по мере увеличения степени восстановленности.

ОБЕЛЕНИЕ

Обеленные участки верхних зон коры выветривания наблюдаются в северной части Кундаджуазского рудопроявления. Обеление наблюдается с поверхности в обнажении, захватывая всю зону структурных латеритных бокситов и верхнюю часть (1—1,5 м) каолинитовой зоны. Общая глубина обеленного участка 2—2,5 м, ширина — несколько десятков метров. Обеление сопровождается выносом окислов железа. Вынос неполный, в бокситах остается 2—3% Fe_2O_3 , в каолиновой зоне — 5,8%. В первичных неизмененных корах выветривания по эфузивам основного состава количество окислов железа в соответствующих образованиях составляет не менее 20%. Бокситы на долеритах всегда отличаются повышенной железистостью с содержанием Fe_2O_3 до 40% и более. Обеление в данном участке пространственно совмещается с каолинизацией. Процесс обеления связан, очевидно, с воздействием вышележащей угленосной нижнеюрской толщи. Обеление могло происходить как в стадию заболачивания поверхности, так и после захоронения под чехлом осадков.

Обеленные участки коры выветривания наблюдались на участке Гулиоб, в Яккабагских горах, в Сурхантау и других местах.

КАОЛИНИЗАЦИЯ

Процесс каолинизации пород коры выветривания макроскопически не всегда четко наблюдается. Непосредственно в обнажениях участки каолинизации выделяются в виде прихотливых полос и пятен. Под микроскопом наложенный каолинит устанавливается в виде мелких прожилков и включений, иногда с колломорфной структурой.

Как было отмечено ранее, предполагается, что колломорфный каолинит в породах коры выветривания более поздний, наложенный. Прихотливая форма его выделений показывает, что он выполнял пустоты, каверны и поры в породах коры выветривания. Такой каолинит встречается и в прожилках толщиной до 1—2 см.

Процесс каолинизации мог вызвать деградацию (ресилификацию) зоны бокситов. Не исключено, что зона латеритного боксита имела первоначально большую мощность. Процесс вторичной каолинизации, по-видимому, следует связывать с грунтовыми или поверхностными водами, имевшими повышенные содержания SiO_2 . В силу большого средства

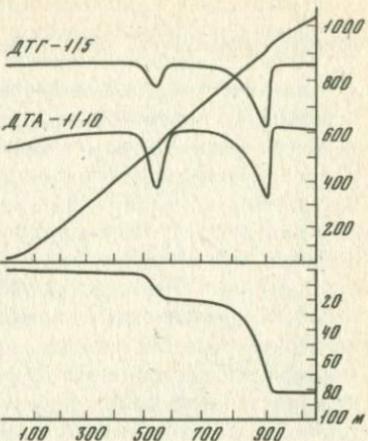
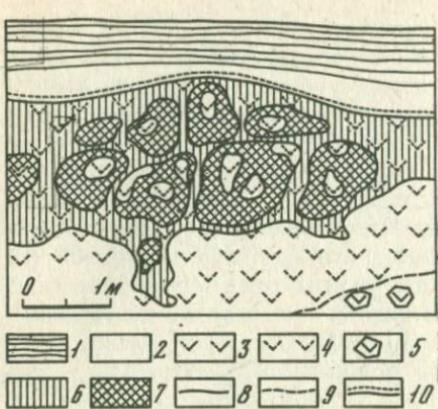


Рис. 9. Схематическая зарисовка обнажения, показывающая взаимоотношения инфильтрационно-измененных пород коры выветривания с озерно-болотными бокситами

1—2 — верхнетриасовые отложения: 1 — аргиллиты, 2 — бокситы диаспор-шамозитовые; 3—5 — породы коры выветривания (зоны): 3 — гематит-каолинит-диаспоровая (структурный латеритный боксит), 4 — гематит-каолинитовая, 5 — гидрохлорит-гидрослюдянная; 6—7 — инфильтрационно-измененные породы: 6 — шамозитизированные, 7 — кальцитизированные; 8 — границы между породами; 9 — границы между зонами; 10 — границы размыва с осадочными бокситами

Рис. 10. Дериватограмма кальцитизированного структурного боксита (обр. 2547а)

кремния и алюминия в кислой среде можно ожидать их взаимодействия при соприкосновении минералов глинозема с кремнийсодержащими водами.

КАЛЬЦИЗАЦИЯ

Наложенная на кору выветривания кальцитизация наблюдается только в ее верхней, наиболее пористой зоне. Участки кальцитизированной породы встречаются здесь в виде фрагментов — гнезд, прихотливых по форме блоков и прерывистых зон. Они обычно заключены внутри шамозитизированных зон (рис. 9). Местами шамозитовые прожилки пересекают кальцитизированные участки. Кальцитизированная порода плотная, массивная, розово-серого цвета. Как показало изучение под микроскопом, кальцит заполняет в ней поры и пустотки. Первичная структура породы при этом не затушевывается.

Минеральный состав кальцитизированной породы следующий: кальцит — 65% (новообразованный минерал), диаспор — 30—32%, лейкосен — 1%, гематит — 1—2% (остаточные минералы), прочие — 1%.

Вследствие тонкого взаимного прорастания минералов выделить мономинеральные фракции из породы невозможно.

Диагностика минералов проведена в основном при микроскопическом изучении прозрачных шлифов и термическим анализом.

Кальцит макроскопически светло-розовый, розовато-серый, тонко-кристаллический. Под микроскопом в проходящем свете он бесцветный, с резкой псевдоабсорбцией. Он образует крупные (до 0,5 мм) ромбоэдрические кристаллы с тонкими полисинтетическими двойниками, имеющими совершенную спайность. Оптические свойства: одноосный, отрицательный, $n_o = 1,662$, $n_e = 1,493$. Судя по розовой окраске, кальцит марганцовистый. По-видимому, весь марганец породы (0,93%) входит в состав кальцита, так как самостоятельных минералов окиси марганца в породе нет. Рентгенограмма кальцита отвечает марганцовистой его разности. Диагностика кальцита подтверждена термическим анализом: на дериватограмме порошка породы имеется характерный для кальцита эндоэффект диссоциации при 920° (рис. 10). Состав его существенно не меняется в пределах изученного блока породы. И в центре блока, и на границе с шамозитовой породой, судя по основному рефлексу (около 3 Å), присутствует один и тот же марганцовистый кальцит.

Диаспор образует мелкие (0,01—0,02 мм) таблитчатые кристаллы, несколько вытянутые и бипирамидальные. В проходящем свете он бесцветный или чуть желтоватый. Оптические свойства: двусный, положительный, $n_g = 1,746$, $n_p = 1,701$.

На термограмме породы отчетливо заметен эндоэффект диаспора при 550°. Рентгенограмма фракции, обогащенной диаспором после обработки ее смесью трех кислот (450 мл H_2SO_4 , 535 мл HCl , 45 мл HNO_3), содержит рефлексы, принадлежащие корунду, — 3,98 Å ($I = 10$); 2,53 Å ($I = 7$); 2,06 Å ($I = 10$) и др. Изменение химического состава пород при кальцитизации отражено в табл. 8. В процессе кальцитизации происходит привнос значительного количества CaO и CO_2 ; кроме того, поступало некоторое количество закисного железа¹ и окиси марганца. В то же время на диаграмме наблюдается заметное уменьшение содержаний Fe_2O_3 и SiO_2 и незначительное уменьшение содержания Al_2O_3 . Не меняется лишь количество TiO_2 .

Геохимическая обстановка в процессе кальцитизации была, по-видимому, следующей. Не вызывает сомнения щелочная характер вод. Надежным индикатором здесь может служить кальцит, который осаждается в сильнощелочной среде. Известно также, что марганцовистый кальцит (с закисной формой марганца) образуется в слабовосстановительных условиях, при которых происходит также частичная редукция окиси железа. Влиянием щелочной среды мы склонны объяснять некоторое уменьшение в породе содержания кремнезема — в сильнощелочной среде он более подвижен. В то же время постоянное содержание TiO_2 в неизмененной и кальцитизированной породе характеризует его слабую подвижность в щелочной среде.

Кальцитизация верхних, наиболее пористых образований коры выветривания напоминает процесс карбонатизации современных лессов. Кар-

¹ Закисное железо, скорее всего, связано с более поздним, наложенным шамозитом.

Таблица 8

Химический состав неизмененного (обр. 2161) и кальцитизированного (обр. 2160) латерита, в вес. %

Оксисел	2161	2160	Оксисел	2161	2160
SiO ₂	9,74	0,42	Na ₂ O	0,05	—
TiO ₂	2,31	0,93	K ₂ O	0,18	—
Al ₂ O ₃	60,80	24,15	H ₂ O ⁺	13,31	5,01
Fe ₂ O ₃	10,17	0,43	H ₂ O ⁻	0,73	—
FeO	—	1,94	CO ₂	0,18	29,74
MnO	0,42	0,90	C _{орг}	—	0,06
MgO	0,89	0,46	P ₂ O ₅	0,12	0,45
CaO	0,82	36,12	С у м м а	100,22	100,16

бонатные горизонты отмечены в современных аридных корах выветривания [1]. Необходимым условием кальцитизации служат неглубоко залегающие гидрокарбонатно-кальциевые грунтовые воды. Можно предполагать, что уровень грунтовых вод был достаточно высоким, близким к дневной поверхности. Сильно пористые латеритные породы могли служить путями для дегазации из грунтовых вод углекислоты. Быстрое удаление избытка последней также могло вызывать выпадение кальцита.

Можно предполагать связь вторичной кальцитизации и со стадией глубинного эпигенеза и связывать ее с воздействием на породу сильно минерализованных термальных вод, известных в глубоких частях Таджикской депрессии. Индикатором такой связи может быть повышенное содержание в кальцитизированной породе стронция. В пользу глубинной кальцитизации говорит также наличие в кальците газово-жидких включений с соотношением газовой и жидкой фазы 1 : 10, что соответствует температуре их образования около 110°. В то же время изотопный состав углерода из кальцита, по данным Л. П. Носика, близок биогенному ($\delta C_{13} = -1,37\%$).

В любом случае кальцитизация — вторичный процесс, наложенный на уже сформировавшуюся кору выветривания. Этот процесс мог происходить как до захоронения пород коры выветривания, так и после их перекрытия более молодыми породами.

Ограничено распространение кальцитизированных образований объясняется, по-видимому, их слабой устойчивостью в субаэральных условиях. Даже в современном субнивальном климате кальцит здесь легко выщелачивается из породы атмосферными водами. Это дает основание предполагать, что карбонатизация первоначально имела более широкое распространение. Сохранившиеся гнезда, ядра и блоки кальцитизированных пород представляют собой, вероятно, реликты зоны кальцитизации.

ШАМОЗИТИЗАЦИЯ

Шамозитизированные участки пород коры выветривания более широко распространены, чем кальцитизированные. Они встречаются, как правило, непосредственно над озерно-болотными осадками, диаспор-шамозитовыми бокситами и бокситовыми породами, аргиллитами и углами в виде гнезд, блоков и зон протяженностью до 100 м и более при мощности до 3 м. Нижняя граница их резкая, но неровная с карманами и апофизами (рис. 11).

Макроскопически это плотная и массивная порода (с объемным весом 2,76 г/см³ и пористостью менее 1%) зеленовато-серого, темно-зеленого и голубовато-зеленого цвета. Местами в ней заметны реликты первичной порфировой структуры, особенно отчетливые под микроскопом (рис. 12).

Изучение микроструктур породы позволило с несомненностью установить, что в ходе шамозитизации происходило не только заполнение пустот, вследствие чего образовались минералы с колломорфной структурой, но и метасоматическое замещение первичных минералов коры выветривания — минералов глинозема, окислов железа и каолинита — шамозитом, сидеритом и пиритом. Наиболее отчетливо наблюдается постепенное замещение каолинита шамозитом (рис. 12). Аналогичный процесс наблюдали в осадочных бокситах Казахстана Н. А. Лисицына, М. В. Пастухова [90].

Минеральный состав шамозитизированных пород следующий: новообразованные минералы — шамозит (40—90%), сидерит (8%), пирит (до 1%); реликтовые минералы — каолинит (20—30%), гематит (10%), диаспор (10%); прочие — до 1%. Все они образуют тонкие прорастания друг с другом, вследствие чего выделение мономинеральных фракций из породы практически невозможно. Диагностика минералов проведена в основном под микроскопом. Более детально изучен лишь шамозит, слагающий иногда породу более чем на 90%. Ранее он никем не исследовался. По данным микроскопии его относили к группе хлоритов [70, 5], С. К. Гипп [46] диагностировал его как тюригит.

Для инфильтрационных шамозитов характерна окраска с зеленоватыми оттенками: желтовато-зеленая, голубовато-зеленая, светло-зеленая и др. По морфологии среди них выделяются как метаколлоидные с колломорфной структурой, так и криптокристаллические разности. Первые выполняют миндалины и пустоты, вторые — псевдоморфозы по каолиниту и гидрохлориту.

Установлена прямая зависимость оптических свойств от окраски минералов. Наиболее светлые разности, образующие псевдоморфозы по каолиниту, имеют наименьшие показатели преломления — $n_{ср} = 1,568—1,590$; темные, буровато-зеленые разности — не ниже 1,620 (1,648). По отдельным ясно плеохроирующими чешуйкам установлено положительное удлинение и прямое угасание.

На дифференциальной термограмме шамозита наблюдаются все характерные для него эффекты: широкий экзотермический с максимумом в 345°, связанный, по-видимому, с частичным окислением закисного железа [178], глубокий эндотермический с пиком в 530°, вызванный потерей

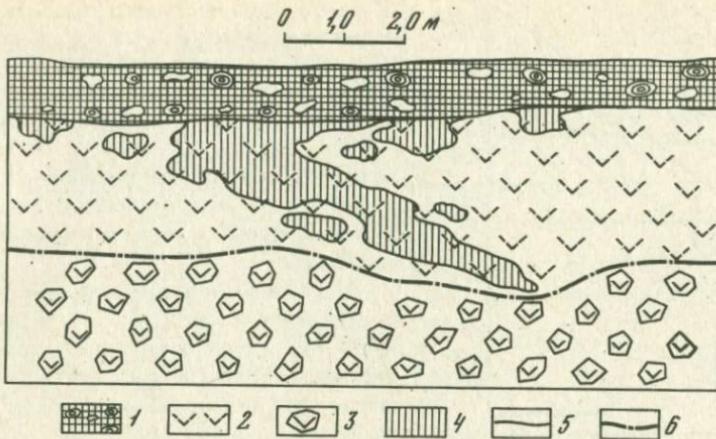


Рис. 11. Схематическая зарисовка взаимоотношения шамозитизированных пород с породами коры выветривания и бокситами. Северный фланг Юго-Западной залежи, месторождения Кайрак

1 — нижнеюрские отложения: шамозит-диаспоровые бокситы с обломочной текстурой; 2—3 — породы коры выветривания; 2 — гематит-каолинитовая, 3 — гидрослюдянная; 4 — инфильтрационно-измененные (шамозитизированные) породы коры выветривания; 5 — границы между породами; 6 — границы между зонами коры выветривания



Рис. 12. Частично замещенные шамозитом каолинизированные вкрапленники пластиоклазов в шамозитизированной гематит-каолинитовой породе из коры выветривания эффузивов основного состава. Белое — каолинит (К), темно-серое — шамозит (Ш), мелкие кристаллы с высоким рельефом — диаспор (Д). Шлиф прозрачный, увел. 46, при одном николе

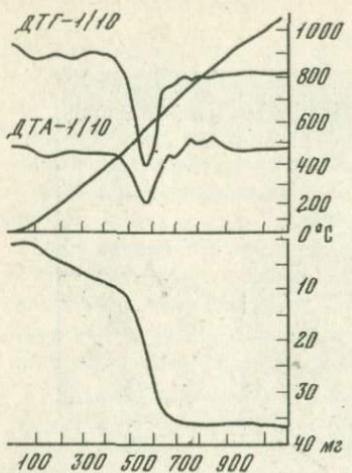


Рис. 13. Дериватограмма шамозита из зоны шамозитизированной коры выветривания (обр. 2547). Съемка проведена в атмосфере азота. Навеска 270 мг. Потеря веса 35,3 мг (13,05%)

конституционной гидроксильной воды, и небольшой экзотермический пик в 900°, обусловленный фазовым превращением шамозита.

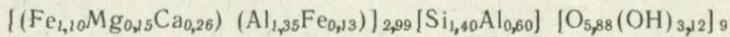
На дериватограмме шамозита, снятой в атмосфере азота (рис. 13), в интервале 700—750° отмечаются два дополнительных эффекта — неглубокий эндотермический около 700° и сопряженный с ним резкий экзотермический эффект около 745°.

Слабый осложняющий эндотермический эффект около 550° обусловлен примесью диаспора. Потеря веса в образце близка к эталонной.

На ИК-спектре минерала имеются все характерные для шамозита главные колебания Si—O связей в интервалах длин волн от 400 до 1000 см⁻¹ и в коротковолновой части спектра колебания гидроксильных групп около 3600 см⁻¹.

Данные рентгеновского анализа позволяют сделать вывод, что инфильтрационные шамозиты имеют каолинитоподобную структуру с толщиной элементарного пакета 7 Å. На рентгенограмме образца (табл. 9) первое базальное отражение равно 7,03 Å ($I=10$). Характерный для четырехслойных хлоритов рефлекс в 14 Å отсутствует. Имеются характерные линии как моноклинного (2,41 Å), так и ортогонального шамозита (2,49; 2,138 Å). При прокаливании порошка минерала при 600° в течение 2 часов основные рефлексы шамозита исчезают, что указывает на каолинитоподобный характер кристаллической структуры минерала.

На основании принадлежности шамозитов к минералам с каолинитоподобной структурой была рассчитана его кристаллохимическая формула (по Борнеман-Старынкевич [17]):



(в химическом анализе получается избыток воды кристаллизационной — 2,20%).

В процессе шамозитизации наблюдается резкое увеличение количества кремнекислоты и углекислоты (табл. 10), а из катионов — двухвалентного железа, магния и кальция. Наименее подвижными, по-видимому, были Al₂O₃, Fe₂O₃ и TiO₂, так как содержания их почти не меняются.

Анализ парагенетической минеральной ассоциации данных пород позволяет предположить, что процесс шамозитизации протекал в восстановительной обстановке при слабокислых или слабощелочных значениях pH. К такому же выводу пришел Б. Ф. Горбачев, изучавший шамозитизацию девонских бокситов западных склонов Урала [51]. Ана-

Таблица 9

Рентгенограммы шамозитов

Шамозит инфильтрационный (обр. 1097ш)		Шамозит ([18], табл. 23)		Шамозит метасоматический [113]	
I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å
10	7,02	10	7,05	10	7,03
4	4,65	2	4,66	.2	4,68
4	3,89	1	3,90	—	—
7	3,50	10	3,52	9	3,62
2ш	2,82	1	2,80	1	2,80
3	2,68	4	2,678	2	2,68
3	2,49	9	2,519	4	2,52
4	2,41	4	2,404	2	2,41
1	2,34	1/2	2,337	—	—
2	2,28	1/2	2,273	—	—
1	2,138	6	2,141	2	2,15
3	2,02	1	2,011	1	2,01
4ш	1,90	1	1,894	—	—
3	1,701	?	1,693	—	—
3ш	1,664	1/2	1,665	1	1,67
6	1,556	7	1,555	4	1,556
4	1,520	3	1,521	2	1,523
1	1,475	1	1,473	1	1,470
2	1,422	1	1,425	1	1,425

Условия съемки: Fe-антикатод; $2R = 86$ мм, $d = 0,3$ мм.

логичные данные получены Р. М. Гаррелсом и Ч. Л. Крайстом [34], изучавшими соотношение устойчивости окислов, карбонатов, сульфидов и силикатов железа при 25° и 1 атм общего давления в присутствии воды. Они отмечают, что лептохлориты (шамозиты) высаживаются из растворов, «насыщенных относительно аморфного кремнезема». Необходимым условием является также незначительная концентрация в водах углекислоты и серы. Е. И. Соколова, исследовавшая физико-химические характеристики некоторых осадочных железных руд, получила следующие данные: для образования лептохлоритовых (шамозитовых) руд требуются небольшие значения Eh — 260—320 мВ и слабощелочная среда pH 7,6—8,3. Эти условия не исключают возможности образования карбонатов типа доломита и сидерита. Последние, как было отмечено ранее, в некотором количестве присутствуют в шамозитизированной породе Кайракского месторождения.

Взаимоотношение зоны шамозитизации с перекрывающими озерно-болотными осадками и идентичность их вещественного и минерального состава позволяют связывать процесс шамозитизации с инфильтрационно-диффузионными явлениями на границе пород коры выветривания и

Таблица 10

Химический состав инфильтрационно-измененных шамозитизированных пород, в вес. %

Оксисел	1097	1137	1140	Оксисел	1097	1137	1140
SiO ₂	23,79	24,39	25,40	H ₂ O ⁻	0,38	Нет	0,64
TiO ₂	1,12	0,70	1,08	H ₂ O ⁺	10,85	11,03	11,23
Al ₂ O ₃	28,04	31,32	33,01	CO ₂	3,57	Нет	3,60
Fe ₂ O ₃	2,94	2,17	18,50	C _{орг}	0,50	"	-
FeO	22,37	22,20		P ₂ O ₅	0,26	3,18	-
MnO	0,17	0,25	0,38	S	Не опр.		0,45
MgO	0,69	2,63	2,68	Сумма	99,32	100,86	99,52
CaO	4,18	2,74	3,40	Al ₂ O ₃ [*]	12,24	Не опр.	Не опр.
				своб.			
Na ₂ O	0,10	0,17	0,10	d ^{2*} , г/см ³	2,94	"	"
K ₂ O	0,12	0,08	0,07	ε ^{3*} , %	1,88	"	"

^{*} Определен методом Камецкого.^{2*} Объемный вес породы (в г/см³).^{3*} Эффективная пористость (в %).

Обр. 1097, 1140 – диаспор-шамозит-каолинитовая порода с сидеритом; обр. 1137 – диаспор-шамозит-каолинитовая порода.

озерно-болотных осадков, происходившими параллельно диагенетическим преобразованиям осадков. Физико-химическая сущность этих явлений аналогична наблюдаемым между наддонной водой и иловыми растворами. Н. М. Страхов [143] отмечает, что в ходе «обмена веществ» из иловых растворов в наддонную воду диффундируют газы (CO₂, NH₄, CH₄ и др.), а также Mn²⁺, Fe⁺², P⁺⁵, Si⁺⁴ и др. Термодинамические условия, в которых протекает этот процесс, близки к условиям формирования озерно-болотных осадков; температура в пределах 10° С и давление от 2 до 10 атм.

Шамозитизацию в коре выветривания Малкинского месторождения (Северный Кавказ) изучал Д. П. Сердюченко [134]. Он также связывает ее с водами, просачивающимися в кору выветривания из озерно-болотных водоемов. Наложенная шамозитизация отмечена и в корах выветривания Серовского месторождения на Северном Урале [83]. Аналогичный процесс установлен и в корах выветривания КМА А. П. Никитиной [111]. Причину шамозитизации она также считает в заболачивании местности, на поверхности которой уже была сформирована кора выветривания. А. П. Никитина допускает, что этот процесс происходит не только сразу после захоронения коры выветривания под толщей осадочных пород, но в какой-то мере продолжается и в настоящее время при воздействии подземных вод, циркулирующих в коре выветривания и перекрывающих ее известняках. Б. Ф. Горбачев [51] также отмечает,

что формирование железистых хлоритов может продолжаться и в зонах катагенеза.

Не исключая возможности образования катагенетического шамозита в других регионах, заметим, что в нашем случае их образование, по-видимому, следует связывать со стадией диагенеза. Несомненно диагенетические шамозиты с идентичной структурой и составом наблюдаются в вышележащих бокситах или бокситовых породах, накопившихся в заболоченных водоемах.

Шамозитизированные породы не несут следов последующего окисления. Они образуют в рельефе карнизы и гребни, почти совершенно не обожранные. В то же время известно, что многие шамозитовые железные руды легко окисляются уже в горных выработках, покрываясь рыжеватой коркой гидроокислов железа [81]. Видимо, решающую роль в данном случае играют большая плотность и незначительная пористость пород и руд. Аналогичные захороненные инфильтрационные шамозиты КМА [112, 113] также не несут следов окисления.

СИДЕРИТИЗАЦИЯ

Сидеритизация в корах выветривания установлена в ряде пунктов: в районе Кайракского и Кундаджуазского месторождений, на территории Янгоклынского и Уаринского рудопроявлений.

Этот процесс наблюдается только в верхней, наиболее пористой и трещиноватой зоне коры выветривания под озерно-болотными отложениями (сидеритами, бокситами, углами и т. п.) в виде тонкой вкрапленности, гнезд и прожилков. В местах пересечения последних образуются утолщения, гнезда размером до 0,5 м. Наблюдаются прожилки сидерита, пересекающие шамозитовые породы. В породах коры выветривания сидерит не только выполняет пустоты и трещины, местами он метасоматически замещает каолинит и шамозит.

Сидерит зеленовато-серый, темно-серый, на дневной поверхности лилово-буровый вследствие обожривания. Структура породы в мономинеральных образцах гранобластическая. Форма зерен неправильно-лапчатая, размеры — от долей миллиметра до 1 см.

Под микроскопом сидерит бесцветный, чуть желтоватый или сероватый. Кристаллы ромбоэдрические, полисинтетически сдвойниковые, с совершенной спайностью. Показатели преломления: $n_p = 1,630$, $n_g = 1,873$. Псевдоабсорбция заметная. Как и все карбонаты, он односный, отрицательный.

Термограммы сидеритов из различных участков идентичны: при $t \approx 500^\circ$ происходит диссоциация минерала, зафиксированная в виде глубокого эндотермического эффекта; и около 600° — окисление двухвалентного железа, обусловившее резкий экзотермический эффект.

Процесс инфильтрационной сидеритизации наблюдался в корах выветривания и бокситах Северного Казахстана [84], на КМА [113, 62] и в ряде других районов, причем сидерит почти всюду сопровождается каолинитом и шамозитом.

Вследствие того, что сидеритизация наблюдается только под озерно-болотными осадками, этот процесс, без сомнения, также следует связывать с инфильтрацией озерно-болотных вод в подстилающие породы. Механизм инфильтрации и диффузии грунтовых растворов из осадков в нижележащие образования был здесь, вероятно, таким же, как и при шамозитизации. Различный состав конечных продуктов обусловлен, по-видимому, различной геохимической обстановкой — иными значениями Eh и pH, а также концентрацией ионов закисного железа, углекислоты и двухвалентной серы. Подтверждением этому предположению может служить анализ диаграммы Eh—pH для минералов железа, проведенный Р. М. Гаррелсом и Ч. Л. Крайстом [34]: «... сидерит будет обладать значительным полем устойчивости только в условиях очень высокой активности растворенного карбоната и чрезвычайно низкой активности восстановленной серы». Наличие сидерита может служить критерием резко восстановительной или же умеренно-восстановительной обстановки, а также, по-видимому, характеризовать отсутствие заметных концентраций двухвалентной серы и относительно высокую активность растворенной углекислоты. По мнению Б. Ф. Горбачева [51], образование сидерита происходит в случае быстрой редукции окисного железа.

ПИРИТИЗАЦИЯ

Пирит встречается в инфильтрационных образованиях как в виде тонкой вкрапленности в ассоциации с сидеритом и шамозитом (Кайракское, Кундаджуазкое месторождения), так и в виде мономинеральных агрегатов в гнездах и прожилках (Янгоклыкское месторождение). Поскольку

Таблица 11

Физико-механические свойства пород коры выветривания

Зона порода	Граниты		Кварцевые порфиры		Диориты	
	объемн. вес, г/см ³	пористость, %	объемн. вес, г/см ³	пористость, %	объемн. вес, г/см ³	пористость, %
Зона свободных окислов	—	—	—	—	—	—
Каолинитовая (или каолинит-гидрослюдяная)	2,40– 2,46	4,71	2,06	Не опр.	2,50– 2,52	Не опр.
Гидрослюдяная	2,31	4,12	2,32	"	2,45	"
Дезинтеграции	2,45	3,36	2,40	"	2,52	"
Неизмененная порода	2,46	1,06	2,46	"	2,55	"

его прожилки секут как шамозитовые, так и сидеритовые образования, пирит можно считать самым поздним минералом. Установлено, что пиритизация интенсивнее проявилась там, где озерно-болотные осадки представлены углистыми фациями.

Пирит почти всегда образует идиоморфные кристаллы.

Образование пирита возможно в резко восстановительной обстановке в присутствии свободной серы.

КАТАГЕНЕЗ И ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМ

Воздействие на породы коры выветривания глубинных процессов — катагенеза и динамометаморфизма, обусловленных статическим давлением мощной вышележащей толщи пород (1—2 км) и динамическими напряжениями при альпийском складкообразовании, — вызвало значительное уплотнение и дегидратацию породы и минералов (табл. 11). Первоначально рыхлые породы коры выветривания в отдельных участках уплотнились до аргиллитоподобного состояния. Они не размокают в воде. Минералы коры выветривания перешли в более устойчивые модификации. О некоторых особенностях минерального состава кор выветривания данного района уже упоминалось ранее. Здесь мы ограничимся лишь их перечислением: 1) моногидратный или безводный состав окислов алюминия; 2) кварц вместо опала и халцедона; 3) слюдяной минерал (типа селадонита) вместо типичного для кор выветривания монтмориллонита.

Некоторые исследователи [79, 80] уже обращали внимание на этот факт и связывали его с глубинными эпигенетическими (в их понимании эпигенез — синоним катагенеза) изменениями. Гидрослюды, по их мнению,

Базальтовые порфиры (Кайрак)		Диабазы (Уаринский мост)		Диабазы (Кундаджуаз)	
объемный вес, г/см ³	пористость, %	объемн. вес, г/см ³	пористость, %	объемн. вес, г/см ³	пористость, %
1,42	52,26	—	—	2,20	9,52
2,10— 2,19	22,23	2,12	17,20	2,66	3,54
2,30— 2,40	15,76	2,52	12,72	2,75	3,64
2,45	Не опр.	2,70	3,94	2,71	3,45
2,65— 2,76	0,96	2,59	Не опр.	2,60	2,74

нию, в этом случае образуются путем фиксации калия в межслоевых промежутках монтмориллонита. По данным О. В. Карповой, А. К. Лукина и Е. П. Шевяковой [63], изучавших катагенез каменноугольной толщи Днепровско-Донецкой впадины с использованием керна скважины глубокого бурения, преобразование глинистых минералов, сопровождающееся исчезновением монтмориллонита и смешанослойных минералов, начинается на глубинах 2800—3500 м.

С процессом катагенеза, по-видимому, связано также изменение морфологии некоторых глинистых частиц. Как уже было ранее отмечено, каолинит в породах коры выветривания и бокситах встречается в основном в виде тонкочешуйчатых агрегатов. Характерные для него вермикулитообразные сростки отмечены в единичных случаях, что, вероятно, также объясняется повышенным давлением на породу. Эксперименты, проведенные Г. Г. Ильинской и Р. С. Зиангировым [60], показали, что при действии на образцы каолинитовой глины нагрузок в 100—5000 кГ/см² происходит разрушение и дробление первичных частиц.

На Кундаджуазском рудопроявлении отмечено образование вторичной слюды, которая в верхней части коры выветривания (с минералами глинозема), как известно, является запрещенной ассоциацией. По наблюдаемому взаимоотношению она в породе самая поздняя. Газово-жидкая фаза в перекристаллизованном кальците позволяет предположить, что после захоронения породы оказались в обстановке повышенных температур (более 100° С). Образование в бокситах слюды может свидетельствовать о метаморфизме и метасоматозе.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ПРОФИЛЕЙ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Как уже было ранее отмечено, разрезы коры выветривания на малокремнистых и высококремнистых породах имеют в целом сходную зональность. Однаковы у них и главные минералы зон. Основное различие между ними заключается в том, что в первом профиле встречаются минералы свободного глинозема (правда, они присутствуют здесь не всегда, а кондиционные латеритные бокситы обнаружены в настоящее время пока только в одном пункте). В то же время в породах коры выветривания гранитов, кварцевых порфиров и т. п. наблюдается растворение зерен кварца, указывающее на латеритный тип выветривания. Видимо, в обоих профилях происходили близкие геохимические процессы, поэтому мы считаем целесообразным дать их общую геохимическую характеристику.

Для выяснения характера распределения главных компонентов или их окислов в корах выветривания разных по составу пород с целью определения их выноса или накопления был использован изообъемный метод анализа баланса вещества. Наиболее достоверные исходные данные для этой цели имеются по коре выветривания Кайракского месторож-

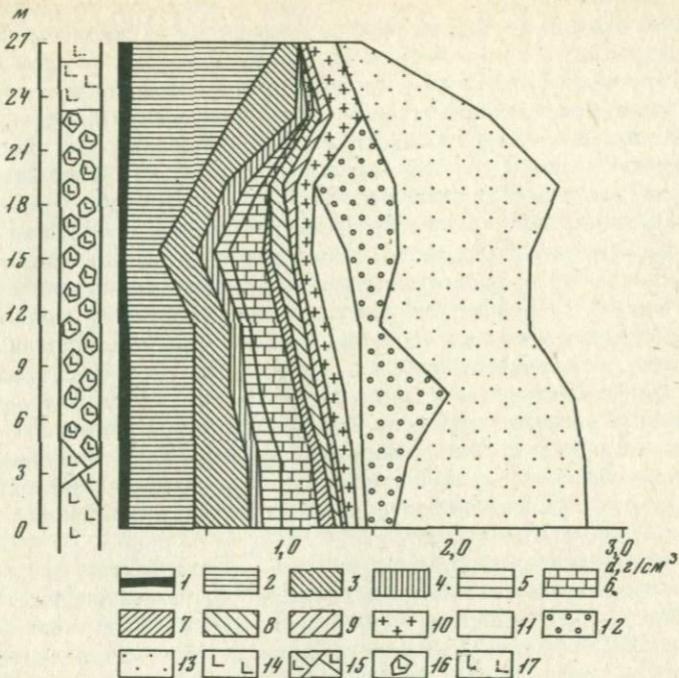


Рис. 14. Диаграммы изменения химического состава в разрезах коры выветривания базальтовых порфиритов кайракской свиты

1 — TiO_2 ; 2 — Al_2O_3 ; 3 — Fe_2O_3 ; 4 — FeO ; 5 — MgO ; 6 — CaO ; 7 — Na_2O ; 8 — K_2O ; 9 — H_2O^- ; 10 — H_2O^+ ; 11 — CO_2 ; 12 — SiO_2 кв.; 13 — SiO_2 связ.; 14 — неизмененный базальтовый порфирит; 15 — дезинтегрированный базальтовый порфирит; 16 — гидрослюдянная порода; 17 — гематит-каолинитовая порода. По горизонтальной оси отложены объемные концентрации окислов (g/cm^3)

дения, для пород которой доказана неизменность объёма на основании массовых замеров размеров вкрапленников. В других участках породы коры выветривания часто аргиллитизированы, пористость в них частично изменилась в результате заполнения наложенными минералами. Тем не менее на диаграммах баланса вещества этих пород, приведенных для сравнения, отчетливо проявилась та же тенденция в поведении отдельных компонентов.

Для выяснения миграционной способности некоторых главных компонентов были подсчитаны коэффициенты их устойчивости, представляющие собой отношение содержания элемента в верхней зоне коры выветривания к содержанию его в свежей породе [92].

Характер взаимоотношения между компонентами определялся с помощью коэффициентов корреляции.

Рассмотрим поведение отдельных элементов и окислов в профилях геохимических диаграмм пород коры выветривания Кайракского месторождения (рис. 14).

Алюминий. Количество его в свежей породе, в зоне дезинтеграции и нижней части гидрослюдяной зоны остается почти постоянным. В середине гидрослюдяной зоны оно несколько уменьшается, а затем начинает неуклонно возрастать, и в гематит-диаспоровой зоне количество алюминия вдвое выше, чем в исходной породе. Такая тенденция в поведении алюминия проявлена и на других диаграммах баланса вещества. Уменьшение количества глинозема в гидрослюдяной зоне может свидетельствовать о выносе алюминия из коры выветривания. А. Г. Черняховский [160], Н. А. Лисицына [92], Б. М. Михайлов [104] и др., изучавшие молодые латеритные коры выветривания, также получили данные о значительном выносе алюминия на первой стадии выветривания. Значительное накопление алюминия (2—4-кратное) в верхней зоне коры выветривания требует дополнительного привноса вещества. Дополнительные количества алюминия, сверх остаточного, поступали сюда, вероятно, из вышележащих (но к моменту окончания формирования коры выветривания размытых) образований коры выветривания в результате вертикальной или боковой миграции алюминия. Таким образом, наблюдаемые здесь накопления глинозема являются частично остаточными, частично инфильтрационными, т. е. остаточно-инфилтратационными (или остаточно-метасоматическими по Г. И. Бушинскому [24]).

На подвижность алюминия в профиле выветривания указывает возникновение на месте плагиоклазов (или других алюмосиликатных минералов) гипергенных минералов, вообще не содержащих алюминия, карбонатов и кварца. Алюминий при этом удалялся за пределы первичного зерна. Только его подвижностью в профиле выветривания можно объяснить и возникновение здесь синтетических гипергенных алюмосиликатных минералов — гидрослюды и каолинита. Их образование из растворов не вызывает сомнения.

Титан. Поведение титана в профиле выветривания в целом аналогично поведению алюминия. Количество его в гидрослюдяно-гидрохлоритовой зоне несколько меньше, чем в свежей породе. В верхних зонах наблюдается некоторое увеличение его содержания, но менее значительное, чем алюминий. Вероятно, титан менее подвижен в корах выветривания, чем алюминий. Накопление его в верхней зоне также частично обвязано привносу извне. Это подтверждается и наблюдаемыми минеральными превращениями: в исходной породе большая часть титана сосредоточена в ильмените, который в верхней зоне коры выветривания полностью разложен; имеются только псевдоморфозы лейкооксена по ильмениту, сгустки и хлопьевидные выделения его, образовавшиеся при разрушении темноцветных минералов.

Марганец. Количество марганца в свежей породе и гидрослюдяной зоне примерно одинаковое. В то же время в каолинитовой зоне устанавливаются только его следы. Значительное его накопление наблюдается в гематит-диаспоровой зоне.

Согласно данным Н. М. Страхова [143], Н. М. Страхова и А. Е. Штремберга [145] и данным ряда других исследователей, марганец выносится из коры выветривания на ранних стадиях выветривания, в самом начале процесса, когда просачивавшиеся в породу воды еще не обогащены

кислородом, и при разложении минералов он еще остается в 2-валентной форме, которая достаточно подвижна. Закисное железо при этом уже может окисляться, так как окислительный потенциал у него выше, чем у марганца. В данном разрезе этого не наблюдается, поэтому можно предположить, что гидрослюдяная зона формировалась в обстановке затрудненного водообмена: разложение породы шло без существенного выноса компонентов. В каолинитовой же зоне благодаря интенсивному выщелачиванию были условия для полного удаления марганца. Обогащение марганцем верхней зоны объясняется влиянием наложенных процессов. В данном разрезе марганец, очевидно, остается на месте после современного выщелачивания наложенного марганцовистого кальцита.

Кремний. Суммарное количество кремнезема, связанного и свободного, в породах нижних зон коры выветривания сохраняется примерно одинаковым. В то же время доля связанного кремнезема, входящего в состав алюмосиликатов, снизу вверх по разрезу постепенно уменьшается. На границе зоны дезинтеграции с зоной полиминеральных глин и на границе последней с каолинитовой зоной наблюдается значительное увеличение количества гипергенного кремнезема. Образование его прожилков связано с инфильтрацией из верхних зон коры выветривания. Возможно, часть свободного кварца обязана местному перераспределению материала, в результате чего появились псевдоморфозы кварца по плагиоклазам. При замещении плагиоклазов глинистыми минералами остался избыток кремнезема. Часть его могла осадиться в виде минералов кремнезема, другая — взаимодействовала с глином, щелочными и щелочноzemельными элементами, вследствие чего синтезировались глинистые минералы.

Таким образом, кремний в профиле выветривания вполне подвижен, но из нижних зон ввиду застойного характера вод он почти не выносился. Более того, здесь он концентрировался и выделялся в виде самостоятельного минерала — опала или халцедона. Верхние зоны коры выветривания резко обеднены кремнем.

Железо. Распределение окисного железа в изученном профиле выветривания нетипично в сравнении с другими районами. Это объясняется тем, что здесь происходили наложенные процессы и первоначальный характер его распространения в профиле выветривания затушевывался. В гидрослюдяной зоне количество его уменьшается по сравнению с исходным. Почти двукратное увеличение его наблюдается в каолинитовой зоне. Количество закисного железа в нижних зонах остается постоянным и резко уменьшается в верхней.

В целом суммарное количество его в нижних зонах примерно одинаково, и заметное накопление его устанавливается только в верхних зонах. Это позволяет судить о его подвижности в нижних зонах. Увеличение количества окисного железа в верхней зоне может быть частично обязано также некоторому привносу его извне.

Таким образом, в пределах профиля выветривания окислы железа несколько перемещались. Уже на первой стадии изменения пород при разложении темноцветных минералов и замещении их вторичными (карбонатами, кварцем, гидрохлоритом и т. п.) окислы железа удалялись

Таблица 12

Коэффициенты устойчивости элементов в профиле выветривания пород основного состава (месторождение Кайрак)

Оксисел	K_y	Оксисел	K_y	Оксисел	K_y
SiO_2	0,115	FeO	0,22–0,34	Na_2O	0,042
TiO_2	0,909	MnO	0,27	K_2O	0,033
Al_2O_3	2,067	MgO	0,0009	P_2O_5	0,25
Fe_2O_3	0,52	CaO	0,047		

за пределы контура зерна. Частично они локализовались по трещинкам. В верхней зоне окислы железа распределены сгустками. В нижней зоне наблюдается сплошное пропитывание породы окислами железа.

К альций. Количество кальция в зоне полиминеральных глин и в исходной породе почти не меняется. По мере приближения к каолинитовой зоне количество его уменьшается и в верхней зоне составляет доли процента. Уже на первой стадии кальций выщелачивался из плагиоклазов. Из нижней зоны ввиду слабой циркуляции вод он не выносился, а осаждался здесь же в виде кальцита. Местами количество кальция превышает первоначальное содержание его в неизмененной породе.

М агний. В профиле выветривания магний ведет себя во многом аналогично кальцию. Уже на первых стадиях выветривания он легко выщелачивается из темноцветных минералов, но из породы нижней зоны не выносится из-за слабой циркуляции вод. Здесь он, так же как и кальций, взаимодействует с углекислотой, осаждаясь в виде магнезита или доломита, и частично входит в состав глинистых минералов. В верхних зонах магний отсутствует.

Н ат р и й. Поведение натрия в породах разного состава можно считать индикатором начала процесса выветривания. Содержание его начинает уменьшаться уже на границе зоны полиминеральных глин с зоной дезинтеграции, что связано с разложением плагиоклазов. Натрий почти полностью выносится уже из зоны полиминеральных глин.

К алий. Распределение калия в нижней части профиля выветривания противоположно поведению натрия. Почти во всей зоне полиминеральных глин количество калия превышает исходную концентрацию в свежей породе в 3–4 раза. Здесь происходит не только его накопление, но и дополнительный привнос. Весь калий входит в состав слюдяных минералов. В разрезе коры выветривания количество его сначала возрастает (до середины зоны полиминеральных глин), а затем уменьшается по мере приближения к каолинитовой зоне.

С целью определения относительной миграционной способности элементов при выветривании основных эфузивов были подсчитаны коэффициенты их устойчивости (K_y), представляющие собой отношения содержания элемента (окисла) в породе из верхней зоны коры выветривания к исходной породе (табл. 12).

Элементы по величине коэффициентов устойчивости делятся на следующие группы:

1. Легкоподвижные ($K_y = 0-0,2$) — Na, K, Ca, Mg, Si.
2. Подвижные элементы ($K = 0,2-0,4$) — P, Fe^{2+} , Mn^{2+} .
3. Малоподвижные элементы ($K_y = 0,4-1,0$) — Fe^{3+} .
4. Устойчивые элементы ($K_y = 1,0$) — Al, Ti.

Основные элементы распределяются по группам подвижности примерно так же, как и у Н. А. Лисициной [92], изучавшей геохимию латеритных кор выветривания современных тропических областей¹. Это может служить доказательством однотипности выветривания в мезозойскую и современную эпохи.

Для получения представления о характере связей между компонентами в процессе выветривания и выявления наложенных на кору выветривания процессов использовались коэффициенты порядковой корреляции для главных пар окислов, рассчитанные по методике Г. Литч菲尔да и Ф. Вилкоксона [191], усовершенствованной С. В. Григоряном и А. Д. Каблуковым [52]. Существо корреляционного анализа подробно изложено в работах А. Б. Вистелиуса [31]. Здесь лишь напомним, что коэффициент корреляции является мерой связи компонентов, отражающей закономерные парагенетические ассоциации минералов, сложившихся в породе. В случае положительного коэффициента возрастание содержания одного компонента сопровождается возрастанием другого. Отрицательное значение коэффициента означает вероятность уменьшения содержания одного компонента по мере увеличения другого. Увеличение абсолютной величины коэффициентов характеризует возрастание степени вероятности.

До последнего времени использование корреляционного метода ограничивалось в основном областью эндогенного рудообразования [61].

При решении вопросов экзогенного рудообразования и для коры выветривания корреляционный метод использовался реже. Особое внимание исследователей для решения генетических вопросов привлекла пара Al_2O_3 и TiO_2 . Большим количеством работ устанавливается значимая положительная корреляция этих окислов в бокситах и бокситовых породах, унаследованная из соответствующих им кор выветривания [175, 176, 29, 25, 144, 89 и др.]. Расчет корреляции содержаний других окислов никем ранее не проводился. Тем не менее, как будет показано далее на ряде примеров, они достаточно наглядно отражают основную тенденцию процесса выветривания.

Теоретически, неизмененные последующими процессами переотложенные продукты коры выветривания (и в частности, бокситы) должны сохранить такие же взаимоотношения компонентов, как и в профиле выветривания.

Материалом для исследования служили данные полных химических анализов пород коры выветривания основных эфузивов, выполненные в химической лаборатории отдела экзогенных рудных месторождений ИГЕМ по материалам автора и частично заимствованные из геологических

¹ Некоторые отклонения, например, для Mn, вызваны, как было ранее отмечено, наложенными процессами.

Таблица 13

Коэффициенты порядковой корреляции компонентов в породах коры

Порода	Число анализов	$\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}$
Гематит-каолинитовая	21	-0,52	+0,85	+0,53	-0,81
Гидрохлорит-гидро-слюдяная	17	+0,007	+0,77	+0,52	-0,33
Базальтовые порфи-риты кайракской свиты (C_1)	7	+0,87	-0,11	-0,21	-0,07
Кора выветривания диабазов Кундаджу-азского месторож-дения	8	-0,92	+0,91	+0,39	+0,29
Кора выветривания диабазов Уаринского бокситопоявления	6	-0,77	+1,00	+0,71	-0,65
Кора выветривания долеритов Гвинеи	14	-0,95	+0,50	+0,62	-0,52
Инфильтрационно-измененная (ша-мозитизированная) кора выветривания Кайракского место-рождения	6	+0,66	+0,09	-0,90	-0,80

Приложение. Подчеркнуты значимые коэффициенты, соответствующие 5%-ному уровню значимости.

отчетов. Химические анализы пород коры выветривания долеритов заимствованы из работы Б. М. Михайлова [102]. Использовано также несколько химических анализов пород коры выветривания долеритов Гвинеи из материалов А. Д. Слукина.

Для получения достоверных данных привлекалось максимально возможное количество анализов. Каждая из зон представлена примерно одинаковым числом проб.

Как уже было ранее отмечено, породы из разных зон коры выветривания отличаются как по минеральному, так и по химическому составу. Вследствие этого различны и соответствующие парные коэффициенты корреляции главных окислов — r (табл. 13).

Корреляция Al_2O_3 и SiO_2 в свежих базальтовых порфиритах кайракской свиты характеризуется как значимая, положительная ($r = +0,87$); в гидрослюдянной зоне она незначимая ($r = +0,007$), что указывает

выветривания и некоторых неизмененных породах

$\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$	$\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$	$\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}$	$\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}$	$\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeO}$	$\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}$	$\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$
-0,96 -0,75	-0,54 -0,15	-0,62 +0,13	-0,51 -0,02	-0,12 -0,13	+0,41 -0,22	+0,84 +0,58
+0,71	-0,50	+0,45	+0,15	-0,89	-0,68	+0,15
-0,04	-0,76	+0,17	-0,14	+0,10	+0,01	+0,02
-0,42	+0,54	-0,54	-0,60	-0,88	+0,55	+0,37
-0,70	-0,81	-0,84	-0,79	-0,47	+0,66	+0,45
+0,94	+0,69	—	—	+0,95	—	—

на отсутствие корреляции между компонентами; в каолинитовой зоне корреляция глинозема и кремнезема становится обратной — отрицательной ($r = -0,52$).

Положительная корреляция Al_2O_3 и SiO_2 в свежей породе объясняется преимущественным и параллельным вхождением их в плагиоклазы. Отсутствие корреляции между ними в гидрослюдянной зоне объясняется тем, что, кроме совместного их накопления в глинистых минералах, значительное количество кремнезема приносится извне.

В верхних зонах коры выветривания корреляция глинозема и кремнезема становится отрицательной вследствие накопления слабоподвижного глинозема и интенсивного выноса из нее кремнезема — основной тенденции гумидных кор выветривания.

Подобный характер изменения коэффициентов корреляции наблюдается для пар $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}$. В свежей породе она полу-

жительная, так как все эти компоненты входят преимущественно в плагиоклазы, где и накапливаются параллельно.

В гидрослюдяной зоне отрицательная корреляция между Al_2O_3 и CaO объясняется вхождением первого преимущественно в глинистые минералы, а второго — в карбонаты, причем порода несколько обогащается CaO вследствие инфильтрации. Незначимая корреляция Al_2O_3 с Na_2O в этой зоне обусловлена разложением плагиоклазов и частичным выносом Na_2O из породы. В верхних зонах глинозем накапливается, а кальций и натрий выносятся, вследствие этого коэффициент корреляции между ними и Al_2O_3 становится отрицательным.

Очень важны для характеристики процесса и генетических построений соотношения глинозема с титаном и окисным железом. В исходных породах корреляция между ними незначимая отрицательная, в породах коры выветривания она меняется на обратную. Отсутствие корреляции между указанными компонентами в неизмененной породе объясняется тем, что они связаны с разными минералами: алюминий — преимущественно с плагиоклазом, железо — с темноцветными минералами, а титан частично с рудными или акцессорными, частично с темноцветными (хлоритами). В гидрослюдяной зоне и особенно в каолинитовой и гематит-диаспоровой зонах происходит их параллельное накопление. Все они теряют связь с исходными минералами (выходят из их кристаллической решетки) и вследствие слабой миграционной способности накапливаются, образуя часто собственные минералы.

Показательным для коры выветривания служит изменение корреляции глинозема с окисным железом. Отсутствие корреляции между ними в исходной породе объясняется тем, что они связаны с разными минералами. В профиле выветривания, по мере того как снизу вверх по разрезу происходит накопление Al_2O_3 , количество окисного железа неизменно уменьшается вследствие его окисления и перехода в окисную форму. Эта тенденция к отрицательной корреляции FeO и Fe_2O_3 сохраняется по всему разрезу, но иногда в верхней части затушевывается под влиянием наложенных процессов.

Корреляция содержаний глинозема с MgO и CaO в неизмененных породах противоположна. Положительный коэффициент корреляции Al_2O_3 — CaO ($r = +0,71$) объясняется преимущественным вхождением обоих в состав плагиоклазов. Отрицательная связь Al_2O_3 — MgO ($r = -0,50$) обусловлена вхождением их в состав разных минералов: Al_2O_3 — преимущественно в плагиоклазе, а MgO — в темноцветные минералы.

В породах из верхних зон коры выветривания корреляция CaO и MgO с Al_2O_3 отрицательная (соответственно $-0,96$ и $-0,54$). Кальций и магний, как легкоподвижные элементы, выносятся из коры выветривания, глинозем накапливается.

Аналогичный характер корреляции наблюдается для пар Al_2O_3 — Na_2O , Al_2O_3 — K_2O . В неизмененной породе весь алюминий и натрий входят в плагиоклазы, поэтому между ними устанавливается положительная корреляция. С K_2O глинозем имеет здесь также положительную корреляцию, но уже менее значимую вследствие того, что одна часть K_2O входит

Таблица 14

Коэффициенты порядковой корреляции главных компонентов

Пары компонентов	Средняя Азия		Гвинея
	неизмененные эфузивы основного состава	кора выветривания эфузивов основного состава	
$\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$	+0,87	-0,52	-0,95
$\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ общ.	-	-	-
$\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$	0,21	+0,53	+0,62
$\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}$	-0,07	-0,81	-0,52
$\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$	-0,11	+0,85	+0,50
$\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$	-0,71	-0,96	-0,70
$\text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3$	-	-0,71	-0,62
$\text{SiO}_2 - \text{FeO}$	-	+0,31	-
$\text{SiO}_2 - \text{TiO}_2$	-	-0,48	-
$\text{SiO}_2 - \text{CaO}$	-	+0,48	-
$\text{CaO} - \text{Fe}_2\text{O}_3$ общ.	-	-0,44	-
$\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeO}$	-0,89	-0,12	-
Число проб	35	31	28

П р и м е ч а н и е. Чертой подчеркнуты значимые коэффициенты при 95%-ном уровне значимости.

совместно с Al_2O_3 в состав плагиоклазов, а другая — в серицит. Последний относится к новообразованным, наложенным. Его образование связано с привносом калия.

В гидрослюдянной зоне вследствие интенсивного выноса Na_2O корреляция его со слабоподвижным Al_2O_3 становится отрицательной. В то же время корреляция K_2O с Al_2O_3 в данной зоне положительная, так как калий из гидрослюдянной зоны не выносится. Наблюдается даже некоторое накопление его в связи с тем, что он фиксируется в новообразованных гипергенных слюдяных минералах.

В верхней зоне как натрий, так и калий не задерживались, а интенсивно выносились, вследствие чего корреляция их с трудноподвижным глиноземом становится отрицательной.

В целом почти все перечисленные коэффициенты корреляции для коры выветривания основных пород Средней Азии имеют близкие значения с коэффициентами, рассчитанными для коры выветривания долеритов Гвинеи (табл. 14). Некоторые отклонения, касающиеся в основном окислов железа, установлены для коры выветривания Кундаджуазского месторождения. Незначимая корреляция окисного и закисного железа с глиноземом и между собой объясняется, по-видимому, наложенными процессами — обелением и каолинизацией.

Рассчитанные для коры выветривания коэффициенты корреляции отражают основную тенденцию процесса. Теоретически для пород, близких по составу, они должны быть идентичными, но, несомненно, будут отличаться абсолютными величинами. Изменения знака и вероятности корреляции компонентов, таким образом, будут свидетельствовать о воздействии на породы коры выветривания наложенных процессов.

Достаточно убедительной иллюстрацией сказанному могут служить данные по шамозитизированным породам коры выветривания, известным в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, на территории Кайракского месторождения и в других местах. Шамозитизация пород коры выветривания наблюдается непосредственно в обнажениях: она сопровождается изменением красновато-буровой окраски породы на зеленовато-серую. Реликты первичной структуры при этом хорошо сохраняются.

Сравнивая коэффициенты корреляции шамозитизированных и неизмененных пород коры выветривания, нетрудно заметить их различия. В противоположность последним в измененных породах корреляция между основными окислами — кремнеземом и глиноземом — становится положительной (+0,66). Это объясняется вхождением их преимущественно в один минерал — шамозит. Заслуживает внимания также незначимая корреляция Al_2O_3 и TiO_2 (+0,09). Некоторое уменьшение в инфильтрационно-измененных породах среднего содержания TiO_2 наводит на мысль о вероятности редукции части титана под влиянием кислых восстановительных вод и частичном его выносе из породы. Налицо перераспределение титана, образование сгустков лейкоксена и обособление их от шамозита. Параллельно с этим, вероятно, происходило восстановление окисного железа. Как известно, редукция железа в кислой восстановительной обстановке идет при более низких значениях окислительно-восстановительного потенциала, чем редукция титана, вследствие этого образуется значимая отрицательная корреляция окисного железа с глиноземом.

Таким образом, в инфильтрационно-измененной породе наблюдается нарушение тех корреляционных связей, которые были характерны для коры выветривания.

Данные по поведению элементов-примесей в профилях коры выветривания были получены при изучении конкретных месторождений и рудо-проявлений бокситов, проводившемся с целью выяснения источника бокситового материала и генетической связи бокситов с корой выветривания. Полуколичественным и количественным спектральным анализами был определен набор элементов-примесей в неизмененных породах и в породах верхних зон коры выветривания. Как видно из табл. 15 и 16, содержания элементов-примесей в породах основного и кислого состава в целом близки к кларковым [30]. В базальтовых порфиритах кайракской свиты установлены повышенные содержания Zr (в два раза), Pb (в четыре раза), Zn и P (в два раза). Меньшие концентрации установлены для Cr , Sc , Ni , Co и Cu . В гранитах средние содержания элементов-примесей отличаются от данных А. П. Виноградова не более чем в два раза. Отмечено только пониженное содержание бария (в 8 раз).

При сравнении средних содержаний элементов-примесей в неизмененных породах и породах верхних зон коры выветривания достоверно уста-

Таблица 15

Средние содержания элементов-примесей в эфузивах основного состава и породах коры выветривания, в вес. %

Элемент	Неизмененный базальтовый порфирит	Кора выветривания базальтового порфирита (гематит-каолинитовая порода)	Средние содержания элементов в породах основного состава [30]
Ga	1,25	1,64	1,80
Ge	0,18	0,257	0,15
Nb	2,00	1,00	2,00
Zr	20,00	28,75	10
Cr	10,25	15,357	20
Ni	1,257	2,812	16
Co	1,085	1,537	4,50
Cu	1,714	0,662	10
Pb	3,16	3,83	0,8
Zn	23,57	9,75	13
P	158,33	105,55	70
Sc	0,71	0,75	2,4
Lv	1,8	2,071	1,5
Ba	42,0	23,57	30
P	1,34	2,92	0,05
Y	8,25	-	2

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

Таблица 16

Средние содержания элементов-примесей в гранитах и породах коры выветривания, в вес. %

Элемент	Неизмененный гранит	Порода из каолинитовой коры выветривания	Средние содержания элементов в породах кислого состава [30]
Ga	1,0	1,2	2
Nb	3,0	3,5	2
Zr	10	15	20
Cr	1,0	1,0	2,5
Ni	1	1	0,8
Cu	2,0	1,7	2
Pb	3,0	1,0	2
Zn	5,0	5,0	6
Sc	0,5	0,5	0,3
Ba	10	5,5	83
Y	5,0	5,5	3,4

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

навливается некоторое накопление в последних элементов-гидролизатов (Ga, Ge, Nb, Zr, Cr). Если учесть, что при выветривании происходит пропорциональное изменение объемных весов пород, накопление большей части указанных элементов можно считать пассивным, без дополнительного привноса. Это хорошо увязывается с их слабой миграционной способностью. Наблюдается также накопление в коре выветривания сидерофильных элементов — Cr, Ni и Co.

Хорошо согласуется с геохимическими свойствами поведение в профиле выветривания халькофильных элементов — Cu, Zn и Pb. Медь и цинк, как наиболее подвижные в зоне окисления среди халькофильных элементов, выносятся из верхних зон коры выветривания, а свинец, образующий в начальной стадии разложения труднодиссоциируемые соединения, в верхних зонах коры относительно накапливается. Аналогично Zn и Cu ведет себя Ba, который также выносится из верхних зон коры выветривания.

Все сказанное выше относится в основном к профилю выветривания эфузивов основного состава. В коре выветривания пород кислого состава наблюдаются некоторые отклонения, объясняемые, по-видимому, небольшим количеством анализов.

На ЭВМ «Сетунь» были рассчитаны средние арифметические содержания основных элементов-примесей и некоторые математические константы, позволяющие определить закон их распределения в породе.

В исходных породах нормальный или близкий к нормальному закон распределения установлен для Ga и Nb; по логнормальному закону распределены Ti, Ni, P и Sc; неясен закон распределения Y, Co, Cr, Sr. Объяснением закона распределения Ti, Ni, P и Sc служит тот факт, что в породах коры выветривания происходит накопление собственных минералов титана (рутиновых лейкоксенов) и фосфора (апатит?), а никель и скандий, ввиду незначительных концентраций, индивидуализированных минералов здесь не образуют. Они, по-видимому, входят преимущественно в состав какого-то одного минерала.

Дальнейшее изучение геохимии этих элементов требует углубленного изучения состава отдельных минералов.

ВЫВОДЫ

1. Все главные пордообразующие элементы в профиле выветривания в той или иной степени подвижны.

2. В соответствии со значениями коэффициентов устойчивости основные пордообразующие элементы распределились по группам следующим образом:

- а) легкоподвижные — Na, K, Ca, Mg, Si;
- б) подвижные — Fe^{2+} , Mn^{2+} ;
- в) малоподвижные — Fe^{3+} ;
- г) устойчивые — Al, Ti.

3. В тех случаях, когда коэффициенты устойчивости элементов превышают единицу (Al, Ti), наряду с пассивным накоплением, видимо,

происходит дополнительное поступление материала извне, главным образом за счет верхних частей разреза коры выветривания, впоследствии уничтоженных эрозией.

4. Из гидрослюдяной зоны, где местами наблюдается некоторое уменьшение содержания Al, он выносится в несколько меньшем количестве, чем кремний.

5. Изменение значений коэффициентов корреляции в коре выветривания происходит в результате воздействия наложенных процессов и, вероятно, различной интенсивности выноса разных элементов.

6. Средние содержания элементов-примесей в эфузивах основного состава и гранитах близки к кларковым (исключение составляет иттрий, отличающийся повышенными содержаниями).

7. В верхних горизонтах коры выветривания, кроме Al и Ti, накапливаются и другие элементы-гидролизаты — Ga, Ge, Nb, Zr, Cr, а также сидерофильные — Ni и Co. Среди халькофильных Cu и Zn выносятся, Pb — накапливается.

УСЛОВИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ПРОФИЛЯХ ВЫВЕТРИВАНИЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ

В предыдущем разделе, при описании минералого-петрографического состава пород коры выветривания, было отмечено, что наложенные процессы не затушевали характерные для коры выветривания черты строения и состава.

В то же время легко заметить, что почти все разрезы триас-юрских кор выветривания (не считая коры выветривания на дунитах) имеют большую мощность и характеризуются более сложной зональностью, чем олигоцен-четвертичные. Аналогичные по составу глинистые зоны в них всегда более мощные. Однозональные профили здесь не встречены.

Напомним, что, несмотря на разный состав исходных пород, во всех наиболее полных разрезах коры выветривания данного района наблюдаются три основные зоны (снизу вверх): 1) дезинтеграции; 2) полиминеральных глин (гидрослюдяная с гипергенными кварцем и карбонатом); 3) каолинитовая. Кроме того, в единичных случаях (на породах основного состава) встречена зона свободных окислов.

ЗОНА ДЕЗИНТЕГРАЦИИ

Зона дезинтеграции наиболее отчетливо наблюдается на поверхности в разрезах коры выветривания крупнокристаллических пород — гранитов и диоритов. Здесь она представлена типичными дресвянниками, которыми обычно покрыты выходы гранитных интрузивов. Слабо раскристаллизованные, мелкокристаллические породы в зоне дезинтеграции более трещиноваты, слегка ожелезнены или обожрены вдоль трещин. Иногда в них встречаются гипергенные глинистые минералы. В целом по мине-

ральному и химическому составам породы этой зоны ничем не отличаются от исходных.

Без сомнения, механизм образования зоны дезинтеграции и дресвянников, о которых говорилось выше, должен быть различен, так как трудно представить, чтобы на глубине 30—50 м под глинистыми породами верхних зон, где преобладает химическое разложение пород, могла образоваться зона преимущественно физического разложения пород. По мнению А. Г. Черняховского [160], стадия дезинтеграции вследствие незначительных температурных колебаний на глубине должна выпадать. Подобные соображения неоднократно высказывались и ранее [174]. Таким образом, механизм ее образования не отождествляется с образованием поверхностной зоны физического выветривания. Не случайно, в закрытых районах, где разрезы коры выветривания вскрываются буровыми скважинами, зона дезинтеграции выделяется условно. В тех случаях, когда древние коры выветривания вновь выводятся на дневную поверхность, образование зоны дезинтеграции обязано, по-видимому, современному физическому выветриванию. И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова [37] отмечали, что в древних корах выветривания дезинтегрирование в большинстве случаев более поздний процесс, связанный с вымыванием глинистых частиц из слаборазложенных пород в результате суффозии.

Вследствие этого мы выделяем зону дезинтеграции условно и рассматриваем ее как зону начального разложения.

ЗОНА ПОЛИМИНЕРАЛЬНЫХ ГЛИН

На породах кислого состава эта зона преимущественно гидрослюдяная, на породах среднего и основного состава — гидрослюдяно-гидрохлоритовая, местами с гипергенными кварцем и карбонатами.

Анализируя данные химического состава пород этой зоны и диаграммы баланса вещества, можно уверенно констатировать лишь уменьшение содержаний Na_2O . В средней части зоны местами отмечается некоторое уменьшение содержания Al_2O_3 . В корах выветривания пород основного состава здесь наблюдается заметное увеличение содержаний CaO , MgO и K_2O , а параллельно с ними — CO_2 и SiO_2 . Как правило, содержание закисного железа здесь несколько уменьшается, а окисного — возрастает. Наконец, снизу вверх по зоне количество воды, как свободной, так и связанный, постепенно увеличивается. Возрастание содержаний кристаллизационной (связанной) воды указывает на интенсивный процесс гидратации, протекающий в этой зоне. Он зафиксирован в образовании водных форм минералов — гидрослюд и гидрохлоритов, гидрохлорит-вермикулитов и гидробиотита-вермикулита. Здесь наблюдается постепенное замещение первичных минералов новообразованными — сначала по трещинкам до полных псевдоморфоз. Местами первичные минералы замещены неглинистыми минералами — гипергенным кварцем и карбонатами, которые образуют вокруг первичных или тонкие каемки, или полные псевдоморфозы. Таким образом здесь происходило полное разложение первичных минералов в процессе гидролиза и образование на их месте новых, имею-

щих совершенно иной состав и кристаллическую структуру. Ж. Милло [100], изучая механизм выветривания полевых шпатов, обратил внимание на то, что в зональных плагиоклазах слюдяным минералом замещаются лишь зоны кальциевого плагиоклаза, в то время как богатые альбитом зоны остаются свежими. Как правило, с новообразованным минералом ассоциирует кальцит, указывающий на наличие в растворах кальция и углекислоты. В связи с этим было высказано предположение, что присутствие кальция в решетке плагиоклазов способствует образованию кристаллической решетки слюдяного типа.

Кроме хорошо окристаллизованных гидрослюд и гидрохлоритов, в разрезах коры выветривания основных эфузивов имеются метаколлоидные гидрослюды, образовавшиеся в результате выпадения из обогащенных соответствующими компонентами коллоидных растворов. Они образуют гнезда и прожилки, заполненные слабораскристаллизованными агрегатами, в которых чередуются полосы гипергенных гидрослюд, карбонатов и кварца.

Известно, что низкотемпературный синтез гидрослюд (иллитов) до настоящего времени опытным путем провести не удалось. Предполагается, что условия их формирования близки к тем, при которых С. Энен и О. Робише [186] синтезировали монтмориллонит. Основным моментом в образовании гидрослюд служит высаживание кремнезема из разбавленных истинных растворов на слоях гидроокислов [181]. Согласно опытам Педро [194], для образования 3-слойных минералов (типа монтмориллонита) необходима среда, богатая катионами (K , Ca , Mg и др.) и кремнеземом. Вероятно, основная масса кремнезема и глинозема, перешедших в раствор при разложении первичных минералов (при их гидролизе), в присутствии этих катионов комбинируются вновь, образуя глинистые минералы, которые в гипергенной обстановке отвечают закону плотнейшей упаковки.

Как указывалось выше, гидрослюды ассоциируют с карбонатами (кальцитом и магнезитом) и гипергенным кварцем. Местами в отдельных гнездах наблюдается чередование полос гипергенного кварца, гидрослюд и карбонатов. И. И. Гинзбург и др. [37] отмечали, что образование карбонатов в коре выветривания происходит в один из начальных этапов ее формирования в результате взаимодействия выщелоченных оснований с углекислотой просачивающихся вод. Обычно они встречаются в нижних частях разреза, где слагают так называемые корни коры выветривания. Механизм образования минералов кремнезема в ассоциации с карбонатами и гидрослюдами детально освещен в работе И. И. Гинзбурга и И. А. Рукавишниковой [37], предположивших одновременное их осаждение с последующим разделением под действием CO_2 . Эти выводы подтверждены экспериментальными работами И. И. Феофановой и др. В опытах последней при воздействии силиката Na на $CaCO_3$ в присутствии CO_2 наблюдалось выпадение углекислого и кремнекислого Ca , который в присутствии CO_2 гидролизовался на бикарбонат Ca и гель глинозема.

Согласно опытам Т. Мура и А. Мейнарда [192], действие бикарбонатов Ca и Mg почти не оказывается на слабых растворах SiO_2 , но в более

концентрированных вызывает значительное его осаждение. Более поздние эксперименты Б. Сиффера [196] подтвердили выпадение кремнезема при высоких концентрациях Mg и Ca.

Следовательно, можно заключить, что для образования гипергенных глинистых минералов, кварца и карбонатов необходимы высокие концентрации катионов. Их накопление возможно в застойной обстановке.

Таким образом, в этой зоне наблюдается два типа процессов: с одной стороны, разложение (гидролиз) каркасных минералов (плагиоклазов и темноцветных минералов) с выносом щелочных- и щелочноземельных элементов, с другой — синтез новых фаз в результате взаимодействия алюминия и кремния, которые образуют более устойчивые в гипергенной обстановке глинистые минералы — гидрослюды, гидрохлориты и т. п.

КАОЛИНИТОВАЯ ЗОНА

В наиболее полных разрезах в этой зоне, кроме каолинита, имеются свободные окислы — гематит (до 15—20%) и некоторое количество бемита или диаспора (до 10—12%). В нижней части зоны в незначительном количестве присутствуют гидрослюды и гидрохлорит-вермикулит. На породах кислого состава коры выветривания венчаются гидрослюдяно-каолинитовыми продуктами.

Судя по химическому составу, породы этой зоны резко обедняются щелочными, щелочноземельными элементами и кремнеземом. Увеличивается содержание полуторных окислов — Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 . Количество кристаллизационной воды по сравнению с ее содержанием в нижележащей породе также возрастает.

Наблюдаемые здесь псевдоморфозы каолинита по плагиоклазам и темноцветным минералам нельзя считать стадийными условно, так как при этом не наследуется ни состав, ни структурный мотив исходного минерала. Известно, что образование каолинита требует кардинальной перестройки кристаллической решетки как слюдяных, так и каркасных минералов. В последних алюминий преимущественно в четверной координации, а для образования каолинита необходимо, чтобы он был в шестерной координации. М. С. Гастюш и С. де Кимп [184] синтезировали каолинит из кислого раствора с pH 4,5—5,0, в котором алюминий был стабилизирован в шестерной координации путем медленного прибавления кремнезема. Б. Сифферт и Р. Вею [196] удалось синтезировать каолинит из разбавленных растворов. Таким образом, согласно экспериментальным данным, для образования каолинита необходимы кислая среда и наличие алюминия в шестерной координации.

Все сказанное выше позволяет полагать, что формирование каолинитовой зоны происходило выше уровня грунтовых вод, в зоне аэрации, при интенсивном водообмене.

Псевдоморфный тонкочешуйчатый каолинит можно уверенно относить к минералам коры выветривания. Метаколлоидный каолинит, возможно, более поздний по времени образования, вторичный.

ЗОНА СВОБОДНЫХ ОКИСЛОВ

Зона полуторных окислов сложена в основном диаспором и гематитом с примесью бемита и каолинита. По нашему мнению, полуторные окислы образовались за счет разрушения каолинита. Несмотря на то что каолинит достаточно устойчивый минерал [39], разложение его с образованием полуторных окислов вполне возможно. Это доказали эксперименты Ж. Педро [118], которому удалось в лабораторных условиях разрушить каолинит, действуя на последний теплой дистиллированной водой. Одним из продуктов опыта был бемит.

Согласно данным Р. М. Гаррелса и Ч. Д. Крайста [34], изучавшим соотношение между каолинитом и гиббситом с термодинамических позиций, при активности растворенного кремнезема ниже 1 мг/л каолинит будет растворяться, а гиббсит — накапливаться. Последний может сопровождаться другими формами гидроокиси алюминия — бемитом и диаспором. По мнению тех же авторов, диаспор в присутствии чистой воды гидратируется до гиббсита и, наоборот, образуется в периоды обезвоживания.

В природных условиях замещение каолинита гиббситом наблюдалось многими исследователями. Замещение червеобразного кристалла каолинита гиббситом наблюдал В. В. Жуков в бокситах Аркалыкского месторождения. На тонкий механизм этого процесса проливают свет исследования В. С. Знаменского и Н. Д. Самотоинна [57], которые при изучении каолинитов обнаружили на них эпитаксические нарастания новообразованного гиббсита. Этот эксперимент однозначно свидетельствует о возникновении новой фазы из раствора.

Несмотря на диаспоровый состав верхней зоны коры выветривания, общее сходство их с латеритными корами выветривания других районов несомненно. Вследствие этого можно предполагать, что формирование зоны свободных окислов также происходило в результате интенсивного промывания породы кислыми атмосферными водами. Переход гиббсита в диаспор, по-видимому, обусловлен воздействием более поздних глубинных процессов (катагенезом и динамометаморфизмом), с которыми связаны уплотнение и аргиллитизация пород коры выветривания.

Профиль коры выветривания на базальтовых порфириях по характеру зональности и минеральному составу зон близок к классическому латеритному профилю, описанному К. С. Фоксом на территории Индии [183]. Он идентичен также и разрезу коры выветривания вьетнамского типа [91], для которого характерно постепенное изменение исходной породы с образованием зоны промежуточных глинистых продуктов.

Минеральный состав изученных кор выветривания имеет ряд специфических особенностей по сравнению с аналогичными одновозрастными корами выветривания других платформенных областей, где они не перекрыты мощным чехлом осадков и не претерпели воздействия динамических нагрузок.

1. В верхних зонах коры выветривания эфузивов основного состава минералы глинозема представлены маловодной формой — диаспором с примесью безводной — корунда.

2. Минералы железа представлены только безводными формами — гематитом и иногда магнетитом.

3. Минералы кремнезема, как показало изучение их оптических свойств и рентгеноструктурный анализ, представлены низкотемпературным кварцем с характерной для него сильной линией с $d = 3,34 \text{ \AA}$. Встречающиеся в корах выветривания других районов опал и халцедон здесь, по-видимому, трансформировались в кварц.

4. В зоне полиминеральных глин наряду с бесцветной псевдоморфной гидрослюдой встречается зеленый слюдяной минерал модификации 1М (типа селадонита). Последний также не типичен для кор выветривания.

5. Ни в одном из разрезов коры выветривания не встречен монтмориллонит — один из наиболее часто встречающихся минералов коры выветривания основных пород.

Таким образом, перечисленные выше минералы образуют ассоциацию, возникшую, по-видимому, в условиях несколько повышенных температур и давления.

Такое предположение в отношении образования диаспора, высказанное Ж. Лаппарам [189], получило подтверждение в эксперименте Эрвина и Осборна [182]. В то же время, по данным ряда исследователей, диаспор нельзя рассматривать только как высокотемпературную фазу, поскольку имеются находки диаспора (и корунда) в бокситах и латеритах, заведомо не испытывавших воздействия высоких температур и давлений.

Вероятно, частичное образование диаспора (и корунда) в профиле выветривания вполне возможно, но образование чисто диаспоровых латеритных бокситов едва ли вероятно. Обратим внимание хотя бы на тот факт, что диаспоровые бокситы известны преимущественно в палеозойских отложениях или в мезозойских, расположенных в пределах тектонически активных участков земной коры (Турция, Греция и др.). С другой стороны, имеются примеры палеозойских латеритов, сложенных в основном гиббситом (КМА). Они, как известно, расположены в тектонически спокойных участках суши. Вероятно, в условиях повышенных давления и температур неустойчивый гиббсит растворялся, а более устойчивый диаспор кристаллизовался, образуя крупные кристаллы.

Аналогичные соображения можно высказать и в отношении преобладания в профиле выветривания гематита. Случаи образования его на поверхности и в кирасе широко известны, но, как правило, в нижней части разреза коры выветривания преобладает гетит. В нашем же случае гематит — единственный гипергенный минерал железа во всей коре выветривания. Поэтому можно также предполагать его образование за счет гетита при повышении температуры или давления.

Преобладание кварца среди минералов кремнезема объясняется тем, что при повышенных давлениях и температуре опал и халцедон неустойчивы и переходят в кварц.

Согласно А. Г. Коссовской, В. Д. Шутову, В. А. Дрицу [79], А. Г. Коссовской [80], в условиях несколько повышенных температур и давлений за счет монтмориллонита могут образовываться диоктаэдрические гидрослюды. Вероятно, этим можно объяснить отсутствие монт-

морицонита в разрезах коры выветривания и появление магнийсодержащих диоктаэдрических гидрослюд, образующих отчетливые лентовидные сростки кристаллов.

Как уже было ранее отмечено, в некоторых участках можно предполагать образование каолинита за счет галлуазита. Каолинит здесь не образует характерных вермикулообразных сростков, а встречается в виде тонкочешуйчатых агрегатов.

При электронно-микроскопическом изучении также не наблюдаются присущие каолиниту формы. Неправильные чешуйчатые выделения могут быть разрушенными кристаллами каолинита в результате повышения давлений. Разрушение кристаллов каолинита наблюдали Г. Г. Ильинская, Р. С. Знангиров [60], проводившие эксперименты над глинистыми частицами при разных давлениях.

Таким образом, своеобразие минерального состава изученных кор выветривания, по-видимому, обусловлено влиянием наложенных глубинных процессов — динамометаморфизма и катагенеза. Согласно классификации А. Г. Коссовской [79, 80], указанная выше минеральная ассоциация соответствует зоне глубинного эпигенеза.

ХАРАКТЕР РАСПРОСТРАНЕНИЯ, ВОЗРАСТ И ТИПЫ БОКСИТОВ

В течение 1964—1970 гг. автором на юге Средней Азии было изучено несколько десятков рудопроявлений бокситов, связанных с нижнемезозойской пестроцветной толщей¹. Она перекрыта мощным чехлом мезокайнозойских отложений и в современной тектонической структуре обнажается в ядрах эродированных антиклиналей в виде прерывистой цепочки по контакту палеозоя и мезозоя. Первоначальный характер ее распространения можно реконструировать только с помощью палеогеографических построений.

Согласно данным фациально-палеогеографических исследований [5, 150], области аккумуляции бокситоносных отложений вырисовываются в виде долин меридионального направления. Бокситы связаны со следующими фациями: а) пролювия, б) русел, в) пойм, г) озер и болот. Необходимо отметить, что в плане ни одна из залежей не оконтурена. Поэтому все выделенные типы бокситоносных фаций требуют подтверждения.

В. И. Троицкий [150] объясняет спорадичность распространения бокситоносных осадков характером древнего рельефа. По его наблюдениям, в палеодолинах, по мере приближения к их бортам, мощность бокситоносных отложений уменьшается. Интенсивного размыва бокситоносной толщи, по его мнению, в раннеюрское время не происходило, поскольку существуют постепенные переходы некоторых бокситоносных залежей в нижне- и среднеюрские отложения.

¹ По данным Н. П. Гомолицкого [49], бокситоносная толща имеет раннеюрский возраст.

Согласно нашим данным, плохая сохранность бокситов (и, следовательно, их спорадическое распространение) обусловлена последующей эрозией и вторичной деградацией. Вероятно, вследствие размыва не сохранились покровы латеритных бокситов, которые, как известно, тяготеют к возвышенным и платообразным участкам. В пределах контуров платообразной равнинны, выделенной на палеогеографических картах позднетриасовой эпохи [5, 150] и др., в настоящее время фиксируются лишь неполные разрезы коры выветривания. Большой же частью кора выветривания здесь отсутствует, и грубобломочная нижнеюрская толща с размывом залегает на неизмененных палеозойских породах.

Осадочные бокситоносные отложения, наблюдаемые в обнажениях и подсеченных некоторыми буровыми скважинами, расположены в понижениях древнего рельефа, представлявших собой, скорее всего, заболоченные долины небольших равнинных рек. Они имеют субширотную ориентировку и, по-видимому, являлись притоками более крупных рек меридионального направления.

Для наиболее крупных рудопроявлений осадочных бокситов характерно наличие между бокситоносной и грубобломочной нижнеюрской толщей пачки относительно более тонкозернистых пород — алевролитов, аргиллитов, углей и т. п.

Как правило, устанавливается пространственная и генетическая связь бокситов с корой выветривания. В то же время, как будет показано ниже, латеритные бокситы имеют крайне ограниченное распространение и несут следы интенсивного вторичного преобразования. Преобладание осадочных бокситов указывает на сильную нивелировку местности. Образование бокситоносной толщи предшествует накоплению угленосной формации, связанной с аллювиальными, озерными и озерно-болотными фациями.

Относительно возраста бокситоносных отложений юго-западного Гиссара высказываются различные точки зрения. П. А. Шехтман [171], Л. П. Коннов [73] и С. А. Захаров [56] считают, что формирование бокситов на всей территории происходило одновременно. Первые два автора датируют их верхним триасом, С. А. Захаров — нижним. Другая группа исследователей — Е. П. Брунс [22], Т. А. Сикстель [136], Е. С. Балагурова и др. [5], В. И. Троицкий [150] — считает бокситы разновозрастными. Авторы полагают, что формирование бокситов проходило не только в позднетриасовую, но и в раннеюрскую эпоху. С течением времени накопление бокситов перемещалось с юга на север, по направлению к осевой части Гиссарского поднятия, существовавшего на протяжении всего юрского периода. Периферические части его были эродированы раньше (соответственно здесь раньше сформировались коры выветривания и бокситы), чем в северной части территории, примыкающей к Гиссарскому батолиту.

Подтверждением сказанному выше могут служить следующие данные.

На площади рудопроявлений Янгоклык, Кундаджуаз, Гулноб, Уаринский мост и других наблюдается постепенный переход бокситоносных отложений в нижне- или среднеюрские песчано-углистые осадки. В структурах Сурхан-Тая, Мечетли и Яккабагских горах бокситопроявления,

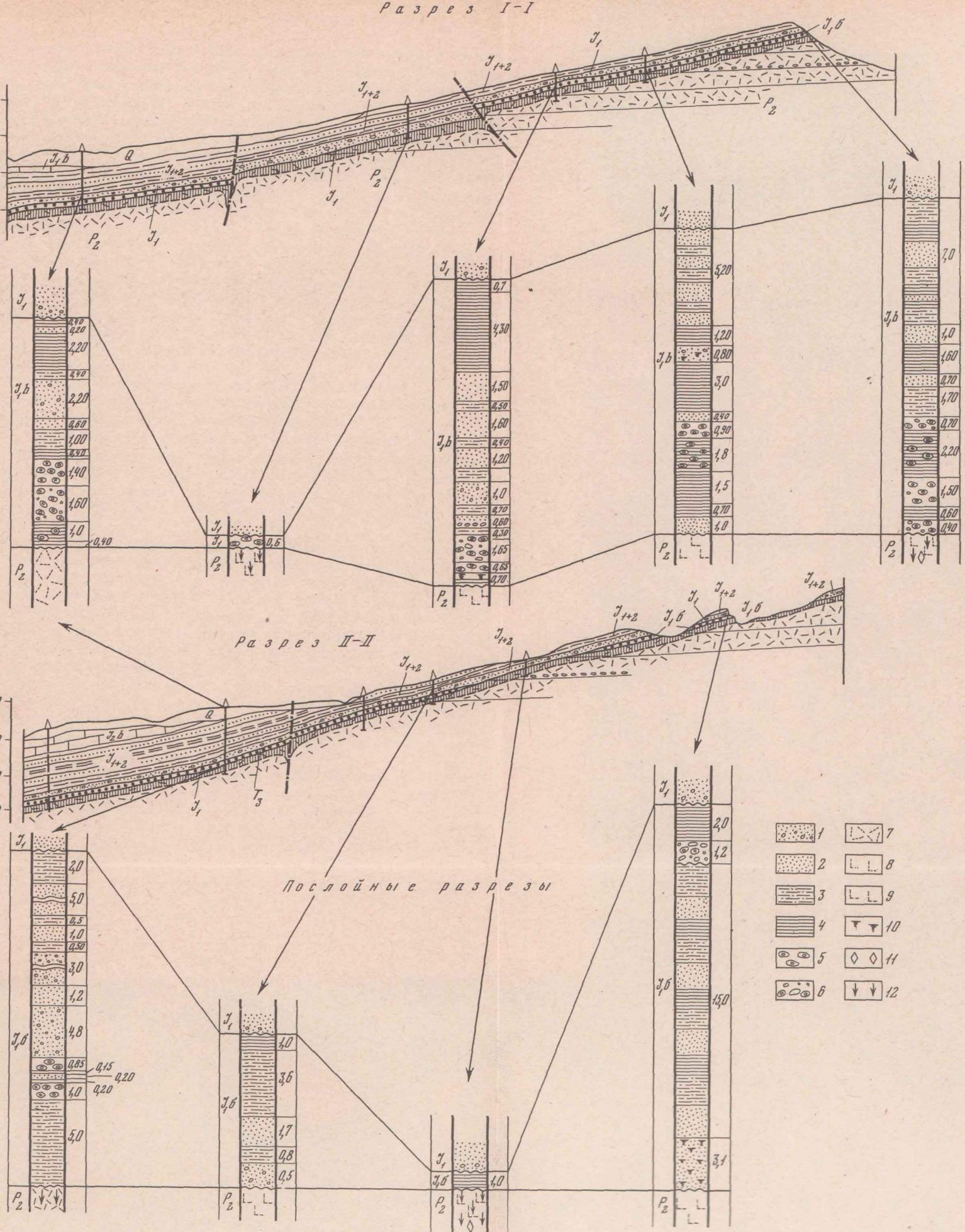


Рис. 16. Геологические и послойные разрезы Кайракского месторождения

1 — гравийные песчаники; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — боксит бобово-солитовый — аллювиальный (старичный); 6 — боксит обломочный-аллювиальный (пойменный); 7 — каолинизированный туф базальтовых порфиритов; 8 — гематит-диаспоро-

ваяя порода (зона свободных окислов коры выветривания на базальтовых порфиритах); 9 — каолинизированные базальтовые порфириты; 10 — углистый дегрит в осадочных породах; 11 — вторично кальцитизированные участки породы; 12 — вторично измененные породы коры выветривания.

Условные обозначения к геологическим разрезам см. на рис. 15.

расположенные севернее ранее описанных, имеют, по-видимому, более молодой возраст.

Собственно бокситоносная толща в большинстве случаев флористически не охарактеризована. В породах, согласно залегающих на бокситах, в ряде мест, вблизи от контакта (первые метры), были обнаружены находки юрской флоры. На территории Гулиобского и Кундаджуазского рудопроявлений в перекрывающих отложениях Т. А. Сикстель были встречены отпечатки *Marattiopsis Muensteri*, указывающие на принадлежность отложений к лейасу. Несколько позднее Н. П. Гомолицким (устное сообщение) и Т. А. Сикстель здесь были встречены даже среднеюрские формы. Аналогичные отпечатки флоры были установлены в угленосных отложениях, перекрывающих бокситоносную толщу Янгоклынского рудопроявления.

В. И. Троицкий [150] выделяет две возрастные группы бокситов, сформировавшиеся последовательно в два этапа. Первая — норийско-рэтская связана с пролювиальными образованиями; вторая — рэт-лейасовая — с озерно-болотными осадками, расположенными в периферических частях конусов выноса пролювия и в прибрежных участках речных долин. По мнению Н. П. Гомолицкого и И. А. Добрускиной [50], до последнего времени возраст бокситоносной толщи на территории Средней Азии определялся неправильно.

В большинстве местонахождений флора лейаса считалась верхнетриасовой. Эта ошибка объясняется тем, что эталоном для определения служила устаревшая шкала с европейской флорой.

В настоящее время единственный палеоботанически доказанный пункт триасового осадконакопления — Мадыген. Все другие бокситоносные отложения более молодые. Однако все это не исключает возможности образования бокситоносных кор выветривания и осадочных бокситов (продуктов ближнего переотложения) в более раннее — позднетриасовое время.

Наши наблюдения подтверждают разновозрастность осадочных бокситов. Некоторые месторождения несомненно раннеюрские (Кайрак, Санджар и др.). На других месторождениях наблюдаются постепенные переходы бокситоносной толщи во флористически доказанную среднеюрскую толщу (Янгоклык, Кундаджуаз, Уаринский мост и др.). На Хаузском рудопроявлении (юг хр. Сурхантау) линза бокситовых пород с бобово-оолитово-обломочной структурой встречена внутри пласта угля, имеющего определенно среднеюрский возраст.

Изучение минерального состава, текстур и структур бокситов и бокситовых пород, условий их залегания в палеорельефе, изучение их связи с древними корами выветривания — все это позволило выделить на территории юга Средней Азии две генетические группы бокситов — остаточную (латеритную) и осадочную.

Остаточные бокситы зафиксированы в разрезе коры выветривания базальтовых порфиритов на территории Кайракского месторождения и в северной части Кундаджуазского рудопроявления.

Осадочные бокситы широко распространены и представлены несколькими типами: 1) склоновыми (делювиальными); 2) долинными (делю-

виально-аллювиальными, пойменными); 3) карстовыми (неглубокий карст).

Прослон маломощных углей почти повсеместно встречается внутри бокситоносной толщи. Бокситы часто обогащены дetrитом, имеют в составе шамозит, сидерит и сульфиды, что указывает на накопление их в ряде пунктов в восстановительной геохимической обстановке.

Почти все известные месторождения и рудопроявления бокситов юга Средней Азии характеризуются полигенностью: в каждом из них имеются залежи разных генетических типов. Поэтому мы считаем целесообразным провести полное описание отдельных месторождений и рудопроявлений, а не отдельных его залежей.

В данной главе приведены описания наиболее крупных бокситопроявлений, иллюстрирующих основные генетические типы и разновидности бокситов и бокситовых пород.

ОСАДОЧНОЕ ПОЛИГЕННОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ БОКСИТОВ КАЙРАК

Кайракское месторождение находится в Ширабадском районе Сурхан-Дарьинской области Узбекской ССР. Месторождение открыто в 1940 г. Л. П. Конновым и Я. К. Писарчик. В 1941 г. оно разведывалось Л. П. Конновым, в 1948 г. — Н. А. Утикеевым, затем в 1969 г. — И. В. Кондаковым, а в 1970—1972 гг. — А. Г. Лузановским [95].

В разное время изучением возраста и литологии бокситоносной толщи, минералогии и вещественного состава бокситов занимались М. Ф. Викулова [28], С. К. Гинн [45, 46], Е. С. Балагурова, Е. П. Кочнев, В. И. Троицкий [5] и др.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение расположено в юго-западной части периклинального замыкания крупной брахиантклинальной складки Байсан-Тау. Мезозойские отложения здесь полого падают к западу, северо-западу под углами 10—20° (рис. 15, 16 см. вкл.). Бокситоносная толща приурочена к основанию нижнемезозойской терригенной формации и соответствует объему санджарской свиты [124]. По данным Н. П. Гомолицкого и И. А. Добрускиной [50], возраст толщи скорее всего раннеюрский.

Выходы бокситового горизонта на дневную поверхность наблюдаются в верховьях Кайрак-сая, где непосредственно в обнажении прослежено две залежи — Юго-Западная и Северо-Восточная, разделенные глубоким эрозионным врезом раннеюрской долины, шириной около 350—400 м. Выходы бокситоносной толщи встречены по правому борту Горбулак-сая. Бокситоносная толща подсечена также редкой сетью буровых скважин.

Выводы о характере древнего рельефа, закономерностях строения кор выветривания и бокситоносной толщи были сделаны главным образом на основании изучения естественных обнажений в верховьях Кайрак-сая и Горбулак-сая.

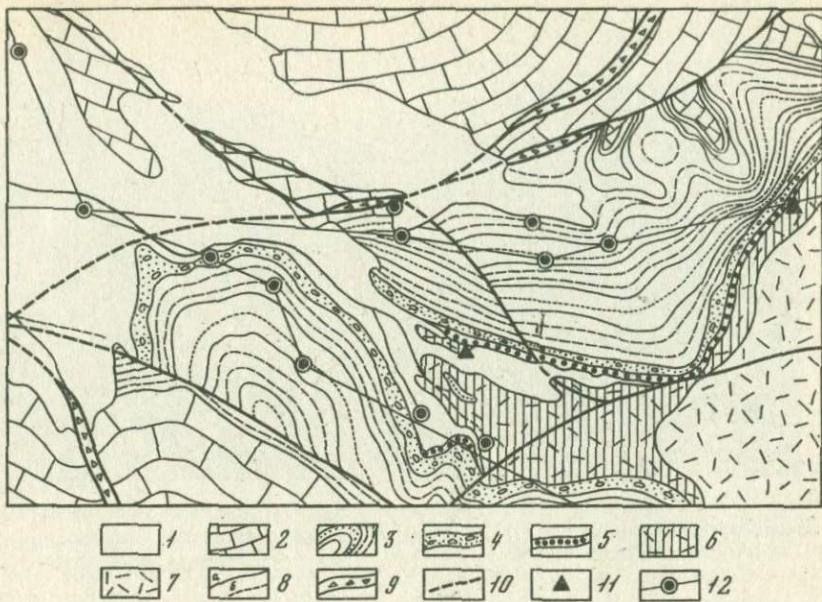


Рис. 15. Схематическая геологическая карта Кайракского месторождения бокситов (с использованием материалов А. Г. Лузановского)

1 — четвертичные отложения; 2—5 — юрские отложения: 2 — известняки (I₂б); 3 — аргиллиты, алевролиты, песчаники, угли (I₁—2); 4 — гравийные песчаники (I₁), 5 — бокситоносная пачка (санджарская свита I₁б); 6 — триас-юрская кора выветривания; 7 — базальтовые порфириты и их туфы (P₂); 8 — геологические границы: а — между осадочными породами, б — нижняя граница коры выветривания; 9 — приразломная брекчия; 10 — разломы; 11 — места выходов верхней зоны коры выветривания со свободными окислами Al; 12 — линии разрезов и буровые скважины

На территории Кайракского месторождения встречены бокситы двух генетических групп: остаточные — в профиле выветривания и осадочные — в нижней, собственно бокситовой пачке лейасовой толщи.

Основные сведения о бокситах приводятся ниже при рассмотрении генетических типов отложений.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ОСТАТОЧНЫХ (ЛАТЕРИТНЫХ) БОКСИТОВ НА ПЛОЩАДИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Кора выветривания в районе Кайракского месторождения развита на эфузивах кайракской свиты условно пермского возраста. Она сплошным покровом прослеживается по всему месторождению. Местами ее поверхность откопана из-под мезозойских отложений (рис. 17). Здесь, в понижении древнего рельефа, она лучше сохранилась от размыва. На флангах, за пределами месторождения, где отсутствуют верхнетриасовые отложения и где интенсивнее проявилась раннеюрская эрозия, сохранились лишь ее корни, и чаще всего грубообломочные аллювиальные отложения нижней юры залегают на свежих палеозойских породах.



Рис. 17. Южный фланг месторождения Кайрак с фрагментом триас-юрской поверхности выравнивания (П), откопанной из-под нижнеюрских отложений
I₁₋₂ — угленосная толща; I₁ — бокситоносная пачка, к. в. — триас-юрская кора выветривания

Как было ранее показано, кора выветривания имеет зональное строение. Наиболее полный разрез с сохранившейся верхней зоной (с минералами свободного глинозема) отмечен около северного окончания Юго-Западной залежи. Здесь на фоне общей впадины отмечено некоторое повышение рельефа (на 5—7 м).

Зональность изученных разрезов коры выветривания аналогична зональности более молодых (плейстоцен-четвертичных) латеритных кор выветривания вьетнамского типа [91]. Это позволяет считать, что все известные здесь выходы коры выветривания — реликты латеритной коры выветривания полного профиля.

Остаточные латеритные бокситы на территории Кайракского месторождения встречены нами впервые в 1968 г. Ранее они никем здесь не отмечались. Известно два выхода латеритных бокситов — на северном фланге Юго-Западной залежи и по Горбулак-саю. Латеритные бокситы вследствие размыва и изменения под действием наложенных процессов встречаются в настоящее время в виде отдельных, изолированных друг от друга блоков, гнезд и пятен, размером до 1,5 м в поперечнике, разделенных вертикальными полосами и прожилками шамозитизированных и кальцитизированных пород, также сохранивших отчетливую порфировую структуру. Зона вторичной шамозитизации захватывает не только латеритный боксит, но и спускается в виде «языка» в гематит-каолинитовую зону. Предполагаемая первичная мощность зоны латеритных бокситов 1—3 м.

Латеритный (остаточный) боксит, как было ранее показано, представляет собой очень пористую, но достаточно крепкую и не размокающую в воде породу с отчетливыми реликтами порфировой структуры (см. рис. 8).

КРАТКАЯ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНОЙ БОКСИТОНОСНОЙ ТОЛЩИ

Хорошая обнаженность позволяет непосредственно на местности определить, что бокситоносная толща выполняет впадину древнего рельефа на поверхности палеозойского фундамента и, в свою очередь, расчленяется долинами, заполненными нижнеюрскими аллювиальными отложениями — конгломератами, песчаниками, алевролитами, углями и т. п.

Домезозойский рельеф представляет собой полого-увалистую равнину с двумя широкими впадинами, выполненными бокситоносными отложениями. Относительные превышения древнего рельефа 15—20 м.

Бокситоносная толща характеризуется пестротой состава и различными фациальными типами осадков общей мощностью около 30—40 м.

В подошве толщи залегают красноцветные обломочные слабосортированные породы, вытягивающиеся в виде линз протяженностью до 100 м и мощностью до 1—3 м. Они приурочены к склонам небольших палеоподнятий в пределах общей крупной впадины. По геоморфологическому положению и литологическим особенностям этот тип отложений ближе всего к делювиальному, с которым связан делювиальный тип бокситов. Последние имеют красновато-бурую окраску и бобово-(оолито)-обломочную структуру. Границы залежей почти всегда неровные и постепенные. Наличие в бокситах данного типа обломков пород коры выветривания указывает на их тесную генетическую связь.

Делювиальные отложения перекрываются аргиллитами, песчаниками, углями, бокситами и бокситовыми породами. По взаимоотношению пород в разрезе и литологическим признакам они представляют собой комплекс аллювиальных отложений.

Постепенное утонение обломочного материала снизу вверх по разрезу — от конгломератов до пелитовых пород — и значительная мощность осадков (более 20 м) позволяет считать, что длина реки к моменту бокситонакопления была достаточно зрелой и сильно меандрирующей.

Русловая фация аллювия наблюдается в южном окончании Юго-Западной залежи, в основании разреза и в верховьях Горбулак-сая. Она представлена линзой конгломератов и гравийных (пуддинговых) песчаников кварцевого состава, имеющих отчетливую одностороннюю косую слоистость с малой мощностью серий слойков (до 10 см). К югу мощность линзы песчаников постепенно уменьшается от 3,5 до 1 м и через 150 м она выклинивается, замещаясь алевролитами. Разнородный (но преимущественно кварцевый) состав галек и хорошая их окатанность указывают на привнос обломочного материала издалека.

Песчаники перекрываются алевролитами, аргиллитами (местами углистыми), углями, бокситами и бокситовыми породами. Вверх по разрезу последние сменяются алевролитами, затем песчаниками. В северо-западной части месторождения в кровле толщи залегают конгломераты. Алевритовые и пелитовые породы, очевидно, представляют собой пойменные и старичные фации. Внутри этой толщи выделяются тела пойменных и старичных бокситов. Они прослежены в виде пластов и линз при мощности от 1—1,5 до 3—3,5 м. Горизонты бокситов расположены

в нижней части разреза, они залегают как на породах коры выветривания, так и на осадочных породах — песчаниках, алевролитах, углях, дельтических бокситах. В целом они тяготеют к понижениям поймы.

Бокситы этого типа имеют местами тонкую параллельную слоистость, указывающую на накопление их в постоянном водоеме типа старицного озера. Тесная ассоциация их с углистыми породами, преобладание шамозита над каолинитом, присутствие сидерита и сульфидов — все это указывает на формирование бокситов в заболоченных водоемах с восстановительной геохимической обстановкой. Бокситы имеют обломочно-оолитовую, реже пелитоморфную структуру и слоистую текстуру. В них часто встречаются обломки мелкоолитовых бокситов, оолиты и их фрагменты, а также обломки эффузивных пород с ясной порфировой структурой. Большая часть мелких (в особенности субмикроскопических) обломков почти нацело шамозитизирована. Встречаются крупные обломки (до 10—15 см в диаметре), в центре которых порода сохраняет гематит-каолинитовый или каолинит-диаспоровый состав. Наличие в бокситах обломков структурного боксита указывает на генетическую связь осадочных бокситов данного типа с корой выветривания.

Кроме горизонтов пелитоморфных и тонкослоистых бокситов, в разрезе встречаются линзы грубообломочных бокситовых пород протяженностью от первых метров до 50—70 м (реже до 100 м). Залежи имеют вогнутую нижнюю границу и часто «врезаны» в подстилающий пласт пелитоморфных или тонкослоистых бокситов. Они наполнены слабоокатанными обломками нижележащих бокситов, что указывает на незначительное расстояние транспортировки материала и, скорее всего, на одноактный способ их образования, связанный, по-видимому, с паводковым периодом или ливневым потоком. Значительный (до 10—15 см) размер обломков указывает на более энергичный размыв пород, чем можно ожидать в небольшом озерном водоеме. Подобных линз обломочных бокситовых пород в разрезе бокситоносной толщи отмечено 5—6. Они залегают внутри алевро-пелитовых пород красновато-буровой окраски, накопившихся в окислительной обстановке. Во вмещающих породах меньше минералов глинозема, меньше детрита, часто встречаются обломки кварца и кварцевых песчаников. Это пойменные или русловые отложения.

Выделенные три разновидности бокситов и бокситовых пород расположены в единой по типу пород осадочной толще. Между ними наблюдаются как постепенные переходы, обусловленные изменением геохимических условий среды осадконакопления, так и резкие, в результате размывов. Вышележащие обломочные разности всегда содержат обломки предыдущих (нижележащих) пород.

Наблюдается закономерное ухудшение качества бокситов снизу вверх по разрезу.

Характер распространения каждого типа бокситов и бокситовых пород, их текстурно-структурные особенности, минералого-истрографический и химический состав, а также взаимоотношения с другими разностями бокситов рассмотрены ниже.

Делювиальные бокситы и бокситовые породы

Делювиальные красные (красновато-бурые, кирпично-красные) бокситы и бокситовые породы залегают, как уже говорилось, в основании бокситовой толщи. Палеогеоморфологически они тяготеют к склонам небольших повышений древнего рельефа. Здесь они слагают мелкие (20—30 м в длину) линзовидные тела небольшой мощности. Как правило, они залегают на породах коры выветривания в основном на гематит-каолинитовой зоне, и перекрываются аргиллитами, углами, углистыми аргиллитами или диаспор-шамозитовыми бокситами (рис. 18).

Текстура бокситовых пород плотная, массивная. В то же время с поверхности они слабо устойчивы, образуют высыпки, при ударе раскалываются в мелкую остроугольную щебенку. Поэтому в обнажениях они легко пропускаются. Объемный вес пород — 2,5 г/см³, пористость около 10%.

Структура породы бобово-оолито-обломочная. Она отчетливо наблюдается как под микроскопом, так и в образцах.

Обломки составляют 30—40% всей массы породы. Размер их от долей миллиметра до 4—5 см в диаметре. Форма обломков различная — от остроугольной до окатанной. Какой-либо сортировки обломочного материала в породе не наблюдается. Состав обломков гематит-каолинит-диаспоровый — это обломки бобово-оолитового боксита и пород коры выветривания.

Бобовины и оолиты составляют 30—40% всей массы породы. Размер их от 0,2—0,3 до 0,5—0,7 мм в диаметре, форма — изометрична.

Бобовины отличаются однородным строением, вероятно, внутренняя структура их затушевывается тонкорассеянным гематитом. Состав бобовин — диаспор-каолинит-гематитовый и гематит-каолинитовый.

Оолиты имеют концентрически-зональное строение. Количество концентров — 3—4. Чередуются концентры гематита, каолинита,

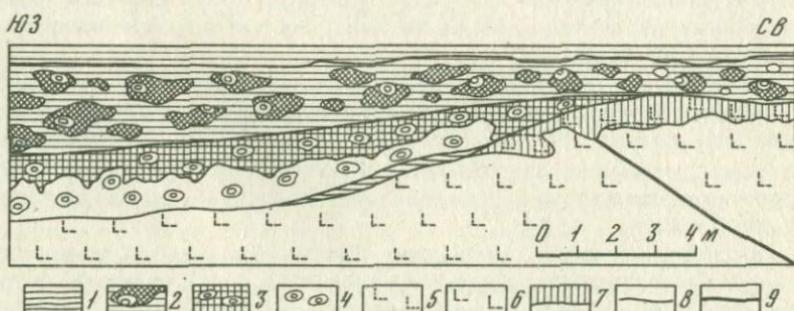


Рис. 18. Схематическая зарисовка обнажения, показывающая взаимоотношение основных разновидностей бокситов Кайракского месторождения

1 — аргиллиты; 2—4 — нижнеурские бокситы и бокситовые породы; 2 — боксит обломочный диаспор-шамозитовый, 3 — боксит бобово-оолитовый шамозит-диаспоровый; 5—6 — породы коры выветривания базальтовых порфиритов; 5 — гематит-диаспоровая (латеритный боксит), 6 — гематит-каолинитовая; 7 — зона вторично измененных пород коры выветривания; 8 — границы между породами; 9 — трещина разлома

диаспора и лейкоксена. В ядрах оолитов также встречаются все эти минералы. Наблюдается замещение материала оолитов, в частности диаспора, каолинитом. Многие оолиты полностью каолинизированы. В обесцвеченных (каолинизированных) оолитах сохраняется концентрически-зональное строение, подчеркнутое соответствующим распределением гематита или лейкоксена. Последний, по-видимому, в процессе ресилификации остается неподвижным, так как концентры его, как и в неизмененных оолитах, рассечены радиальными трещинками усыхания, заполненными каолинитом.

Цемент породы гематит-каолинитовый, типа выполнения пор, иногда базальный. Распределение компонентов сгустковое. Преобладает каолинит.

Некоторые участки породы интенсивно осветлены вследствие наложенной каолинизации.

Так как в породе преобладает каолинит, на термограммах более интенсивно проявляются каолинитовые рефлексы: эндоэффект при 605—610° и резкий экзоэффект при 985—990°. Присутствие гематита легко обнаруживается при просмотре шлифов по характерной вишнево-красной окраске. Наличие диаспора зафиксировано по характерным линиям на ИК-спектрах в интервалах длин волн 3100 и 2900 cm^{-1} , обусловленных валентными колебаниями, OH-групп, а также полосами поглощения деформационных колебаний связи H—O—Al в интервале около 1000 cm^{-1} .

Из прочих минералов в породе присутствует в небольшом количестве кальцит (около 1%), слагающий прожилки. В незначительном количестве присутствует шамозит — также инфильтрационного генезиса.

Из аксессорных минералов отмечены лейкоксенизированный титаномагнетит и апатит.

По химическому составу бокситовые породы не всегда отвечают кондиционным рудам. Содержание глинозема в них колеблется от 33 до 51%, кремнезема — от 17, 18 до 38%, окиси железа — в пределах 7—15%, количество закисного железа составляет до 2,5%. Отмечена незначительная примесь CaO и MgO (до 1%). Лишь единичные пробы, отобранные из центральной части линз, соответствуют кондиционным бокситам (обр. К-25/70).

По текстурно-структурным особенностям и вещественному составу описанные выше породы близки к делювиально-пролювиальным отложениям: они содержат обломки различного размера (от долей миллиметра до 5 см), разной окатанности и совершенно несортированные. Наличие в породе гематита указывает на окислительную геохимическую обстановку их образования.

Бокситовые породы интенсивно каолинизированы и шамозитизированы. Степень каолинизации увеличивается к краям залежей. Местами тела бокситов каолинизированы полностью. Выделено несколько генераций каолинита. В ядрах оолитов и обломках выветрелых эфузивов — каолинит I генерации. Каолинит, замещающий оолиты, явно наложенный (II генерация). Имеется и более поздний каолинит, слагающий прожилки, рассекающие как каолинизированную, так и шамозитизированную породу (III генерация).

Шамозитизация бокситовых пород наблюдается в верхней части залежей, на границе с озерно-болотными осадками. Мощность этой зоны достигает 1,5—2 м. Небольшие залежи шамозитизированы почти на цело. Шамозитизация по отношению к каолиниту II генерации является более поздним процессом. Под микроскопом наблюдается замещение кристаллов каолинита основной массы шамозитом. В свою очередь, шамозитизированные (зеленые) участки породы рассекаются прожилками каолинита III генерации.

Граница между зеленовато-серой (шамозитизированной) и красновато-буровой бокситовыми породами постепенная. Сначала в красной породе появляются серовато-зеленые пятна и апофизы (в виде полос), выше окраска породы становится более однородной — зеленою, с редкими бурыми бобовинами (или оолитами). Иногда бурая окраска, вызванная примесью гематита, сохраняется только в центре оолитов. Мощность переходной зоны 30—50 см.

При выяснении возможного способа образования зеленовато-серого боксита мы принимаем во внимание неоспоримый факт постепенного перехода его в красновато-буровый боксит, описанный ранее. На это указывают переходные зоны между ними, абсолютно идентичная структура, реликты гематитизированных оолитов, постепенное (до полных псевдоморфоз) замещение каолинита шамозитом и плащеобразная форма залегания.

При шамозитизации наблюдается дополнительный привнос в основном только закисного железа. Несколько увеличивается также содержание CaO и MgO. Количество прочих компонентов остается постоянным.

Причину шамозитизации мы видим в последующем заболачивании местности (на бокситах залегают угли и углистые аргиллиты). Просачивавшиеся из озерно-болотных водоемов воды были восстановительными. Они могли редуцировать окисное железо, переносить его и отлагать в нижележащих породах. В процессе замещения каолинита шамозитом мог возникнуть избыток глинозема, который мог либо осадиться здесь же в форме диаспора или бемита, либо частично быть вынесен за пределы бокситовой залежи.

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ (СТАРИЧНЫЕ) БОКСИТЫ

Зеленые (зеленовато-серые, буровато-зеленые, темно-зеленые) бобово-оолитово-обломочные породы тяготеют к нижней части разреза. Местами наблюдаются постепенные переходы их в красные бобово-оолитово-обломочные бокситовые породы.

Бокситы этого типа слагают пласто- и линзообразные тела протяженностью до 150—200 м (рис. 19). В наиболее мощных частях тел строение пласта усложняется. В центральной части наблюдается зона крупнооолитового (диаметр оолитов до 0,5 см) боксита, по направлению к кровле и подошве пласта боксит становится мелкооолитовым (диаметр оолитов 0,5 мм), пелитоморфным. Маломощные горизонты боксита всегда пелитоморфные. Границы между зонами постепенные.

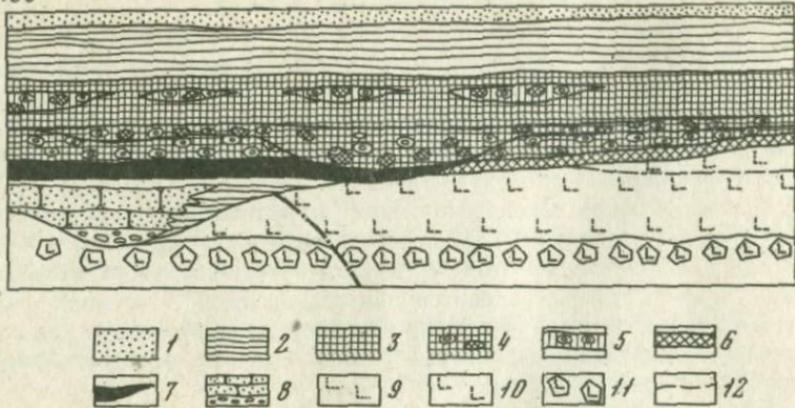


Рис. 19. Взаимоотношения основных разновидностей бокситов центральной части юго-западной залежи месторождения Кайрак

1—8 — нижнеюурская бокситоносная пачка: 1 — песчаники мелкосреднезернистые кварцитовидные, 2 — аргиллиты, 3 — красные обломочные бокситовые породы (гематит-диаспор-каолинитового состава), 4 — зеленые обломочные бокситы и бокситовые породы (диаспор-шамозитового состава), 5 — зеленые бобово-олитовые бокситы (шамозит-диаспоровые), 6 — красные бобово-олитовые бокситы и бокситовые породы (гематит-каолинит-диаспоровые), 7 — утесы и углистые аргиллиты, 8 — травянистые песчаники; 9—11 — кора выветривания порфиритов: 9 — гематит-каолинитовая зона, 10 — гидрохлорит-гидрослюдяная зона, 11 — зона дезинтеграции; 12 — границы между зонами



Рис. 20. Обнажение пелитоморфного зеленовато-серого боксита с хорошо заметными трещинками кливажа

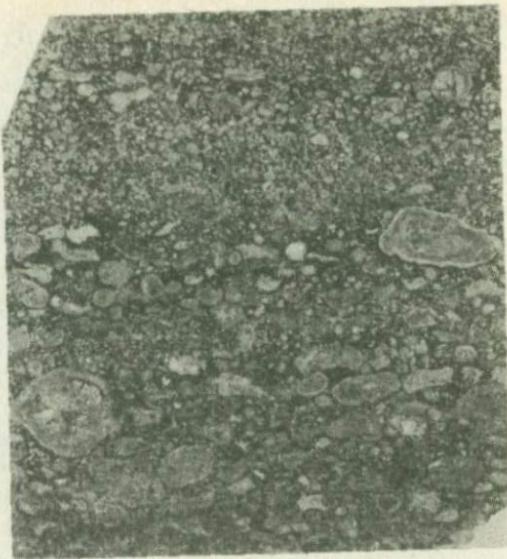


Рис. 21. Обломочно-оолитовый боксит со слоистой текстурой.
Штуф, натур. вел.

Зеленые бокситы подстилаются аргиллитами, красными бокситами, углами, породами коры выветривания. Перекрываются бокситы зелеными обломочными бокситовыми породами, аргиллитами, углами и т. п. Нижняя граница горизонта бокситов почти всегда неровная, карманообразная, местами резкая, иногда постепенная. Верхняя граница всегда резкая, чаще с размывом.

Текстура боксита плотная, массивная (объемный вес породы около $2,75 \text{ г/см}^3$, пористость — до 1%), сильно расклинированная (рис. 20), местами — слабослоистая (рис. 21). Структура бобово-оолитовая, в раздувах — крупнооолитовая (размер оолитов до 0,5 см), в маломощных горизонтах — пелитоморфная.

Количество обломочного материала составляет 10—30% общей массы породы. Размер обломков — до 1—2 см в поперечнике, форма различная — от окатанной (см. рис. 21) до остроугольной. Состав обломков: боксит бобово-оолитовый — 70—80%; выветрелые эфузивы — каолинизированные, с диаспором — 20—30%. В последних наблюдается отчетливая первичная порфировая структура. Все обломки имеют кайму новообразованного диаспора — более светлого и крупнокристаллического. Она заметна как макроскопически, так и под микроскопом.

Кроме обломков бобово-оолитовых бокситов и обломков пород коры выветривания, местами в боксите встречаются диаспоровые конкреции и их обломки с первично колломорфной структурой (табл. VI, а, б). Они сложены раскристаллизованным диаспором (табл. VI, в, г, д), местами рассечены трещинками усыхания, заполненными зеленоватым шамозитом.

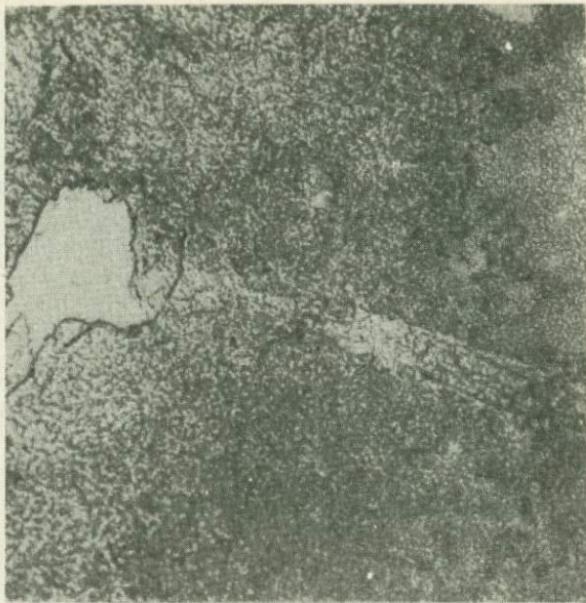


Рис. 22. Крупнокристаллический (шестоватый) диаспор (в центре снимка) внутри поля мелкокристаллического бемита. Шлиф прозр., увел. 90, при одном николе

Первично колломорфная структура образца (конкремций) наблюдается и в некоторых шлифах, но в ряде случаев она стирается вследствие сильной вторичной (катагенетической) перекристаллизации породы. Крупнокристаллический диаспор локализуется в тонких прожилках, секущих шамозит, или слагает сплошные агрегаты крупных изометрических кристаллов с конформными границами (см. табл. VI, 2, д).

Бобовины и оолиты составляют 40—60% общей массы породы. Бобовины отличаются однородным внутренним строением и имеют овальную форму. Их меньше, чем оолитов.

Оолиты имеют концентрически-зональное строение. Количество концентров в них достигает 10—15 (табл. VII, а). Наблюдаются чередование полос с кристаллами диаспора различного размера и с разной примесью лейкоксена. В ядре оолитов часто наблюдается гелевидный агрегат диаспора и лейкоксена (табл. VII, б), местами — каолинит. Лейкоксен представлен анатазом. Внешние границы бобовин и оолитов, как правило, резкие (табл. VII, в, г), но без следов размыта, иногда — постепенные. Оолиты рассечены радикальными трещинками усыхания, заполненными мелкокристаллическим диаспором (табл. VII, а). Внутренняя граница концентров простых оолитов (с 2—3 концентрами) иногда постепенная. Концентры лейкоксена прерываются около трещинок усыхания, что указывает на меньшую миграционную способность титана по сравнению с алюминием.

Цемент породы шамозитовый, с гнездами бемита, диаспора и каолинита и редкой вкрапленностью сульфидов. Кроме указанных минералов, местами наблюдаются включения сидерита, образующего в пелитоморфной глинистой массе гнезда с крупнокристаллическим строением и реже — крупные (до 10 см) караваевидные конкреции, которые тяготеют к местам выклинивания горизонта. Минеральный состав породы следующий (по данным пересчета анализа обр. 1133), в %: диаспор — 30, бемит — 2—3, шамозит — 50, каолинит — 10, лейкоксеновый агрегат (преимущественно анатаз) — до 2,5, апатит — до 3, сидерит — 2, гематит — 1, сульфиды (пирит, марказит, сфалерит, галенит, халькопирит) — 1.

Диаспор — главный минерал в бобовинах, оолитах и некоторых обломках, реже встречается в цементирующющей массе породы. Как правило, он образует мелкие таблитчатые кристаллы в отдельных гнездах и прожилках, где он лучше раскристаллизован, наблюдаются относительно крупные кристаллы таблитчатой или удлиненной формы со средней спайностью в одном направлении. Оптические свойства его аналогичны табличным. Мономинеральную фракцию его выделить не удалось. Рентгенограммы вещества, отобранного из мелких светлых гнезд в цементе породы, содержат интенсивные рефлексы диаспора ($4,728; 3,983 \text{ \AA}$) и слабые — бемита ($6,182 \text{ \AA}$). Рентгенограммы вещества оолитов включают, кроме рефлексов диаспора и бемита, еще и рефлексы шамозита, инъецирующего оолиты. Наличие в оолитах диаспора и шамозита фиксируется на ИК-спектрах образцов как в области валентных колебаний групп OH, так и деформационных колебаний.

Бемит наблюдается под микроскопом в виде мелких (до 0,01 мм) зерен или слабо поляризующих масс в цементе породы. Диаспор образует удлиненные, шестоватые кристаллы с четкими контурами (рис. 22). Это дает основание считать диаспор более поздним минералом, чем бемит. Кристаллы бемита имеют оптические свойства, близкие к эталонным.

Шамозит преобладает в цементе породы, слагая иногда мономинеральные участки. Большой частью он тонкочешуйчатый, местами колломорфный. Цвет его меняется от светло-зеленого до буровато-зеленого. Судя по рентгенограмме (табл. 17), шамозит представлен моноклинной разностью: рефлекс $2,40 \text{ \AA}$ (202) проявлен отчетливо, в то время как рефлексы ортогональной составляющей — $2,51; 2,14 \text{ \AA}$ и другие — отсутствуют.

На дериватограмме шамозита (рис. 23), отнятой в азоте, кроме обычного эндоэффекта около 580° , появляются неглубокий эндоэффект при 700° и сопряженный с ним более резкий экзоэффект около 750° . Слабый осложняющий эндоэффект в 550° вызван примесью диаспора. Потеря веса у данного образца близка к эталонной (12,3%).

Значения рефлексов (длины волн) ИК-спектров шамозитов идентичны эталонным как в области валентных колебаний OH-групп, так и в районе деформационных колебаний Si—O—Al и H—O—Al.

Другие минералы в основном изучены под микроскопом в прозрачных и полированных шлифах. Они имеют оптические свойства, близкие к табличным. Присутствие каолинита и сидерита фиксируется также на термограммах. Последний ввиду малого количества дает заметные эффекты только в случае нагревания его в атмосфере CO_2 .

Таблица 17

Рентгенограммы шамозитов

Обр. 1131		Шамозит ([18], табл. 23)		Шамозит моноклинный ([18], табл. 23)	
I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å
10	7,01	10	7,05	10	7,04
2	4,66	2	4,67	2	4,666
—	—	2	4,58	2	4,568
—	—	1/2	4,28	1/2	4,282
3	3,90	1	3,90	1	3,887
10	3,53	10	3,520	10	3,520
1/2	2,82	1	2,801	1	2,810
7	2,70	4	2,678	4	2,684
—	—	—	—	—	2,674
9	2,48	9	2,519	—	—
3	2,403	4	2,404	4	2,410
—	—	—	—	—	2,401
—	—	1/2	2,337	1/2	2,275
—	—	1/2	2,273	—	2,274
4	2,181	—	—	—	—
—	—	6	2,141	—	—
1ш	2,031	1	2,011	1	2,016
—	—	—	—	—	2,09
—	—	1	1,894	—	1,902
—	—	—	—	—	1,888
3	1,783	4	1,768	—	—
2	1,752	—	—	—	—
2	1,707	1	1,693	—	—
2	1,670	1/2	1,665	1/2	1,667
—	—	—	—	—	1,661
18	1,558	7	1,555	—	1,565
—	—	—	—	—	1,555
—	—	—	—	—	—
4	1,52	3	1,521	3	1,523
—	—	—	—	—	1,519
1ш	1,472	1	4,73	1	4,73
1ш	1,430	1	1,425	1	1,425
—	—	—	—	—	1,423
—	—	1/2	1,407	1/2	1,408
—	—	1/2	1,361	—	—
—	—	1/2	1,347	1/2	1,346
—	—	1/2	1,326	—	—

Условия съемки: Fe-антикатод, $2R = 86$ мм, $d = 0,3$ мм.

Рис. 23. Дериватограмма шамозита из цемента боксита

Количество TiO_2 в среднем составляет 2,5%, а содержания P_2O_5 достигают 2%. Содержания других компонентов (в том числе и серы) не превышают 1%. Количество углерода органического, достигающее 0,3%, здесь несколько выше, чем в красных бокситах.

Судя по составу обломков и цементирующей массы, основная (большая) часть глинозема связана с обломками и оолитами (табл. 18). В них содержание глинозема достигает 66,61%, в то время как в цементе — 19,70%. Обломки колломорфных желваков также преимущественно глиноземные (диаспоровые).

Проведенные приближенные пересчеты химических анализов бокситов полностью увязываются с их минеральным составом. Большая часть окислов входит в состав трех главных минералов — диаспора (бемита), каолинита и шамозита.

Кроме связанного с лейкоксеном титана, содержание которого варьирует от 1,88 до 2,8%, в бокситах и бокситовых породах постоянно присутствуют MgO , CaO , K_2O и P_2O_5 . Первые два из них частично входят в состав шамозита, другая часть их, вероятно, связана с карбонатами. CaO , возможно, слагает также фосфатные минералы. Наличие K_2O (от 0,1 до 0,7%) объясняется, по-видимому, небольшим количеством гидрослюдистых обломков и частично сорбией его глинистыми минералами. Содержание P_2O_5 в бокситах варьирует от 0,1 до 2%. Если небольшие количества его (до 0,5%) можно связывать с апатитом — постоянным акцессорием исходных материнских пород, то процентные содержания его, по-видимому, объясняются появлением аутогенных фосфатных минералов, слабые линии которых заметны на рентгенограмме. Они не установлены при минералого-петрографическом изучении бокситов, поскольку, как правило, имеют скрытокристаллическое строение и трудно диагностируются.

Обработка результатов опробования месторождения методом корреляционного анализа (по методике Григоряна, Каблукова [52]) позволила выявить некоторые закономерности в поведении отдельных окислов.

Установлено, что с увеличением содержания Al_2O_3 возрастает и содержание TiO_2 . Вычисленный для этой пары окислов коэффициент

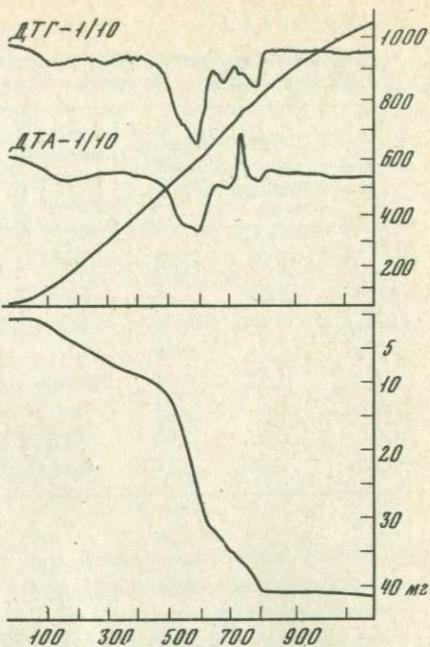


Таблица 18

Химический состав обломков, цемента и прочих составляющих зеленых бобово-оолитовых бокситов

Оксисел	Структурный боксит	Цемент боксита	Углистая бокситовая порода	Оксисел	Структурный боксит	Цемент боксита	Углистая бокситовая порода
SiO ₂	15,72	19,09	29,37	Na ₂ O	0,17	0,05	0,09
TiO ₂	1,91	1,38	6,03	K ₂ O	0,1	0,03	0,10
Al ₂ O ₃	59,28	19,70	38,03	H ₂ O ⁻	13,23	0,74	1,77
Fe ₂ O ₃	7,14	6,00	2,67	H ₂ O ⁺		9,40	10,90
FeO	1,75	24,31	Не опр.	CO ₂	Нет	7,87	Нет
MnO	Сл.	0,34	Нет	P ₂ O ₅	0,75	0,18	Не опр.
MgO	0,63	1,06	0,42	C _{орг}	—	—	8,90
CaO	0,56	9,34	0,58	Сумма	100,10	99,53	100,52

порядковой корреляции равен +0,706. Он свидетельствует о значимой и существенно положительной связи между ними, т. е. указывает на их генетическую связь.

Почти противоположная зависимость отмечается для пары Al₂O₃ и валового железа. Подсчитанный для них коэффициент порядковой корреляции равен -0,128. Он, хотя и не значимый, указывает на тенденцию к отрицательной связи. Для Al₂O₃ и закиси железа коэффициент порядковой корреляции также отрицательный. Он имеет уже несколько большую значимость: -0,44.

Практикой использования корреляционного метода в изучении рудных месторождений установлено, что обратная корреляционная связь или отсутствие какой-либо связи между элементами свидетельствуют о разновременности и наложении процессов минерализации. Таким образом, изучение корреляционной связи между элементами или их окислами позволяет предварительно сделать некоторые генетические выводы. В частности, можно говорить об одновременности образования Al₂O₃ и TiO₂ и разновременном — Al₂O₃ и FeO.

Состав элементов-примесей в бокситах изучался полуколичественным спектральным методом. Было исследовано несколько десятков образцов на 42 элемента. В большинстве случаев содержания их близки к кларковым (табл. 19). Ни для одного из них аномальных значений получено не было.

Накопление зеленых бобово-оолитово-обломочных бокситов в водоемах с восстановительными условиями не вызывает сомнения. Они подстилаются или перекрываются углистыми аргиллитами или углами, а также сами содержат растительный детрит. Осадочное происхождение бокситов подтверждается присутствием в породе обломков различного состава и окатанности, а отложение его в водной среде — некоторой гранулометрической сортировкой обломочного материала. Судя по составу

Таблица 19

Натуральные фоновые содержания элементов-примесей в породах коры выветривания основных эффузивов в бокситах месторождения Кайрак (Средняя Азия)

Элементы-примеси	Неизмененные базальтовые порфиры	Породы коры выветривания	Бокситы	Элементы-примеси	Неизмененные базальтовые порфиры	Породы коры выветривания	Бокситы
Ga	1,35	1,50	1,50	P	207	70,00	40,00
Ge	0,18	0,90	1,00	Sc	0,60	0,61	0,87
Nb	2,0	1,80	1,80	Sr	36,00	90,00	40,00
Zr	20,00	15,00	1,70	Pb	2,71	3,60	2,50
La	—	1,30	0,55	Zn	0,25	11,00	11,00
Y	До, 5	2,70	0,95	Cu	1,67	0,75	2,60
Cr	0,7	12,00	20,00	Mo	16,21	0,30	0,53
Ni	1,11	1,70	5,00	Число	7	63	48
Co	1,94	2,50	4,70	анализов			

Примечание. Содержания даны в $\mu \cdot 10^{-3}$; натуральные фоновые содержания вычислены методом "накопленных частностей" [99].

обломков, этот горизонт образовался за счет размыва гематит-каолинит-диаспоровых бокситов и латеритной коры выветривания. Перенос материалов происходил на небольшое расстояние, так как некоторые обломки остроугольные.

В дальнейшем осадок, по-видимому, претерпел интенсивную диагенетическую проработку. С этой стадией, вероятно, связано возникновение аутигенных бобовин и оолитов, образование каемок диаспора вокруг некоторых обломков, формирование шамозитового цемента и т. д. Наиболее интенсивно диагенез протекал в относительно более мощных пластах, где в центральной части наблюдаются крупные (до 0,5 см) аутигенные оолиты.

Наличие в бокситах этого типа обломков желваков с коллоидальной структурой свидетельствует о том, что на каких-то участках происходила коагуляция гелей глинозема непосредственно из растворов. Пока неясно, где эти желваки могли образовываться и в каком количестве. Можно лишь констатировать, что они принимали участие в формировании данного типа бокситов.

Не касаясь обсуждения возможного первичного состава минералов глинозема, отметим наблюдавшееся замещение бемита диаспором. Бемит, по нашему мнению, может быть основным диагенетическим минералом глинозема в бокситах данного типа, диаспор, по-видимому, более поздний минерал — эпи- или катагенетический.

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ПОЙМЕННЫЕ БОКСИТЫ И БОКСИТОВЫЕ ПОРОДЫ

Зеленовато-серые бокситы со следами переотложения имеют преобладающее (по сравнению с другими разностями) распространение. Они слагают пласто- и линзообразные тела протяженностью до 300—400 м и мощностью до 2,5 м, тяготеющие к впадинам древнего рельефа. В центральной части они имеют наибольшую мощность, по направлению к бортам постепенно выклиниваются. В разрезе бокситоносной толщи наблюдается несколько бокситовых горизонтов и линз бокситов со следами переотложения. В некоторых разрезах насчитывается пять горизонтов. Они имеют различные размеры: протяженность — от первых метров до сотен метров и мощность — от первых сантиметров до 2—3 м. Наиболее выдержаный и мощный — нижний горизонт. Вверх по разрезу размеры горизонтов и линз уменьшаются.

Обломочные бокситы залегают на породах коры выветривания, углях, юстильных аргиллитах и красновато-бурых бокситах. В обнажениях можно наблюдать признаки размыва нижележащих пород — эрозионную границу бокситового горизонта с нижележащими породами с образованием «врезов», а также наличие достаточно крупных (до 15—20 см) неокатанных обломков подстилающих пород в обломочных бокситовых породах.

Макроскопически обломочные бокситы представляют собой плотные породы (объемный вес их от 2,65 до 2,90 г/см³, эффективная пористость 1—2%) темно-зеленого, зеленовато-серого, грязно-зеленого цвета.

Текстуры их разнообразны — от тонко- до грубослоистой и неслоистой, структуры обломочные — от псаммитовой до мелкогалечной и конгломератовой (табл. VIII). Конгломератовидные бокситовые породы состоят из обломков пород различного состава (50—80%), размеров и окатанности. Как правило, они слагают линзовидные тела или маломощные пластообразные тела. Более грубый материал наблюдается в тех участках, где мощность залежей увеличивается. Местами в конгломератовидных бокситах отмечена слоистость, указывающая на сортировку обломочного материала в водной среде. Толщина слоев здесь около 10 см. Конгломератовидные бокситовые породы по простирианию сменяются тонкослоистыми, с расстоянием между слоями в 1—2 см. Здесь преобладает параллельный тип слоистости.

Установлена обломочная природа почти всех встречающихся здесь бобовин и оолитов (табл. IX). Обломки составляют от 40 до 80% общей массы породы. Размер их варьирует от долей миллиметра до 10—15 см в поперечнике. Состав обломков: боксит бобово-оолитовый (табл. IV, a), реже — структурный латеритный боксит (обломки, как правило, шамозитизированы и каолинизированы), эфузивы основного состава (в различной степени выветрелые), аргиллиты, алевролиты; кроме того, встречены единичные обломки кварца, нередко встречается растительный дегрит.

Обломки чаще всего изометричные, реже вытянутые, слабо-, местами среднеокатанные и остроугольные. Обломки имеют резкую границу с цементирующей массой.

Бобовины и оолиты составляют 30—40% общей массы породы. Присоединяют оолиты. Форма оолитов овальная, округлая, размеры — от 0,05—0,1 мм до 0,5 см в диаметре. Количество концентров достигает 8—10, в среднем 4—5. Оолиты сложены в основном диаспором. Диаспоровые концентры чередуются с лейкоксеновыми. Ядро оолитов чаще всего диаспор-лейкоксеновое. В некоторых оолитах в ядре встречается каолинит. Он же часто заполняет трещинки усыхания, которыми обычно рассечены оолиты. С ним здесь часто ассоциирует диаспор.

Оолиты имеют резкие границы с цементирующей массой. Внешние концентры у некоторых из них частично срезаны при перемыче или отслоились и находятся поблизости от участка отслоения. Местами наблюдается более глубокое изменение оолитов. Некоторые из них шамозитизированы полностью, другие — с краев.

В некоторых случаях в обломочных оолитах наблюдается четкая внешняя каолинитовая кайма. Окраска ее более светлая вследствие частичного удаления лейкоксена, который располагается здесь уже не по концентру, а в мелких радиальных трещинках в виде струй. С каолинитом в этом случае ассоциирует пирит. Макроскопически в образце он наблюдается в виде замкнутого концентрата. При микроскопическом изучении установлено, что пирит не образует сплошного концентрата, а локализуется в пределах измененной внешней зоны оолита отдельными пятнами и густками. Из внешней зоны по трещинкам он проникает внутрь оолита. Наложенное происхождение пирита не вызывает сомнения. Образование в оолите зоны пирита и каолинита вместо обычного шамозита свидетельствует о более высоком сероводородном режиме, существовавшем в данном участке водоема. Мелкие обломки и оолиты замещены каолинитом и пиритом полностью, крупные — с краев в виде каймы (табл. X).

В верхних небольших линзах обломочных бокситовых пород наблюдается кальцитизация и сидеритизация оолитов. Кальцит располагается как с краев, так и в центральной части оолитов в виде изометрических или «лапчатой» формы кристаллов (табл. X, в, г). Из оолитов выщелочены все компоненты, кроме лейкоксена. Последний по-прежнему располагается в виде концентров, сохраняя, таким образом, первоначальную структуру оолита. Она отчетливо наблюдается под микроскопом в проходящем свете — концентрически-зональная с трещинками усыхания.

Следует отметить разную степень изменения оолитов. В пределах поля зрения микроскопа могут находиться слабо измененные каолинит-диаспоровые оолиты, шамозитизированные (иногда полностью) и кальцитизированные.

Кроме обломков бокситового материала местами встречаются обломки выветрелых эфузивов и растительный детрит. Обломки пород почти полностью шамозитизированы. Наблюдаются все стадии их изменения — от замещения каолинита с краев до полных псевдоморфоз. При этом порфировая структура породы не утрачивается.

Растительный детрит встречается в виде вытянутых полос. Вокруг него и в трещинках, которыми он разбит, находятся скопления кристаллов диаспера и хлопьевидный лейкоксен.

Таблица 20

Химический состав (в вес. %) аллювиальных (пойменных) бокситовых пород из разных горизонтов месторождения Кайрак

Оксисел	2028	48/70	2034	2257	26	1132
SiO ₂	19,00	30,59	23,13	22,46	14,80	29,37
TiO ₂	0,96	1,99	1,44	1,78	1,80	6,03
Al ₂ O ₃	28,60	28,79	24,25	24,69	40,32	38,03
Fe ₂ O ₃	1,41	6,71	6,37	10,06	4,24	2,67
FeO	32,91	16,32	22,16	15,31	13,06	Не опр.
MnO	0,07	Сл.	0,22	0,14	Не опр.	Нет
MgO	2,30	1,51	1,32	1,20	1,20	0,42
CaO	1,85	Не обн.	5,37	6,12	5,46	0,58
Na ₂ O	0,09	0,03	0,04	0,04	0,07	0,09
K ₂ O	0,07	0,08	0,06	0,02	0,15	0,10
H ₂ O ⁻	1,51	1,59	0,91	1,44	0,09	1,77
H ₂ O ⁺	10,07	11,20	10,26	10,06	14,50	10,90
CO ₂	0,29	Не обн.	4,00	3,11	4,23	Нет
P ₂ O ₅	1,09	0,09	0,83	3,00	0,17	Не опр.
C _{опр}	0,19	0,35	Не опр.	Не опр.	Не опр.	8,90
S _{пир}	Нет	0,26	Нет	"	"	Не опр.
Сумма	99,35	99,96	100,36	99,43	100,09	100,52

Примечание. Обр. 2028, 2034, 2257 — центральная часть Юго-Западной залежи; обр. 48/70 — скв. 1 (Алчасай) — Западная залежь; обр. 26 — Западная залежь, канава 19; обр. 1132 — углистая бокситовая порода (Юго-Западная залежь).

Цемент породы — базальный, иногда типа выполнения пор. По составу он каолинит-шамозитовый с редкими гнездами бемита и диаспора, в верхних линзах — с кальцитом. Местами здесь встречаются гнезда диаспора и бемита. В центре гнезд располагается шестоватый бемит с более низким по сравнению с диаспором рельефом и светло-серыми цветами интерференции. Иногда здесь же присутствует каолинит.

В цементе местами наблюдается вкрапленность сульфидов — пирита, марказита, халькопирита, очень редко — галенита и сфалерита, а также сидерита. Последний образует мелкие конкреционные выделения на участках выклинивания залежей.

Минеральный состав породы в целом идентичен ранее описанной разновидности бокситов. Количественное соотношение минералов следующее (в %): диаспор — 10—15 (до 25), бемит — 1—2, шамозит — 50—60, каолинит — 10—15, апатит 3—5, гематит — 1, сидерит — до 2—3, кальцит — до 5—6, прочие — около 1.

По химическому составу зеленовато-серые обломочные породы не всегда соответствуют кондиционным бокситам (табл. 20). Только отдельные пробы отвечают низким его маркам — Б-5, Б-6. Большая часть проб согласно ГОСТу 972—50 близка к железистым аллитам.

Количество глинозема в бокситовых породах колеблется от 40,32 до 24%, кремнезема — от 14,80 до 30,59%. Среди окислов железа преобладает закисное — от 15 до 30,77%, количество окисного железа — от 1,41 до 10,06%.

В кальцитизированных разностях содержание CaO достигает 6%, а в среднем оно составляет 1,50%. Содержание MgO не превышает 2%. В отдельных пробах наблюдается значительное количество P₂O₅ — до 3%.

Основная масса Al₂O₃ связана с обломочным материалом: содержание глинозема в обломках достигает 60% и более, в то время как в цементирующей массе — в среднем около 20%. Соответственно меняются и содержания TiO₂ (в среднем 2 и 1,5%). Обратная картина наблюдается для кремнезема и окислов железа. Большая часть их связана с цементирующими массой породы.

В углистых бокситовых породах (С_{орг} около 10%) отмечены повышенные содержания TiO₂ (до 6%) и незначительные количества окислов железа.

По данным полукачественных спектральных анализов содержания элементов-примесей в обломочных бокситах примерно такие же, как и в бобово-оолитовых бокситах и породах коры выветривания, за счет которых они образовались.

Принадлежность рассматриваемой разновидности бокситовых пород к аллювию неоспорима. Конгломератовидные бокситовые породы, как неслоистые, так и слоистые, слагающие линзовидные и пластообразные залежи, срезающие нижние горизонты бокситов, накопились, очевидно, в результате транспортировки бокситового материала водными потоками с высокой гидродинамической активностью. Принимая во внимание достаточно крупные размеры обломков бокситов, можно предположить, что они являются аллювиальными пойменными или русловыми. Тонкослоистые разности бокситовых пород накапливались, вероятно, в более спокойной гидродинамической среде.

Зеленая окраска этих бокситовых пород, обусловленная преобладанием минералов с закисным железом, свидетельствует либо о первичной восстановительной обстановке в осадке, либо о восстановительных условиях, возникших в осадке на стадии диагенеза.

Наличие в разрезе бокситоносной аллювиальной толщи нескольких горизонтов зеленых бокситов и бокситовых пород, чередующихся с красными обломочными породами, указывает на периодическую смену восстановительной и окислительной обстановок.

Небольшая мощность аллювиальных осадков объясняется либо непротяженной жизнью реки, либо преобладанием донной эрозии. Последнее более вероятно, так как в разрезе наблюдается неоднократный перемыв местного материала.

С диагенетическим этапом формирования бокситовых пород этого типа связано образование шамозита, сульфидов и сидерита.

Отмечено замещение диаспоровых бобовин и оолитов шамозитом и частично сульфидами. Шамозитизация диаспоровых оолитов, по-видимому, сопровождалась выносом части глинозема и привносом соответствующего количества SiO₂, FeO и т. п.

В углистых бокситовых породах наблюдается увеличение содержаний титана (до 6%). Перемещение Al_2O_3 и TiO_2 фиксируется заполнением трещинок в растительном дегритре диаспором и лейкоксеном.

Необходимо отметить также вторичную кальцитизацию бокситовых пород, захватившую верхние горизонты обломочных бокситов. Ее мы связываем с последующей инфильтрацией соответствующих вод из поверхностных водоемов или с просачиванием гидрокарбонатно-кальциевых грунтовых вод.

ДЕЛЮВИАЛЬНЫЕ БОКСИТЫ

РУДОПРОЯВЛЕНИЕ УАРИНСКИЙ МОСТ

Рудопроявление Уаринский Мост находится в Яккабагском районе Кашка-Дарьинской области Узбекской ССР.

Рудопроявление расположено в центральной части Яккабагской брахиантиклинальной складки со слабоэродированным ядром. Мезозойские отложения, в том числе и бокситоносные, сохранились здесь в виде линзовидных тел, пологозалегающих на палеозойском фундаменте.

В разрезе бокситоносной толщи, составленном по правому берегу р. Кызылдарья, в 100 м ниже моста, выделены следующие горизонты (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Красновато-бурый бобово-обломочный боксит	2,0
2. Сидерит мелкозернистый желтовато-серый, плотный, массивный (линза)	0,20
3. Бобово-оолитовая железная руда красновато-бурая	0,10
4. Бокситовая порода пелитоморфная, темно-серая, зеленовато-серая, слоистая, с растительным дегритом	0,5—1,5
5. Углистый аргиллит темно-серый, черный	0,5—1,0

Перекрывается бокситоносная толща песчано-углистой толщай среднеюрского возраста.

Нижний горизонт красновато-бурых бокситов слагает линзу, выклинивающуюся к западу и перекрытую с востока четвертичными покровными отложениями. В обнажении линза прослежена на 30—35 м. Установлена приуроченность залежи бокситов к подножию небольшого палеоподнятия.

Бокситы залегают на коре выветривания эфузивов основного состава. Нижняя граница горизонта резкая. В верхней части, на контакте с зеленовато-серой бокситовой породой и углистыми аргиллитами, красновато-бурый боксит постепенно становится зеленовато-серым.

Текстура породы массивная. Объемный вес бокситов колеблется от 2,60 до 2,74 г/см³, эффективная пористость — от 12,01 до 28,23%.

Структура породы бобово-оолитово-обломочная (табл. XI,*a,b*). На фоне красновато-бурых цементирующей массы отчетливо заметны светло-серые и розовато-белые каолинитовые обломки, беспорядочно распределенные в породе, без признаков какой-либо сортировки.

Порода состоит из обломков (20—30%), бобовин (30—50%) и оолитов. Цемент составляет 30—40% общей массы породы.

Размер обломков колеблется от 0,05 мм до первых сантиметров, они обычно изометричные (табл. XI, в, г), от остроугольных до хорошо окатанных. Состав обломков: 1 — измененные эфузивы различной степени выветривания — каолинитовые, каолинит-диаспоровые (табл. XI, в, г); 2 — боксит бобово-оолитовый; 3 — аргиллит гематит-каолинитовый.

Хорошо окатанные каолинитовые обломки можно рассматривать как типичные бобовины. В ряде случаев по краям вокруг них наблюдается кайма новообразованного диаспора, местами она не образует полного концентра, в других случаях наблюдаются 2—3 концентра, занимающие половину толщины обломка. Характерной чертой такого типа бобовин служит постепенное замещение каолинита диаспором с постепенной внутренней границей.

Бобовины и оолиты имеют изометричную, округлую форму. Макроскопически они заметны в виде мелких белых пятен на фоне лилово-буровой основной массы. Размер их от 0,1—0,2 мм до 1—2 мм. Изредка встречаются крупные (до 0,5 см) гематитовые бобовины. Состав бобовин и оолитов преимущественно каолинит-диаспоровый, реже — гематитовый.

Бобовинами считаются преимущественно однородные по составу конкреционные выделения. Конкремции, имеющие более двух концентров, отнесены к оолитам. Количество тех и других примерно одинаково. Ядра оолитов и бобовин, как правило, сложены тонкочешуйчатым каолинитом. Судя по остроугольной и слабо окатанной форме, они также представляют собой обломки, точнее — окатыши.

Концентры оолитов сложены преимущественно диаспором. Лейкоксеновые полосы наблюдаются редко. Иногда бобовины и оолиты инъецируются гематитом, который чаще всего проникает в них по трещинкам и по контакту между зернами и разными минералами — каолинитом и диаспором.

Цемент бокситов — типа выполнения пор, иногда — базальный. Он характеризуется непостоянным составом со сгустковым распределением компонентов. Главные минералы цемента — гематит (40—45%), затем диаспор (25—30%), каолинит (20—25%) и гелевидное изотропное вещество.

В верхней части залежи, близ контакта с озерно-болотными осадками, в цементе встречены гнезда и прожилки сидерита. По отношению ко всем перечисленным минералам он явно более поздний: рассекает и инъецирует их. С поверхности сидерит окислен. В шлифах хорошо заметно, как он замещается желтовато-бурыми гидроокислами железа.

Изучение отдельных минералов боксита затруднено, так как они образуют тесные прорастания друг с другом, и выделить мономинеральные фракции практически невозможно.

При помощи магнитной сепарации удалось лишь получить фракцию, обогащенную гематитом. Наряду с последним в ней присутствует и некоторое количество диаспора.

Таблица 21

Химический состав (вес. %) делювиально-пролювиальных бокситовых пород Уаринского рудопроявления и кирасы Гвинеи

Оксисел	Бокситовые породы		Кираса [101]	
	обр. 1077	обр. 2596	обр. 632	обр. 631
SiO ₂	9,25	7,76	9,52	1,97
TiO ₂	1,82	0,52	1,86	3,00
Al ₂ O ₃	27,77	34,81	38,01	34,54
Fe ₂ O ₃	46,19	42,68	29,83	42,00
FeO	—	—	0,29	—
MnO	0,75	0,80	0,23	0,09
MgO	0,58	0,76	0,03	—
CaO	0,95	0,14	—	0,07
Na ₂ O	0,08	0,06	—	—
K ₂ O	0,13	0,05	—	—
H ₂ O ⁻	1,22	1,77	—	—
H ₂ O ⁺	10,07	9,29	—	—
CO ₂	0,89	0,41	—	—
P ₂ O ₅	0,19	0,28	—	—
П.п.п.	—	—	20,91	19,28
С у м м а	99,50	99,33	100,21	101,04
Объемный вес, г/см ³	2,37	2,74	2,32	2,22

Диагностика всех основных минералов делювиально-пролювиальных бокситов проведена под микроскопом и дополнена данными термического анализа.

Минеральный состав породы следующий (в %): диаспор — 35—40, каолинит — 10—20, гематит — 40—45, лейкоксен — 1,0—2,0. Из акцессорных минералов встречены циркон и апатит.

Диаспор слагает концентры оолитов, образует оторочки вокруг бобовин и обломков. Отдельные кристаллы его изометричные, слегка удлиненные. Вследствие их незначительных размеров определить оптические свойства диаспера трудно. В проходящем свете он бесцветный, чуть желтоватый, средний показатель преломления — 1,725, погасание прямое, удлинение отрицательное, цвета интерференции высокие — синие и красные 3-го порядка.

Диагностика диаспера подтверждена данными рентгеновского и термического анализов породы. На кривой ИК-спектра боксита также отчетливо наблюдаются полосы поглощения около 2900 и 3100 см⁻¹, характерные для валентных колебаний OH-групп диаспера.

Каолинит представлен двумя генерациями: ранней — в ядре оолитов и поздней — в цементе породы, в ассоциации с гематитом. В обоих

случаях он образует тонкочешуйчатые агрегаты. Типичные для каолинитов вермикулitoобразные сростки кристаллов здесь не встречены. Оптические свойства каолинитов: в проходящем свете он бесцветный, средний показатель преломления 1,564—1,566, цвета интерференции у каолинитов первой генерации светло-серые, белые, каолинит второй генерации тонко-зернистый, почти изотропный.

Наличие каолинита в боксите подтверждено данными термического, рентгеновского анализов и ИК-спектрами поглощения.

Гематит преобладает в цементе породы. Форму и размеры отдельных кристаллов и зерен гематита установить не удалось. Он пропитывает всю массу породы, составляя около 90% цемента. В проходящем свете он непрозрачный черный, при подсвечивании — красновато-бурый. В отраженном свете хорошо заметны типичные для него красновато-бурые внутренние рефлексы.

Диагностика гематита также проведена рентгеновским анализом и ИК-спектроскопией: на спектре поглощения имеется характерная для гематита отрицательная полоса в интервале 400 см⁻¹.

По химическому составу красновато-бурые бокситы и бокситовые породы Уаринского рудопроявления относятся к высокожелезистым и кремнистым (табл. 21, обр. 1077, 1017) и отвечают низким по качеству маркам бокситов. Образец боксита (1077) имеет наиболее интенсивную красновато-бурую окраску. Химическим анализом и микроскопическим изучением установлено, что он и самый железистый. По количеству окиси железа эта порода приближается к железным рудам. В других образцах бокситов, отобранных из этой же залежи, окислов железа меньше. Как было отмечено ранее, единственным минералом железа здесь служит гематит, поэтому все окисное железо, по-видимому, следует связывать именно с этим минералом. Весь кремнезем, очевидно, входит в каолинит.

В результате пересчета химического анализа установлено, что минералы свободного глинозема в боксите составляют 30—40%, что соответствует тому количеству минералов глинозема, которое было установлено при микроскопическом изучении.

Наличие в химических анализах бокситов CaO и MgO, по-видимому, объясняется присутствием карбонатов (в пределах 1,5—2,0%).

Состав элементов-примесей в красновато-бурых бокситах по данным полукачественного спектрального анализа следующий: Be — $2 \cdot 10^{-4}$, Sc — $1 \cdot 10^{-3}$, Nb — $2 \cdot 10^{-3}$, Ga — $1 \cdot 10^{-3}$, Mo — $1 \cdot 10^{-4}$, Zr — $2 \cdot 10^{-2}$, Sr — $2 \cdot 10^{-2}$, Y — $5 \cdot 10^{-3}$ и др.

Аналогичный набор таких же редких и рассеянных элементов с близкими средними содержаниями установлен и для коры выветривания эфузивов основного состава, распространенной в районе Уаринского рудопроявления, что указывает на генетическую связь бокситов и коры выветривания.

В отношении генезиса бокситов Уаринского рудопроявления существует несколько точек зрения. Я. К. Писарчик и Д. П. Коннов [70] считают рудопроявление латеритным остаточным.

Таблица 22

Химический состав бокситовых пород рудопроявления Уаринский Мост,

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
2596 ^c	33,05*	1,34	41,77	7,70	0,69	Сл.	0,59	Нет
	0,92	0,04	1,19	0,21	0,02	—	0,02	—
2596 ^k	7,76	1,52	34,81	42,68	Нет	0,80	0,76	0,14
	0,21	0,04	0,96	1,20	—	0,02	0,02	—

* В числителе — вес. %, в знаменателе — объемная концентрация элемента, в г/см³.

Примечание. Обр. 2596^c — каолинито-диаспор-гематитовая бокситовая порода; обр. 2596^k — каолинитизированный боксит.

Проведенный автором осмотр рудопроявления в 1965 г. показал, что перекрывающие кору выветривания красновато-бурые бокситы не венчают профиль выветривания, а являются переотложенными. Повсеместно они имеют резкий, с размывом, контакт с корой выветривания, обломочную структуру. Иногда они отделяются от пород коры выветривания горизонтами алевролитов и сидеритов.

Механизм образования красновато-бурых бокситов представляется следующим. Источником бокситов служила высокоглиноземистая латеритная кора выветривания основных пород. На это указывает, с одной стороны, наличие в породе латеритизированных обломков основных эфузивов с реликтами порфировой структуры, а с другой — присутствие в сохранившихся от размыва корах выветривания (известных вблизи рудопроявления) свободных окислов алюминия (до 5—6%). На связь бокситов с корой выветривания диабазов указывают также идентичный набор и близкие средние содержания редких и рассеянных элементов.

Бокситовый материал транспортировался, по-видимому, поверхностными водотоками в виде обломков и взвесей на незначительные расстояния, о чем свидетельствует остроугольная форма обломков. Красновато-бурая окраска бокситов, обусловленная присутствием минералов окисного железа, указывает на то, что накопление осадка происходило в окислительной обстановке.

В условиях жаркого и переменно-влажного климата, характерного для позднетриасовой-раннеюрской эпохи, первично сформированный делювиальный осадок, возможно, продолжал выветриваться, вследствие чего происходило его дальнейшее обогащение глиноземом. Последующим выветриванием осадка, по-видимому, следует объяснить появление секущих прожилков с минералами глинозема и образование каемок диаспера вокруг обломков. Образование оолитов частично может происходить и на стадии седиментогенеза, но большая часть оолитов связана, по-видимому, со стадией диагенеза уже после захоронения осадка под толщей пород, предохраняющей его от воздействия гипергенных агентов.

вес. %								Объем- ный вес, г/см ³
Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	P ₂ O ₅	Сумма		
0,11 —	0,06 —	0,81 0,02	12,72 0,36	0,09 —	Нет —	98,93	2,78	
0,06 —	0,05 —	0,77 0,01	9,29 0,26	0,41 0,01	0,28 0,01	99,33	2,74	

Н. М. Страхов считает, что интенсивность диагенеза субаэральных осадков ослаблена по сравнению с субаквальными отложениями. Именно этим, по-видимому, следует объяснить сравнительно высокую пористость породы, мелкие размеры бобовин и оолитов (доли миллиметра), а также небольшое количество концентров в них.

Описанные отложения имеют общие черты с бобово-обломочными образованиями современных тропических областей, развитыми на поверхности латеритной коры выветривания в виде покровов (кираса) и у подножий плато («шлейфовая» кираса). Породы имеют сходные физико-механические свойства, текстуру и структуру, идентичный химический состав (см. табл. 21).

В кирасе роль цемента также играют окислы и гидроокислы железа и алюминия. В отличие от наших пород в кирасе Гвинеи главным минералом свободного глинозема служит гиббсит, хотя встречаются бемит и диаспор (преимущественно в «шлейфовой» кирасе).

Кираса тропических областей представляет собой делювиальные или делювиально-пролювиальные образования («шлейфовая» кираса). Продводя аналогию между ними и описанными выше образованиями рудопроявления Уаринский мост, можно считать залежь красновато-бурых бокситов и бокситовых пород фрагментом древней кирасы.

Таким образом, красновато-бурые бокситы и бокситовые породы, скорее всего, являются древними делювиально-пролювиальными образованиями, частично преобразованными в процессе дальнейшего выветривания делювия, диагенеза, а затем на стадии динамометаморфизма и катагенеза.

С последующим заболачиванием местности связано преобразование верхней части залежи. На границе с песчано-углистой пачкой красновато-бурый боксит постепенно осветляется и приобретает зеленовато-серую окраску. Мощность зоны изменения 10—20 см. Структура породы при этом сохраняется прежней — бобово-оолитово-обломочной (табл. XI, б). Измененная порода имеет несколько больший объемный вес и меньшую

пористость. В ней наблюдается кливаж разлома, рассекающий породу на правильные параллелепипеды. По мере приближения к красновато-буруй породе трещинки кливажа затухают, и в красновато-буровом боксите они уже не заметны.

Идентичность структур красновато-бурового боксита и зеленовато-серой измененной породы наблюдается как непосредственно в образце, так и под микроскопом. Граница между ними нерезкая и неровная. Она сечет структурные элементы породы — обломки, бобовины и оолиты. Этим доказывается ее вторичный характер.

В зеленовато-серой бокситовой породе резко уменьшается количество диаспора (по сравнению с красновато-бурым бокситом). Наблюдаются случаи отчетливого замещения его каолинитом.

Сравнение данных химических анализов (табл. 22) неизмененного и каолинитизированного бокситов с учетом изменения объемных весов позволяет предположить значительный привнос кремнезема и уменьшение окисного железа. Наблюдается также некоторое увеличение содержания TiO_2 , Al_2O_3 и связанный (кристаллической) воды. Отмечено увеличение содержания закисного железа. Описанный процесс представляет собой ресилификацию (каолинитизацию) боксита, происходившую в результате просачивания восстановительных озерно-болотных вод, содержащих кремний, в красновато-бурые бокситы. Вынос значительного количества железа, по-видимому, объясняется его восстановлением до легкоподвижной закисной формы.

РУДОПРОЯВЛЕНИЕ КУНДАДЖУАЗ

Кундаджуазское рудопроявление административно находится в Сары-Асийском районе Сурхан-Дарьинской области Узбекской ССР. Оно расположено в 40 км к северу от г. Денау. Месторождение обнаружено в 1941 г. Я. К. Писарчик и Л. П. Конновым. В 1946 г. Л. П. Конновым здесь были проведены поисково-оценочные работы, продолженные в 1947 г. С. Е. Прянишниковым и Е. А. Репман. В дальнейшем рудопроявление посетили и изучали Е. С. Балагурова, Е. А. Кочнев, В. И. Троицкий и др.

Бокситопроявление расположено в западном крыле Мечетлинской антиклинали. Бокситовый горизонт расположен в основании нижнеюрской угленосной толщи. Мезозойские отложения здесь обнажаются в виде моноклинально залегающей толщи, падающей к западу под углом в 40° . Толща с размывом и резким угловым и стратиграфическим несогласием залегает на нижнекаменноугольных отложениях — аргиллитах, алевролитах, песчаниках, диабазах (рис. 24, 25). В отличие от Кайракского месторождения в разрезе осадочных пород встречен только один бокситовый горизонт. Он прослежен вдоль контакта палеозойских и мезозойских отложений более чем на 1 км.

Мощность его варьирует от 1 до 3 м. Часто он подстилается пластом лилово-бурых гематит-каолинитовых аргиллитов. В северной части месторождения бокситы залегают на коре выветривания диабазов. Здесь в отдельных участках сохранились фрагменты верхней зоны свободных окис-

Рис. 24. Схематическая геологическая карта северо-восточного участка рудопроявления Кундаджуаз

1—4 — нижнеюрские отложения: 1 — песчаники, 2 — угли, углистые аргиллиты, 3 — бокситы бобово-олито-обломочные, 4 — лилово-бурый каолинитовый аргиллит; 5—7 — нижнекаменноугольные отложения: 5 — аргиллит, 6 — алевролиты, песчаники (C_1), 7 — диабазы, базальтовые порфириты (C_1); 8—12 — породы триас-юрской коры выветривания: 8 — структурный (псевдоморфный) боксит по диабазу, 9 — каолинитовая зона, 10 — гидрослюдянная, 11 — зона дезинтеграции, 12 — гидрослюдяно-каолинитовая порода (кора выветривания по алевролитам и аргиллитам); 13 — геологические границы между породами; 14 — границы между зонами коры выветривания

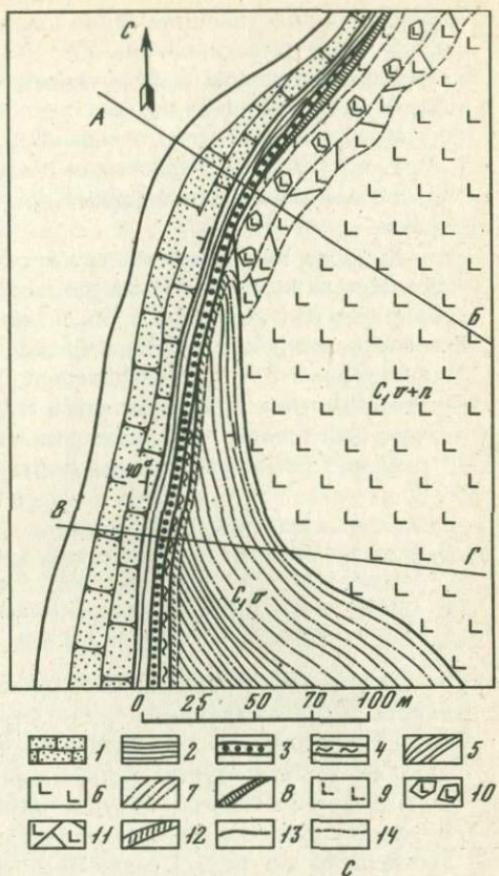
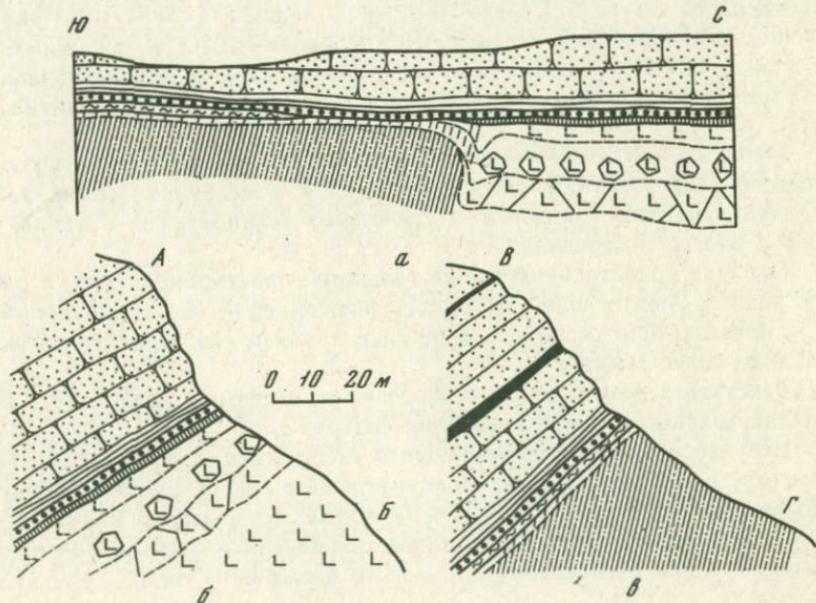


Рис. 25. Схематические геологические разрезы Кундаджуазского рудопроявления бокситов

а — продольный; б, в — поперечный разрезы (б — в районе распространения диабазов и базальтовых порфиритов; в — в поле распространения аргиллитов, алевролитов, песчаников)

Условные обозначения см. на рис. 24



лов коры выветривания, т. е. имеется полный разрез латеритного профиля коры выветривания, который был описан ранее на терригенных породах: песчаниках, алевролитах и аргиллитах. Мощность выветрелой зоны составляет 0,5—1,0 м.

В кровле бокситового горизонта почти повсеместно прослеживается горизонт углей или углистых аргиллитов мощностью от 0,2—0,3 м до 1 м. Выше они сменяются юрскими гравийными песчаниками и конгломератами.

Вопрос о принадлежности углистых разностей к юрской или триасовой толще пока не решен. Имеются данные С. Е. Прянишникова и Е. А. Репман, согласно которым в бокситоносной толще установлены отпечатки папоротников *Margatiopsis Muensteri*, *Podozamites* и семена хвойных, характерных для позднетриасовой (рэтской) эпохи. С другой стороны, имеется мнение Т. А. Сикстель и Н. П. Гомолицкого (устное сообщение) о принадлежности бокситоносных отложений к лейасу.

Разрез бокситоносной пачки (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Аргиллит углистый темно-серый	0,2
2. Боксит пятнистый буровато-серый, зеленоватый бобово-оолито-обломочной структуры, местами слабо слоистый, плотный, массивный	1,1
3. Боксит светло-серый, буровато-серый, кавернозный, с реликтами порфировой структуры исходной породы	0,3—1,0

Структурный (латеритный) боксит венчает профиль выветривания диабазов. Вещественный состав, структура и вторичные изменения его были приведены при описании коры выветривания, поэтому в данном разделе характеризуется только горизонт осадочного боксита.

Бобово-оолитово-обломочные разности бокситов имеют на территории Кундаджуазского месторождения преобладающее распространение. Они прослежены по всей Северо-Восточной залежи в виде выдержанного пласта с небольшими перерывами (пережимами). Протяженность пласта около 300 м, мощность — от 0,2—0,5 м до 2,5 м. Какой-либо зависимости мощности горизонта от положения в палеорельфе установить не удалось.

Наблюдается приуроченность грубообломочных разностей к несколько повышенным участкам рельефа в южной и северной частях залежи. Верхняя граница горизонта с углистыми аргиллитами — резкая, нижняя — иногда постепенная.

Окраска боксита меняется не только по простианию, но и в разрезе (в разных частях пласта) от зеленовато-серой до зеленовато-буровой. Как правило, близ кровли, на границе с углистыми разностями, она несколько более темная.

Текстура бокситов плотная, массивная, местами с поверхности кавернозная вследствие выщелачивания сидерита.

Структура бокситов бобово-оолитово-обломочная (табл. XII, а). По количеству оолитов, их размерам и внутреннему строению они аналогичны красновато-бурым делювиальным бокситам Кайракского месторождения и хорошо отличаются от диаспор-шамозитовых обломочных руд с преобладающим в них шамозитовым цементом базального типа.

Бокситы состоят из бобовин и оолитов (50—70%), обломков (10—15%) и цемента (20—30%).

Бобовины и оолиты имеют правильную овальную форму. Размеры их от 0,05 до 1—2 мм. Внутреннее строение оолитов концентрически-зональное (до 8—10 концентров), бобовины имеют однородное строение. Они сложены мелкокристаллическим диаспором и бемитом.

Выделяются два типа оолитов — аутигенные и обломочные.

Аутигенные оолиты имеют отчетливое концентрически-зональное строение и постепенные границы с основной массой. В ядре оолитов встречается диаспор-лейкоксеновый гелевидный агрегат, каолинит. Концентры оолита сложены в основном диаспором: чередуются полосы диаспора различной степени раскристаллизованности, с примесью лейкоксена или относительно более чистые.

Сидерит ни в ядре оолита, ни в концентратах не имеет характерного для карбонатных конкреций радиально-лучистого строения. Он представлен сростками крупных кристаллов неправильной формы. Сидерит, несомненно, — вторичный минерал в боксите. Имеются его прожилки. Сидеритовая кайма вокруг некоторых оолитов, по-видимому, обусловлена более высокой проницаемостью породы на контакте цементирующей массы и оолитов, наличием пор.

Обломочные оолиты имеют резкие границы с цементирующей массой и несут среди перемыча — частично разрушены, с отслоившимися концентрами. Обломки представлены бобово-оолитовыми бокситами каолинит-диаспорового состава и выветрелыми — каолинизированными (с диаспором) обломками эфузивов, сохранившими отчетливые реликты порфировой структуры (табл. XII, б, в). Размер обломков — от долей миллиметра до первых сантиметров. Форма — различная, чаще — изометричная средней окатанности.

Цемент породы диаспор-каолинит-шамозитовый, с гнездами сидерита и вкрапленностью сульфидов. Характер распределения компонентов сугубо кавитарный. Тип цемента — выполнения пор или базальный.

Часто близ кровли и подошвы бокситы несут следы вторичного изменения — ресилификации. Она выражается в замещении вещества обломков бобовин, оолитов и основной массы каолинитом и гидрослюдой. При этом первичная оолитовая структура сохраняется, остаются также следы их внутреннего строения в виде концентров лейкоксена и реликты, «островки» кристаллического диаспора, инъецированного с краев каолинитом и гидрослюдой.

Минеральный состав породы следующий (в %): диаспор — около 30—40, бемит — 2—3, каолинит — 15—25, шамозит — 20—25, сидерит — 10—15, прочие минералы — до 5. Все они образуют тонкие срастания друг с другом.

Диаспор оолитов образует мелкие (0,03—0,04 мм в длину) коротко-столбчатые кристаллы, бесцветные или чуть желтоватые, с высокими цветами интерференции.

В бокситах данного типа выделено две генерации диаспора. Диаспор первой генерации слагает концентры оолитов, более поздний — выполняет в них трещины усыхания.

Бемит находится обычно в смеси с диаспором. Он также образует мелкие таблитчатые кристаллы, но с невысоким рельефом и низкими (серыми, белыми) цветами интерференции.

Каолинит встречен в оолитах, обломках и цементирующей массе. Можно выделить три его генерации. Каолинит первой генерации входит в состав обломков и слагает центральную часть некоторых оолитов. Он главным образом тонкочешуйчатый, но встречаются и мелкие обломки вермикулitoобразных сростков. Каолинит второй генерации выполняет трещины усыхания в оолитах и встречается в виде гнезд в основной цементирующей массе боксита.

В последнем случае каолинит тонкочешуйчатый. Каолинит третьей генерации (наложенный) замещает диаспор в оолитах, бобовинах и обломках. Во всех случаях он хорошо диагностируется при микроскопическом изучении.

Сидерит в проходящем свете бесцветный, иногда с краев зерен слегка буроватый, окисленный, с резкой псевдоабсорбцией; $n_o = 1,846$, $n_e = 1,620$, $n_o - n_e = 0,226$. На инфракрасном спектре поглощения образца сидеритсодержащего боксита отчетливо заметны характерные для сидерита полосы поглощения в области — 1340 и 870 см^{-1} . Присутствие сидерита в каолинит-диаспоровых бокситах устанавливается также термическими анализами. Небольшая примесь сидерита (до 10%) в боксите обычным термовесовым анализом не обнаруживается. Лишь в атмосфере CO_2 на термограмме появляются характерные для него эффекты: эндо- при 970° и экзо- при 750° (обр. II).

Кроме того, его присутствие в бокситах данного типа легко устанавливается рентгеновским анализом. Сидерит представлен двумя генерациями: I — в основной массе породы, II — в прожилках. Оптические свойства их идентичны.

Шамозит — один из главных минералов бобово-оолитовых бокситов. При микроскопическом изучении выделено две генерации шамозита. Шамозит I генерации встречается в основной массе породы. В проходящем свете он светло-зеленый, тонкокристаллический с очень низкими (темно-серыми) цветами интерференции, местами — почти изотропный. Более поздний шамозит II генерации, образует секущие прожилки (до 0,1 мм). Оптические свойства его почти такие же, как и у шамозита I генерации. Местами он лучше раскристаллизован и отличается более густой коричневато-буровой окраской и четким колломорфным строением, иногда с почковидными выделениями. Более точная диагностика шамозита проведена с применением термического анализа, инфракрасной спектроскопии и рентгеновского метода. Установлена смесь ортогональной и моноклинной форм.

Сульфиды представлены главным образом пиритом и реже — галенитом и сфалеритом (по данным С. Е. Прянишникова и Е. А. Репман). Пирит образует мелкие кристаллы (сотые доли миллиметра), выделения неправильной формы.

По химическому составу бокситы и бокситовые породы Кундаджуазского месторождения — высокожелезистые и кремнистые (табл. 23). Количество глинозема в них колеблется от 25 до 65%, а кремнезема — от 5

Таблица 23

Химический состав бокситов и бокситовых пород месторождения Кундаджуаз

Оксисел	Боксит диаспор-шамозитовый с сидеритом		Оксисел	Боксит диаспор-шамозитовый с сидеритом	
	обр. 1243	обр. 17*		обр. 1243	обр. 17*
SiO ₂	11,2	8,24	Na ₂ O	0,05	0,16
TiO ₂	2,38	2,52	K ₂ O	0,22	0,42
Al ₂ O ₃	42,14	44,70	H ₂ O ⁻	Не обн.	13,80
Fe ₂ O ₃	3,83	3,10	H ₂ O ⁺	10,00	
FeO	23,40	18,24	CO ₂	4,36	7,26
MnO	0,31	0,22	P ₂ O ₅	0,28	Не опр.
MgO	1,68	0,90	Сумма	100,12	99,94
CaO	0,27	0,23			

* По материалам Л.П. Коннова.

до 35%. Валовое содержание железа достигает 45%, а в среднем составляет 13%. Доли закисного и окисного железа примерно одинаковы.

Большая часть глинозема (около 30—35%), вероятно, связана с диаспором, часть его входит в состав каолинита и шамозита.

Кремнезем распределяется главным образом между каолинитом и шамозитом.

Окисное железо и часть закисного входят в состав шамозита. Кроме того, часть закисного железа связана с сидеритом. MgO и CaO, очевидно, также в основном входят в состав шамозита.

Присутствие небольшого количества K₂O (до 0,42%), по-видимому, объясняется появлением наложенной вторичной гидрослюды, а может быть, и сорбцией его глинистыми минералами.

Математическая обработка результатов опробования бокситов (по данным Л. П. Коннова, С. Е. Прянишникова и Е. А. Репман) методом корреляционного анализа позволила выявить следующие закономерности в поведении отдельных окислов.

С увеличением содержания Al₂O₃ возрастает содержание TiO₂. Коэффициент корреляции, равный +0,915, указывает на положительную корреляционную связь между этими окислами, существенную даже при 1%-ном уровне значимости. Это свидетельствует о генетической связи TiO₂ и Al₂O₃. Она обусловлена, скорее всего, тем, что источником бокситового материала была в основном латеритная кора выветривания эфузивов основного состава.

Вычисленное соотношение содержаний Al₂O₃ и валового железа в бокситах (коэффициент корреляции равен 0,19) свидетельствует об отсут-

ствии между ними какой-либо корреляционной связи. При генетических построениях этот факт можно объяснить наложением вторичных процессов или отсутствием генетической связи Al_2O_3 и Fe_2O_3 .

Для данного типа бобово-оолито-обломочных бокситов и пород коры выветривания диабазов полукалическим спектральным анализом установлен идентичный комплекс редких и рассеянных элементов с близкими средними содержаниями: $\text{Be} = 3 \cdot 10^{-3}$ — $3 \cdot 10^{-4}$, $\text{Sc} = 5 \cdot 10^{-4}$, $\text{Nb} = 3 \cdot 10^{-3}$, $\text{Gd} = 2 \cdot 10^{-3}$, $\text{Mo} = 2 \cdot 10^{-4}$, $\text{Zr} = 2 \cdot 10^{-2}$, $\text{Y} = 2 \cdot 10^{-3}$. Бокситы отличаются от пород коры выветривания более высоким содержанием Ge — до 0,01 %. Содержания остальных элементов в бокситах и коре выветривания близки к кларковым. Идентичный набор редких и рассеянных элементов и близкие средние содержания указывают на генетическую связь бокситов и коры выветривания.

Слабо выраженная слоистость и почти полное отсутствие сортировки обломочного материала позволяют предполагать накопление бокситов данного типа в суходолах, вблизи от выходов латеритной коры выветривания или на склонах пологих холмов и небольших возвышений рельефа. Сравнительно мелкие обломки (до 1 см в диаметре) указывают на слабую гидродинамическую активность поверхностных вод, сильную выровненность рельефа. Наличие в бокситах обломков оолитовых бокситов свидетельствует о неоднократном перемыве и переотложении бокситового материала.

Образование оолитов в субаэральной обстановке, на высоких плато известно в латеритно-осадочных бокситах Гвинейского щита [130]. По внутреннему строению оолиты вышеописанного боксита похожи на оолиты месторождений Киндийского района Гвинеи. В то же время бокситы Кундаджуазского рудопроявления по составу резко отличаются от последних. При описании структурно-текстурных элементов боксита и его минерального состава был отмечен вторичный характер шамозита и сидерита. Их образование связано, по-видимому, с последующим заболачиванием территории — с воздействием озерно-болотных вод, в которых шло угленакопление. Вторичные изменения могли происходить и позднее, после захоронения бокситового пласта под чехлом мезо-кайнозойских отложений.

Диаспор в боксите также не первичный: его образование, по-видимому, обусловлено катагенезом и метаморфизмом. С метаморфизмом, вероятно, связано образование вторичной слюды.

Нигде больше, ни на одном из известных мезозойских бокситопроявлений Средней Азии (не считая Памирских), присутствие слюды в бокситах не отмечено. По-видимому, ее появление обусловлено воздействием гранитного интрузива, который обнажается неподалеку, в 3 км к востоку от рудопроявления. Пространственная связь метаморфизованных бокситов с гранитами отмечалась для палеозойских бокситопроявлений в Нурагинских горах, в Центральном Памире, на Северном Урале.

ОЗЕРНО-БОЛОТНЫЕ БОКСИТЫ

РУДОПРОЯВЛЕНИЕ ЯНГОКЛЫК

Янгоклыкское рудопроявление расположено в горах Сурхантау, в центральной части одноименной брахиантиклинали. Обнажение расположено в левом борту ручья Янгоклык — левого притока Сангардакдары.

Рудопроявление было впервые детально описано М. Ф. Викуловой [28], которая считала его латеритным. Позднее оно изучалось Л. П. Конновым [77], С. К. Гиппом [46], Е. С. Балагуровой и др. [5] и рядом других исследователей.

Бокситоносная толща расположена в основании мезозойских отложений. Она трансгрессивно залегает на каменноугольных (C_1v) кварцево-сернистых сланцах и вторичных кварцитах, местами сохранивших реликты структуры туфов кварцевых порфиров.

Бокситовый горизонт прослеживается по левому борту ручья с перерывами почти на 2,5 км. Наиболее полный разрез бокситоносной толщи известен в центральной части рудопроявления (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Сидерит средне- и крупнокристаллический зеленовато-серый в свежем сколе и коричневато-бурый с поверхности	2,2
2. Алевролит буровато-серый, кавернозный, с желваками, гнездами и вкрапленностью сидерита	1,5
3. Боксит буровато-серый, бобово-оолитово-обломочный	1,7
4. Алевролит коричневато-серый, слоистый, с караваевидными скоплениями сидерита	2,2
5. Углистый аргиллит темно-серый (до черного) слоистый	0,7

Выше по разрезу бокситоносная толща без видимого несогласия перекрывается углистой толщей раннеюрского возраста.

В центральном участке бокситовый горизонт прослежен почти на 200 м. Пласт вытянут в меридиональном направлении и моноклинально падает к востоку под углом 35—45°. С севера и юга он обрывается разломами (рис. 26). Нижняя и верхняя границы бокситового горизонта резкие.

Макроскопически боксит розовато-серый, зеленовато-серый с мелкими оолитами и обломками, местами пелитоморфный. Бурые пятна гидроокислов железа располагаются вокруг зерен сидерита и сульфидов. Порода плотная, массивная, но местами кавернозная вследствие современного выщелачивания карбонатов или сульфидов. В рельфе бокситы образуют карнизы и уступы. Порода рассечена системой параллельных трещин кливажа разлома. Вдоль них также наблюдается интенсивное обогревание породы.

Текстура породы массивная, структура бобово-оолитово-обломочная. Обломки составляют 20—30% общей массы породы. Форма их окатанная или полуокатанная, реже — остроугольная, размер — от долей миллиметра до 1—2 см в диаметре. Состав обломков: каолинитовый, каолинит-диаспоровый.

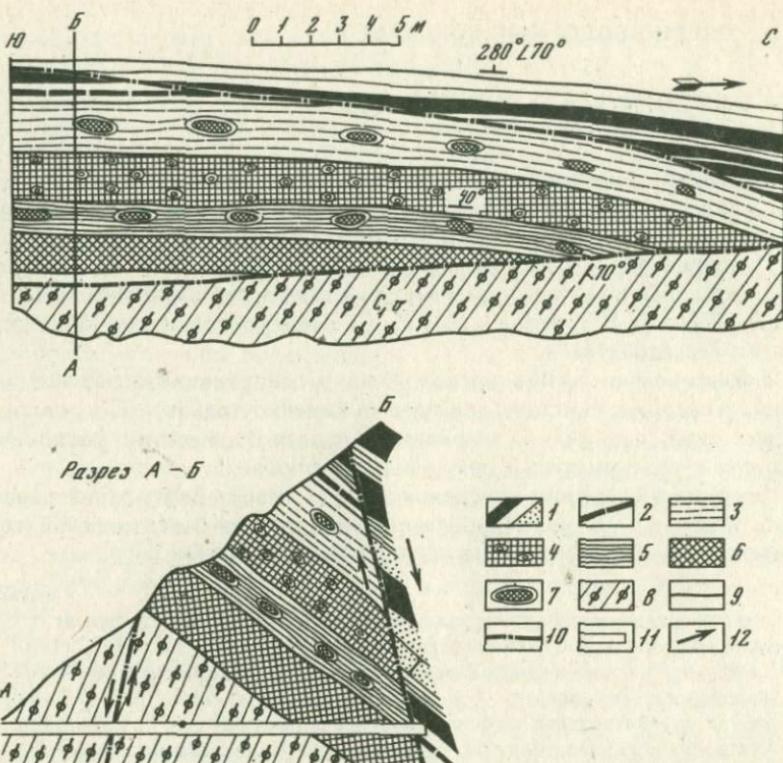


Рис. 26. Схематическая геологическая карта Центрального участка рудопроявления Янгоклык

1—6 — нижнеюрские отложения: 1 — песчаники, алевролиты, угли, 2 — углистые алевролиты, 3 — алевролиты, 4 — бокситы, 5 — аргиллиты и алевролиты, 6 — сидериты массивные; 7 — конкреции сидерита; 8 — кварцево-слюдяной сланец (C_1); 9 — границы между породами; 10 — тектонические (разрывные) нарушения; 11 — штолня; 12 — направления перемещения блоков

Бобовины и оолиты составляют около 15% всей породы. Их размеры от 0,1 до 1,5—2 мм. Бобовины состоят из каолинитового ядра и диаспоровой оторочки. Оолиты имеют концентрически-зональное строение. В ядре их также встречается каолинит, иногда — диаспор-лейкоксеновый агрегат, реже — сидерит. Местами в ядре оолитов встречается кальцит и гематит. Химический состав одного из них был исследован с помощью рентгеновского микронализатора.

Данные химического анализа, в вес. %

№ образца	Fe_2O_3	FeO	Al_2O_3	CaO	CO_2	H_2O	Сумма
2207/15	14,0	9,8	0,8	48,6	37,3	0,1	100,8

Данные пересчета химического анализа на минеральный состав

№ образца	Диаспор	Гематит	Кальцит
2207/15	0,9%	14,0%	85,9%

Концентры оолитов сложены диаспором и лейкоксеном. Количество концентров — до 4—5.

Цемент породы каолинит-шамозит-диаспоровый. Распределение компонентов неравномерное, густковое. Каолинит и шамозит — тонкочешуйчатые, иногда они слагают тонкокристаллическую агрегатно-поляризующую массу. Диаспор встречается здесь как в виде рассеянных кристаллов, так и в виде густков и гнезд.

Кроме указанных минералов, в цементирующем массе встречаются сидерит и сульфиды (тетраэдрит, пирит, галенит, сфалерит и др.). Они распределены в породе неравномерно. Сульфиды выполняют поры и пустоты, встречаются в виде отдельных вкраплений, гнезд и прожилков (табл. XIII, а—г), приуроченных к включениям органики, и связаны, по-видимому, с наложенными процессами. Сульфиды (преимущественно блеклые руды) приурочены к трещинкам кливажа. Вдоль них также наблюдается более интенсивная вкрапленность сульфидов в боксите. Установлено замещение сульфидами сидерита I генерации и органических остатков.

Минеральный состав бокситов следующий в % (по данным пересчета химического анализа обр. 2207): диаспор — 32, каолинит — 30, сидерит — 25, шамозит — 5, магнезит — 3,00, кальцит — 2,00, рутил и анатаз — 2, сульфиды — около 1.

Сульфидная минерализация нами специально не изучалась. Главные минералы (по данным А. Б. Бедера) — пирит и тетраэдрит, второстепенные — халькопирит, галенит, сфалерит и буронит; в незначительном количестве — арсенопирит, базовисмутин, буланжерит, висмутин, джордизит, киноварь. Кроме того, отмечены вторичные минералы — малахит и азурит, замещающие тетраэдрит (табл. XIII, в). Из акцессорных минералов присутствуют циркон и турмалин.

По химическому составу бокситы Янгоклынского рудопроявления отвечают кондиционным рудам среднего качества (табл. 24). Содержание глинозема составляет в них 50% и более, при содержании кремнезема около 10—12%. Они относятся к высокожелезистым — суммарное содержание железа достигает 25%. Преобладает здесь окисное железо, связанное с гетитом, развивающимся по сидериту в результате современного окисления последнего. Несмотря на присутствие в бокситах сульфидов, в целом они малосернистые.

Набор малых элементов в бокситах по данным полуколичественного спектрального анализа имеет специфические особенности. Содержания сидерофильных элементов и элементов-гидролизатов не превышают кларковых. Концентрируются в бокситах халькофильные элементы: медь, цинк, свинец, мышьяк, сурьма, висмут и др. (табл. 25). За исключением цинка и свинца, все они связаны с тетраэдритом. Цинк и свинец соответственно входят в состав сфалерита и галенита.

Пастообразная форма бокситовой залежи, бобово-оолитово-обломочная структура и наблюдавшаяся местами слоистость указывают на осадочное происхождение бокситов.

Наличие в бокситах обломочного материала свидетельствует о механическом способе транспортировки исходного материала. Тот факт, что

Таблица 24

Химический состав бокситов и бокситовых пород Янгоклыкского рудо-проявления

Оксидел	Оолито-обло- мочный бок- сит, обр. 2207	Обломки		
		1	2	3
SiO ₂	11,72	12,86	8,68	25,62
TiO ₂	1,66	—	1,84	—
Al ₂ O ₃	37,15	47,72	52,47	41,81
Fe ₂ O ₃	4,7	12,29	9,45	
FeO	20,44		9,78	12,97
MnO	0,13	—	Сл.	—
MgO	1,72	—	”	—
CaO	1,12	—	”	—
Na ₂ O	0,06	—	—	—
K ₂ O	0,06	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,33	—	—	—
H ₂ O ⁺	7,75	—	—	—
CO ₂	12,70	—	—	—
P ₂ O ₅	0,18	—	—	—
П.п.п.	—	18,22	17,76	16,23
Сумма	99,77	98,09	99,98	96,63

Примечание. Обр. 2207 — боксит из кровли пласта; обр. 1 — боксит из верхней части пласта; обр. 2 — боксит из средней части пласта; обр. 3 — боксит из нижней части пласта (обр. 1—3 — по данным М.Ф. Викуловой [28]).

бокситы ассоциируют с сидеритом, аргиллитами и углистыми породами, а также пластообразная форма залегания и наличие слоистости указывают на их накопление в постоянном водоеме озерно-болотного типа с восстановительной геохимической обстановкой при достаточно высоком режиме CO₂. Благодаря последнему поры и пустоты в породе, а также в бобовинах и оолитах заполнялись карбонатами — сидеритом или кальцитом.

Наличие в основании бокситоносной пачки пласта сидеритов свидетельствует о том, что в водоеме с самого начала его заложения существовали восстановительные условия. Осадочная природа сидеритов доказывается отмеченной в них слоистостью с чередованием полос сидерита и каолинита.

Предположительно источником бокситового материала служила кора выветривания, распространенная в прошлом достаточно широко, а ныне известная в виде реликтов в непосредственной близости от рудопроявления (в 1 км к северу, в 2—3 км к западу, в районе месторождения Хондиза). О небольшом расстоянии транспортировки бокситового материала свидетельствует остроугольная форма некоторых обломков. Незначитель-

Таблица 25

Содержания элементов-примесей в породах бокситоносной толщи Янгоклыкского рудопроявления (по данным полуколичественных спектральных анализов)

Элемент	Бокситы	Сидериты	Аргиллиты	Элемент	Бокситы	Сидериты	Аргиллиты
As	4,6	200	80	Bi	2	4,6	—
Sb	20	100	100	Tb	—	1	1
Pl	100	500	100				
Zn	8	8	20				
Cu	500	100	10				

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

ное их количество может быть как следствием интенсивного диагенеза осадка, так и небольших размеров частиц переносимого бокситового материала. Последний мог поступать в водоем преимущественно в виде суспензии и взвеси, коллоидных и истинных растворов.

Сульфидная минерализация могла возникнуть, по-видимому, на стадии диагенеза. Большая часть описанных сульфидных минералов тяготеет к участкам с остатками органического вещества. Иногда они встречаются в ядрах оолитов, но имеются случаи локализации их по трещинкам кливажа, что может указывать и на связь с катагенетическим этапом.

Определение изотопного состава серы из блеклых руд показало, что она имеет биогенное происхождение — $\delta^{34}\text{S} = +0,118\%$, т. е. сульфиды в рудах связаны с поверхностными процессами. Точно так же углерод из подстилающих бокситы сидеритов является биогенным — $\delta^{13}\text{C} = -1,94\%$. Тем самым известное предположение М. Ф. Викуловой о связи сульфидов в бокситах с гидротермальной деятельностью не получило подтверждения.

ХАУЗСКОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ

Рудопроявление расположено в южной части периклинального замыкания антиклинали Сурхантау. Залежь бокситов обнажается в основании скальных уступов, сложенных нижне-среднеюрскими угленосными отложениями. Как более устойчивые к выветриванию породы, бокситы образуют козырьки и выступы. Непосредственно в коренных выходах горизонт прослежен на несколько десятков метров. Мощность от 0,6 до 2,0 м.

Бокситы залегают под углистыми породами и подстилаются красными аргиллитами. В верхней части они содержат обильный углистый материал. В углях также встречена небольшая линза светло-серых, розовато-серых мелкооолитовых бокситов (рис. 27).

Бокситы имеют светло-серую, пепельно-серую, буровато-серую, в верхней части — зеленовато-серую окраску, они крепкие, местами каверноз-

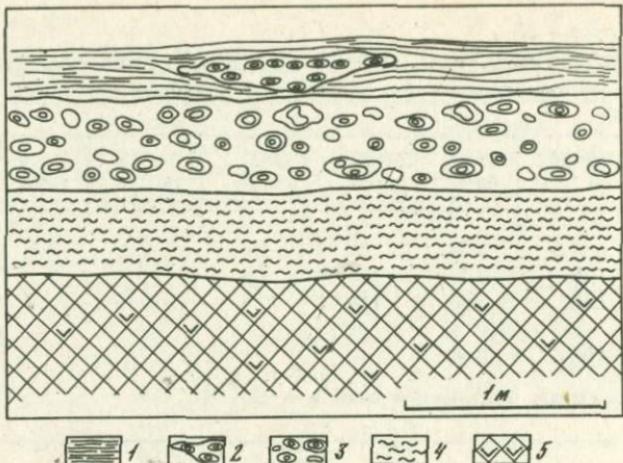


Рис. 27. Зарисовка обнажения рудопроявления Хауз

1 — угли и углистые аргиллиты; 2 — боксит мелкооолитовый; 3 — боксит обломочно-оолитовый; 4 — аргиллит лилово-бурый; 5 — кора выветривания по диабазам

ные, с гидроокислами железа в пустотах. Структура породы обломочно-оолитовая, мелкооолитовая, в нижней части — пелитоморфная. Размер оолитов от десятков долей миллиметра до 1,5—2,0 мм в диаметре. Характернейшая особенность в облике бокситов Хаузского рудопроявления — уплощенная форма оолитов (см. табл. XIII, д). Длинной осью оолиты ориентированы по слоистости. Следов деформации бокситы не имеют. Более широкая зона концентров в удлиненной части оолитов свидетельствует о лучших условиях роста оолитов по слоистости. В направлении, перпендикулярном слоистости, толщина концентров меньше примерно в 2—3 раза.

Минеральный состав обломочно-оолитовых бокситов нижнего (подугольного) горизонта — каолинит-диаспоровый, а линза мелкооолитовых бокситов внутри углей сложена шамозитом и диаспором. Присутствие (и преобладание) каолинита в обр. I выявлено ИК-спектрами. Его линии наблюдаются как в области валентных колебаний гидроокислов (3600 — 3700 см^{-1}), так и в области колебаний связи $\text{O}-\text{Al}$ (около 1000 см^{-1}).

Наличие обломочного бокситового материала свидетельствует, по крайней мере, о значительной доли механического переноса в образовании залежи бокситов. Слоистость породы, наличие растительного детрита, присутствие шамозита — все это указывает на накопление бокситов в заболоченном водоеме. Образование оолитов, скорее всего, происходило на стадии диагенеза. Преимущественный рост концентров по слоистости, в направлении лучшей проницаемости пород, служит дополнительным подтверждением диагенеза бокситов.

По качеству бокситы рудопроявления Хауз приближаются к рудам средних марок (в %): $\text{Al}_2\text{O}_3 = 49,02$, $\text{SiO}_2 = 11,72$, Fe_2O_3 общ. = 21,61.

Отдельные пробы отвечают бокситам высшего качества: SiO_2 — 0,90%, Al_2O_3 — 72,12%, Fe_2O_3 общ. — 8,88 (данные Я. К. Писарчик).

Ввиду незначительных размеров рудопроявление практического значения не имеет.

Рудопроявление представляет интерес в связи с тем, что здесь наблюдается совмещение боксито- и угленакопления. Описанные бокситы интересны и как озерно-болотные осадки с редкой и своеобразной удлиненно-олитовой структурой.

КАРСТОВЫЕ БОКСИТЫ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ КАРА-КИЯ-САЙ

Рудопроявление расположено в Южной Фергане. Тектонически оно приурочено к широтно-ориентированному грабену, заполненному мезо-кайнозийскими отложениями. Бокситы залегают на закарстованной поверхности нижнедевонских и эйфельских известняков.

На территории рудопроявления установлено несколько разобщенных выходов бокситов и бокситовых пород. С севера бокситы перекрываются терригенной нижнеюрской толщей, к югу рудная залежь выклинивается. М. П. Вакуленко установлено, что мощность бокситов уменьшается с востока на запад.

Бокситоносная пачка слагает низы лейасовой толщи. Поверхность подстилающих известняков неровная, карманообразная, с карстовыми воронками, имеющими вертикальные стенки. Глубина и ширина этих воронок — первые метры. На поверхности известняков всегда имеется 3—5-см корочка ожелезненной породы темно-бурового цвета.

Разрез бокситоносной пачки не везде одинаков. В левом борту сая, в основании бокситоносной толщи, непосредственно на известняках залегают мелкообломочные конгломерато-брекчии зеленовато-бурового цвета. Обломочный материал в них довольно разнородный по составу: каолинитовый, гидрослюдяной, кремнистый. Форма обломков различная — остроугольная и округлая, размеры — до 1—3 см. В цементе породы встречаются гнезда мелкокристаллического апатита. В проходящем свете он бесцветный или чуть зеленоватый, при скрещенных николях — темносерый. Диагностика его подтверждена рентгеновским анализом. Химическими анализами установлено, что он составляет около 25% основной массы породы (табл. 26, обр. 2077).

Разрез бокситовой толщи составлен в юго-западной части месторождения. Снизу вверх здесь выделены следующие горизонты.

	Мощность, м
1. Бокситовая порода буровато-зеленая, грязно-зеленая, брекчированная, рассеченная прожилками гематита (обр. 1)	0,8
2. Бокситовая брекчия красновато-бурая, с остроугольными обломками мелкобобовых бокситов (обр. 2091)	7,4
3. Мелкообломочная брекчия пятнистоокрашенная — красновато-бурая, зеленовато-бурая, буровато-серая	1,0
4. Конгломерато-брекчия с плохо отсортированным и слабоокатанным обломочным материалом различного состава	5,0
5. Аргиллит лилово-буровый с редкими и мелкими (1—2 мм) обломками и железистыми бобовинами, размером до 1—2 мм в поперечнике	1,5

Таблица 26

Химический состав пород Кара-Кия-сайского рудопроявления бокситов
(в вес. %)

Оксид	2082	2077	1	2091	2092а	2092е
SiO ₂	—	47,83	21,58	14,88	9,81	10,70
TiO ₂	—	0,40	1,80	1,08	2,59	2,50
Al ₂ O ₃	0,03	8,82	47,00	33,34	64,04	61,31
Fe ₂ O ₃	0,08	9,55	7,47	30,87	4,81	5,06
FeO	—	Нет	8,35	0,69	2,03	1,75
MnO	—	—	—	0,82	—	Сл.
MgO	Нет	1,24	—	1,48	0,59	0,59
CaO	55,65	13,91	—	0,70	1,64	2,16
Na ₂ O	—	0,07	—	0,13	0,05	0,05
K ₂ O	—	1,45	—	0,19	0,07	0,06
H ₂ O	—	—	—	2,76	0,54	0,73
H ₂ O ⁺	0,31	—	13,60	12,44	13,27	13,10
CO ₂	43,30	0,63	—	0,14	Сл.	Сл.
P ₂ O ₅	—	8,82	—	—	0,98	1,45
F	—	0,90	—	—	—	—
Cl	—	0,08	—	—	—	—
С у м м а	99,67	99,41	99,80	99,52	100,42	99,46
SiO ₂ своб	—	20,89	—	—	—	—

Примечание. Обр. 2082 — известняк (D_1); обр. 2077 — мелкогалечный конгломерат с фосфатно-глинистым цементом; 1 — зеленовато-бурая бокситовая порода (по данным С.К. Гиппа [46]); обр. 2091 — бокситовая брекчия (красновато-бурая); обр. 2092а, 2092е — обломки мелкооболитового боксита.

Выше по разрезу залегает нижнеюрская терригенная толща с про слоями углей.

В приведенном разрезе, как и на площади всего рудопроявления, преобладают красновато-бурые бокситовые породы. Не касаясь описания нижнего, менее мощного горизонта буровато-зеленых бокситовых пород, остановимся более детально на красновато-бурых разностях.

Бокситовая брекчия с размывом залегает на буровато-зеленых бокситовых породах. Окраска ее варьирует от светло-розовой до красновато-буровой, структура — брекчевая, текстура массивная. Какой-либо сортировки обломочного материала не наблюдается. Количество обломков снизу вверх по разрезу уменьшается. Соответственно меняется и окраска породы — от красновато-буровой до светло-розовой.

Бокситы легко рассыпаются при ударе молотком, но в целом они аргиллитизированы и не размокают в воде. Объемный вес пород 2,37 г/см³, эффективная пористость 22,67%.

Количество обломков в них достигает 60%. Форма их остроугольная, неокатанная, размеры — от долей миллиметра до 2—5 см в поперечнике.

В нижней части горизонта преобладают коричневато-бурые обломки гематит-диаспоровых мелкобобовых бокситов. Внутреннее строение бобовин из-за густой окраски не проявляется ни макроскопически, ни под микроскопом. Бобовины соприкасаются друг с другом. Цемент также густо окрашен окислами железа. В центральной части такие обломки кажутся однородными, а по краям обломка происходит его дезинтеграция и «выкрашивание» отдельных бобовин и оолитов. Размеры отдельных бобовин не превышают 0,5 мм в диаметре. При обесцвечивании шлифов почти все так называемые бобовины обнаруживают концентрически-зональное строение. В них наблюдается чередование полос диаспера, лейкоксена, гелевидного вещества (бемита). Количество концентров в среднем 4—5. В центральной части оолитов часто сохраняется гематит.

Цемент бокситовой брекции каолинит-гематитовый. В нижней части разреза больше гематита, в кровле горизонта преобладает каолинит, без примеси гематита. Цемент — типа выполнения пор, иногда базальный.

Кроме описанных встречены бокситы, в которых оолиты сложены главным образом гелевидным веществом. Концентры в них различимы под микроскопом лишь по присутствию лейкоксена. Рентгеновское изучение вещества плохо раскристаллизованных оолитов показало, что они сложены в основном bemитом. Характерные bemитовые эффекты наблюдаются на ИК-спектрах в интервале длин волн 3100—3300 см⁻¹. На термограмме вещества оолитов, кроме bemитового эффекта (580°), имеется слабый каолинитовый экзоэффект около 1000°.

В верхней части горизонта встречаются светлые обломки мелкооолитовых бокситов диаспорового состава. В них сохранились реликты темно-бурых мелкобобовых бокситов, что указывает на их образование в результате обесцвечивания красных бокситов. Вынос железа, скорее всего, связан с воздействием восстановительных условий, которые могли возникнуть в результате инфильтрации вод, обогащенных органикой, из вышележащей нижнеурской угленосной толщи.

По химическому составу бокситовая брекция не отвечает кондиционному бокситу. Количество глинозема в ней 33,34% при содержании кремнезема 14,88%. Минералогические пересчеты показали, что на 32% порода сложена каолинитом, минералы глинозема составляют около 28%. Окисное железо (30,87) полностью входит в состав гематита. Присутствие 0,17% закисного железа можно объяснить наличием в породе небольшого количества магнетита. Присутствие щелочных и щелочноземельных элементов, по-видимому, связано с сорбицией их глинистыми минералами.

Обломки бокситов по химическому составу отвечают высококачественным бокситам (см. табл. 26). Количество глинозема в них более 60%, кремнезема — не выше 10%, Fe₂O₃ — 4,0—5,0%. Содержание окиси железа здесь вдвое ниже, чем в общей массе породы, зато содержание окиси титана, как и глинозема, выше примерно в два раза — 2,50—2,60%.

Сравнивая химические анализы цемента и обломков, нетрудно заметить, что основная масса глинозема связана с обломочным материалом. Большая же часть окислов железа входит в состав цементирующей массы бокситовой породы. Такое же соотношение главных компонентов наблюдается и в карстовых бокситах Яккаханы (табл. 27).

Таблица 27

Химический состав карстовых бокситов и составляющих его частей рудо-
проявления Яккахана, в вес. %

Компо- нент	202	7	9	Компо- нент	202	7	9
SiO ₂	16,99	17,93	7,07	Na ₂ O	0,10	0,085	0,15
TiO ₂	1,67	1,92	2,08	K ₂ O	0,23	0,17	0,35
Al ₂ O ₃	44,91	7,41	58,73	H ₂ O ⁻	1,26	1,08	1,71
Fe ₂ O ₃	22,98	57,02	14,33	H ₂ O ⁺	10,24	11,38	12,97
FeO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	CO ₂	Не обн.	0,21	0,10
MgO	"	"	"	P ₂ O ₅	0,06	0,04	0,09
MnO	0,80	0,74	0,79	Сумма	99,52	99,40	99,80
CaO	0,28	1,42	1,43				

Примечание. Обр. 202 — железистый боксит; обр. 7 — цементирующая масса боксита; обр. 9 — бобовины, оолиты, включения в боксите.
Аналитики: В.В. Кухарчик, В.В. Лупанова.

Л. П. Коннов [78] считает красные бокситовые породы Кара-Кия-
сайского рудопроявления типичными делювиальными, образовавшимися
за счет размыва латеритных кор выветривания алюмосиликатных по-
род, распространенных в нескольких километрах к югу от рудопрояв-
ления.

Действительно, отсутствием гранулометрической сортировки обломоч-
ного материала, слабой его окатанностью и преимущественно окисной
формой минералов железа эти образования близки к делювиально-про-
лювиальным отложениям.

Не исключая возможность именно такого пути накопления бокситов,
можно предположить последующую латеритизацию обломочного алюмо-
силикатного материала в карстовых полостях. Последнее кажется нам
необходимым дополнением, так как в случае простого механического
переноса на значительное расстояние должно было произойти более
сильное разубоживание бокситового материала.

Доказательством латеритизации делювиально-пролювиального мате-
риала в карсте могут служить новообразованные каемки минералов
глинозема на каолинитовых обломках.

Возможность образования бокситового материала за счет нераствори-
мого остатка известняков представляется исключительно мало вероятной,
так как в непосредственной близости от рудопроявления имеются лишь
известняки, исключительно чистые по составу — нерастворимый остаток
в них составляет всего 0,34%. Для бокситового материала известняки,
по-видимому, играли только роль ловушек.

Обломочные структуры кара-кия-сайских бокситов могли образоваться
в основном в результате переноса бокситового осадка механическим
путем. Бокситовый материал на поверхности известняков неоднократно
перемещался и переотлагался в более глубокие части депрессии. Только

многократным перемывом можно объяснить присутствие в бокситах обломков бобово-оолитовых бокситов, включающих, в свою очередь, более мелкие обломки такого же боксита. Брекчевые текстуры бокситов обязаны, по-видимому, росту и обрушению карста.

Области распространения палеозойских карбонатных пород под нижнеюрскими угленосными отложениями, по нашему мнению, являются наиболее благоприятными для нахождения промышленных месторождений бокситов.

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В БОКСИТАХ

При описании отдельных месторождений и рудопроявлений бокситов уже отмечались вторичные, наложенные, процессы. Были описаны взаимоотношения новообразований с первичными минералами боксита и высказаны предположения о вероятном механизме и причинах их образования.

В данном разделе освещены процессы, наложившиеся на уже сформировавшийся осадочный боксит, и не фиксируются процессы «дозревания» боксита в осадке, отвечающие его дальнейшему выветриванию. Здесь будут рассматриваться изменения бокситового вещества в различных геохимических и термодинамических условиях.

Роль наложенных процессов в бокситах давно обсуждается в литературе [51, 83, 87, 88, 90, 102, 113]. Известно, что боксит как на дневной поверхности, так и под чехлом осадков, продолжает изменяться в результате взаимодействия с атмосферными, почвенными, грунтовыми водами и т. п.

Решающим во всех реакциях бокситового вещества является взаимодействие минералов глинозема с кремнеземом вод. Вследствие большого сродства алюминия и кремния легко в определенных условиях образуются каолинит, шамозит и т. п. В случае длительного взаимодействия боксита с кремнийсодержащими водами он может полностью деградировать и исчезнуть как полезное ископаемое.

Во внешнем облике и минеральном составе бокситов отразилась сложная и разнообразная история геологического развития данной территории.

Первичный бокситовый материал, будучи размытым и переотложенным, изменялся в процессе диагенеза, приспособляясь к различным геохимическим условиям, о чем было сказано в предыдущем разделе. Кроме того, в дальнейшем он изменялся в результате инфильтрации вод из вышележащих пород, а также под воздействием грунтовых вод. Процессы, связанные с преобразованием бокситов после превращения их в породу поверхностными агентами, когда мощность перекрывающих осадков еще невелика (десятки метров), мы объединили в процессы древнего гипергенеза.

В дальнейшем, когда бокситы были перекрыты мощной толщей мезокайнозойских осадков (до 1—2 км) и погружены на значительную глубину, в условиях повышенных температур и давления они также претер-

пели некоторые изменения: уплотнились, частично дегидратировались и т. п. С этими изменениями тесно переплетаются проявления динамометаморфизма, связанного с альпийским тектогенезом. Процессы этого типа объединены в группу катагенетических процессов.

В дальнейшем, в ходе альпийского горообразования, в некоторых участках бокситы были выведены на дневную поверхность и частично изменены в результате современного выветривания.

ПРОЦЕССЫ ДРЕВНЕГО ГИПЕРГЕНЕЗА

По преобладающему в измененном боксите новообразованному минералу выделены следующие процессы в примерной их временной последовательности: 1) каолинизация; 2) шамозитизация; 3) сидеритизация; 4) кальцинизация.

Отмеченные процессы проявились не повсеместно и с разной интенсивностью.

КАОЛИНИЗАЦИЯ

Процессы каолинизации бокситов были отмечены на Кайракском и Кундаджуазском месторождениях, в районе рудопроявлений Уаринский Мост, Кара-Кия-сай, Хауз, Яккахана и в других местах.

Каолинизацию можно наблюдать непосредственно в обнажении — в виде прожилков, зон и карманов. Под микроскопом фиксируются тонкие прожилки и гнезда новообразованного каолинита, местами замещающего минералы глинозема. Граница между свежей и неизмененной породами неровная, карманообразная. Она сечет элементы первичной структуры породы — обломки, оолиты, бобовины.

Изучение мономинеральных фракций чистого каолинита показало, что оптические свойства его близки к эталонным ($n_{\text{ср}}$ около $1,565 \pm 0,002$). Специфической особенностью его является исключительно тонкочешуйчатая форма кристаллов. Характерные для каолинита вермикулитообразные сростки кристаллов не встречены. По данным рентгеновского анализа и электронографии новообразованный каолинит — триклинист со средней степенью упорядоченности.

Почти во всех случаях каолинизация сопровождается осветлением породы, обусловленным выносом значительного количества железа.

На диаграмме баланса вещества, построенной по данным химических анализов красновато-бурового каолинит-диаспор-гематитового боксита и каолинизированной его разности (табл. 28), можно наблюдать резкое увеличение содержания SiO_2 (с 7,76 до 33,05%). Несколько возрастает содержание Al_2O_3 (с 34,81 до 41,77%). Без сомнения, происходит некоторый привнос его извне. Совершенно определенно можно говорить об удалении окислов железа (в исходной породе его было 42,68%, в измененной — 7,70%). По-видимому, отмечается редукция железа. Это подтверждается появлением некоторого количества (0,69%) закиси железа. Содержание других компонентов существенно не меняется.

Таблица 28

Химический состав бокситовых пород рудопроявления Уаринский Мост

Оксид	2596 ^К	2596 ^З	25	Оксид	2596 ^К	2596 ^З	25
SiO ₂	7,76	33,05	39,00	Na ₂ O	0,06	0,11	0,06
TiO ₂	1,52	1,34	1,78	K ₂ O	0,05	0,06	0,53
Al ₂ O ₃	34,81	41,77	36,53	H ₂ O ⁻	0,77	0,81	1,26
Fe ₂ O ₃	42,68	7,70	7,39	H ₂ O ⁺	9,29	12,72	12,00
FeO	Нет	0,69	Нет	CO ₂	0,41	0,09	Нет
MnO	0,80	Сл.	0,02	P ₂ O ₅	0,28	Нет	0,45
MgO	0,76	0,59	0,80	Сумма	99,3	99,93	100,24
CaO	0,14	Нет	0,44				

Примечание. Обр. 2596^К – каолинит-диаспор-гематитовая бокситовая порода; обр. 2596^З, 25 – каолинизированный боксит.

При каолинизации несколько увеличивается объемный вес породы и уменьшается пористость. Иными, по-видимому, становятся упругие свойства: в каолинизированной породе заметны трещинки кливажа, в красновато-буровом боксите они затухают.

Каолинизация, вероятно, связана с просачиванием в боксит после его захоронения более кремнистых вод или инфильтрацией их из поверхностных водоемов. Принимая во внимание интенсивную редукцию и вынос железа, можно предположить, что воды были обогащены органикой.

Установлена определенная закономерность: более интенсивная каолинизация бокситов наблюдается с краев залежи. В центре ее могут сохраняться неизмененные бокситы. Участки интенсивной каолинизации расположены в тех местах, где непосредственно на боксите залегает угленосная терригенная толща. Обесцвеченные породы также часто расположены под углистыми породами.

ШАМОЗИТИЗАЦИЯ

Процесс шамозитизации наиболее сильно проявлен на Кайракском месторождении. Шамозитизация наложилась на красные, местами каолинизированные бокситы. Макроскопически наблюдается постепенный переход красных бокситовых пород в зеленовато-серые. Граница между ними неровная, карманообразная, с заливами. В нижней части зеленой шамозитизированной породы сохраняются участки красновато-бурового боксита. В других местах (рудопроявления Хауз, Янгоклык, Кундаджуаз и др.) в бокситах встречаются прожилки шамозита. Мощность зоны измененных (шамозитизированных) пород — первые метры. Шамозитизированная порода по сравнению с исходной имеет большой объемный вес (около 2,75–2,90 г/см³ по сгражнению с 2,5 г/см³) и меньшую пористость (1–2% против 8–10%) в исходной породе.

наблюдается как псевдоморфное замещение каолинита шамозитом, так и образование метаколлоидных выделений шамозита. По оптическим свойствам, составу и структуре он близок к шамозиту из диаспор-шамозитовых руд и инфильтрационному шамозиту, отмеченному в коре выветривания.

При сравнении химических анализов исходной и шамозитизированной пород (и при анализе геохимической диаграммы) отмечается резкое увеличение в породе количества закисного железа (от 0 до 16% и более). Колебания содержаний Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 и других компонентов не столь велики и могут быть объяснены их различным содержанием в исходной породе. Но тем не менее необходимо отметить, что в измененной породе по сравнению с исходной несколько меньше кремнезема и глиноzemиста.

Ввиду того что в каолините по сравнению с шамозитом кремния и алюминия больше, при замещении каолинита шамозитом, по-видимому, происходит удаление избытка обоих и частичный их вынос из породы. Таким образом, в процессе шамозитизации в породе накапливается закисное железо, и частично выносятся алюминий и кремний.

Шамозитизация бокситов наблюдается только в тех местах, где они перекрываются углистыми породами или породами, накопившимися в озерно-болотных водоемах. По времени образования и характеру минеральных замещений процесс шамозитизации соответствует дигенезу вышележащих осадков.

Анализ парагенетических минеральных ассоциаций инфильтрационно-измененных пород позволяет предположить, что процесс шамозитизации протекал в восстановительной обстановке при слабокислых или слабо-щелочных значениях pH. По данным Р. М. Гаррелса и Ч. Л. Крайста [34], лептохлориты (шамозиты) высаживаются из растворов, «насыщенных относительно аморфного кремнезема». Необходимым условием является также незначительная концентрация в водах углекислоты и серы.

СИДЕРИТИЗАЦИЯ

Наложенная сидеритизация наблюдалась в бокситах Кайракского, Кундаджуазского месторождений, на территории рудопроявлений Уаринский мост, Янгоклык и в других местах.

Сидерит встречен в бокситах в виде прожилков, тонкой вкрапленности и конкреций. В последнем случае всегда возникают затруднения в определении времени их образования. Прожилки сидерита пересекают как свежий боксит, так и участки каолинизированного и шамозитизированного. Они не имеют какой-либо ориентировки. Протяженность их до 5—10 см, толщина — до 1—2 мм. Количество сидерита в некоторых разностях бокситов достигает 20—30%.

Сидеритизация бокситов наблюдается чаще в тех залежах, где они перекрыты толщей углей. По мнению В. И. Троицкого [150], возникновение залежи подбокситовых сидеритов на Янгоклыкском рудопроявлении связано с водами, фильтровавшими через угли.

В процессе сидеритизации наблюдается в основном привнос закисного железа и углекислоты. Вследствие того что сидерит часто ассоциирует с каолинитом, можно предположить также дополнительный привнос кремния и алюминия. Согласно существующим представлениям, образование сидерита происходит в умеренно восстановительной обстановке в условиях относительно высокой активности растворенной углекислоты.

КАЛЬЦИЗАЦИЯ

Кальцитизация в бокситах не имеет столь широкого распространения, как предыдущие процессы. Кальцитизация отмечена только на одном участке на территории Кайракского месторождения. Линза зеленовато-серых бокситовых пород, залегающая под кварцевыми песчаниками с карбонатным цементом, инъецирована тонкими (толщиной 0,1 мм) прожилками кальцита. Кроме того, кальцит выполняет поры и пустоты, замещает шамозит и каолинит в цементе, образуя кружевные кристаллы.

Весьма любопытно замещение кальцитом вещества некоторых оолитов. Поскольку рядом расположенные оолиты сложены диаспором, мы предполагаем, что кальцитизировались и диаспоровые оолиты. Подтверждением этому служит тот факт, что в проходящем свете в замещенных кальцитом оолитах наблюдается четкое концентрически-зональное строение. Оно подчеркнуто концентрически-зональным распределением лейкоксена. Замещение шло без предварительного растворения, так как рисунок оолита сохранил трещинки усыхания и т. п. Видимо, в этих условиях окислы титана были неподвижны, а алюминий мигрировал.

С. И. Бенеславский, изучавший кальцитизацию бокситов Краснооктябрьского, Кушмурунского и Черемуховского месторождений, связывал этот процесс с просачиванием в боксит кальций-карбонатных вод. Согласно его данным, параллельно с высыпыванием кальцита происходил небольшой вынос кремнезема, вследствие чего боксит редко переходил в категорию некондиционных руд. Описанный нами пример иллюстрирует тот случай, когда в процессе кальцитизации качество боксита ухудшается.

КАТАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМ И КАТАГЕНЕЗ

Динамометаморфизм проявился в образовании кливажа разлома, указывающего на то, что породы испытали одностороннее давление при альпийском складкообразовании. Характерно, что кливаж разлома хорошо заметен в более плотных породах — бокситах, аргиллитах — и слабее проявился в породах коры выветривания.

Все другие вторичные изменения пород коры выветривания и бокситов в равной степени можно связывать как с динамометаморфизмом, так и с катагенезом. Для обоих процессов необходимы повышенные давления и температуры.

Известно, что в платформенных условиях, на глубине 3—3,5 км, рыхлые образования — пески, алевриты и глины — превращаются соответственно в песчаники, алевролиты, аргиллиты и др. При этом минеральный состав породы претерпевает лишь второстепенные изменения, заключающиеся главным образом в частичной дегидратации. Все эти, характерные для катагенеза, явления мы наблюдаем в районе юго-западных отрогов Гиссарского хребта.

По-видимому, катагенезом следует объяснять также преимущественно диаспоровый состав бокситов, не характерный для мезозойских платформенных бокситов других регионов. В настоящее время мезозойские бемит-диаспоровые бокситы известны только в тектонически активных регионах: в Восточных Пиренеях, в области Бихор (Румыния), в Провансе (Франция), на месторождении Лика (Югославия), юго-западнее Анатолии и в горах Алания (Турция) и в некоторых других местах.

Не останавливаясь на деталях пока еще дискуссионной проблемы в отношении условий и последовательности образования глиноземистых минералов, упомянем лишь о существовании двух главных тенденций в их объяснении — дегидратационной и гидратационно-силикационной (по А. К. Гладковскому [47]). Согласно первой гипотезе, независимо от возраста и условий формирования первичным является гиббсит. В дальнейшем в породе на катагенетической стадии и при метаморфизме гиббсит дегидратируется по схеме гиббсит → бемит → диаспор → корунд. Такая последовательность образования глиноземных минералов часто подтверждается геолого-тектоническими условиями и давно была подмечена учеными различных стран.

Так, К. Тучан высказал предположение, что диаспор образуется при метаморфизме вследствие давления лежащих выше толщ. Д. Бардоши диаспоровый состав бокситов также объяснял метаморфизмом. Лаппаран [189] считает, что диаспор возникает в периоды погружения земной коры, когда давление лежащих выше пород вызывает повышение температуры.

В нашей стране подобные взгляды высказывались В. И. Лучицким, Ю. К. Горецким, С. Г. Вишняковым, К. Ф. Терентьевой [148] и др.

Указанная последовательность образования минералов глинозема подтверждена экспериментами А. В. Лаубенгейера и Р. С. Вейца, а затем — Г. Эрвином и Е. Осборном.

В основе гидратационно-силикационной гипотезы образования минералов глинозема заложена противоположная реакция, по которой первичными минералами латеритной коры выветривания считаются моногидраты глинозема и корунд. Эта гипотеза предусматривает возможность дегидратации бокситов не только в результате метаморфизма, но и на поверхности за счет солнечной энергии.

О возможности образования моногидратов глинозема на дневной поверхности писал Р. М. Гаррелс, проводивший анализ парагенеза гиббсита, бемита и диаспора в латеритных почвах с позиций термодинамики.

Несмотря на то что в отношении последовательности и условий образования минералов глинозема нет единого мнения, нам представляется наиболее обоснованной первая из гипотез. При описании минерального

состава бокситов данного региона было отмечено, что бемит в них более ранний, и установлены факты его замещения диаспором. Ассоциация его с безводными окислами железа позволяет связывать их дегидратацию с одним и тем же процессом.

Как известно, бемит, диаспор и корунд встречаются в небольшом количестве даже в олигоцен-четвертичных бокситах Гвинейского щита. Они, по-видимому, и служили зародышами для роста крупных кристаллов в условиях повышенного давления, когда гиббит становился неустойчивым и растворялся. Реакции дегидратации при этом, однако, не происходило, а происходило растворение неустойчивого трехводного минерала и образование устойчивых моногидратов.

С. К. Гипп [45] с эпигенетическими (глубинными) процессами связывает раскристаллизацию тюрингита (шамозита), образование прожилков кальцита в тектонически нарушенных участках, а также образование анатаза по лейкоксену.

Наконец, следует осветить соответствующие катагенезу изменения пород, вмещающих бокситы. Прежде всего остановимся на составе углей юрской толщи, перекрывающей бокситы, так как угли считаются наиболее чутким индикатором изменения внешних условий. По данным Г. С. Чикрызова [161], в центральной части Таджикской депрессии (хр. Кугитантау) преобладают отощенные угли, близкие к антрацитам. По ее периферии они сменяются первично-спекающимися коксовыми углями (Шаргунь, Байсунтау). Согласно классификации Г. А. Иванова [58], все они соответствуют катагенетической стадии изменения пород.

Наблюдаются катагенетические изменения и в терригенных породах — гравийных и кварцевых песчаниках триаса и юры. Под микроскопом установлены конформные границы между зернами, их вдавливание и т. п.

Все перечисленные факты, без сомнения, свидетельствуют о глубоком катагенетическом преобразовании пород коры выветривания, бокситов и вмещающих их пород. Эти изменения хорошо согласуются с геологической историей развития района.

СОВРЕМЕННОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

Процессы современного выветривания бокситов данного региона освещали Л. П. Коннов [74], Е. С. Балагурова и др. [5], А. Г. Черняховский [159], Я. К. Писарчик.

В отношении типа и характера современного выветривания высказываются различные точки зрения. Одни считают, что современное выветривание вызвало глубокие химические изменения в бокситах, другие отрицают такую возможность и относят данный регион к области физического выветривания.

Я. К. Писарчик отмечает интенсивную каолинизацию бокситов и окисление шамозита, считая, что каолинизация бокситов в значительной мере, если не исключительно, современный процесс. Процессу каолинизации бокситов, по Я. К. Писарчик, предшествует их обогащение глиноземом (диаспором).

Е. С. Балагурова, Е. П. Кочнев, В. И. Троицкий также предполагают химическую деградацию бокситов, обусловленную перемещением глиноzemа, кремнезема и окислов железа в кислой среде. Образованию кислой среды растворов, по их мнению, способствовала фациальная природа первичного осадка с восстановительными условиями застойных вод и высоким содержанием органики. Они полагают, что разложение пирита способствовало созданию той концентрации водородных ионов раствора, которая необходима для извлечения и переноса алюминия, железа и кремнезема.

Л. П. Коннов [74] считает, что в результате современного выветривания произошел существенный вынос глинозема из бокситов, причем окислы железа и кремнезема, по его мнению, были малоподвижны. Этот процесс он связывает с действием серной кислоты, образующейся при окислении сульфидов в бокситах.

Наши данные о характере современного выветривания в этом регионе не всегда согласуются с выводами предыдущих исследователей. Прежде всего не подтверждается глубокое химическое разложение бокситов, ибо в условиях пустынного (точнее, субнивального) выветривания, как его здесь определяют Е. С. Балагурова, Е. П. Кочнев и В. И. Троицкий [5, с. 54], преобладает физическое выветривание, а химическое разложение пород проявляется слабо.

Необходимо отметить, что ни на одном из рудопроявлений и месторождений данного региона следов современной каолинизации бокситами установлено не было.

Вынос алюминия из бокситов сернокислыми растворами маловероятен, так как количество пирита в бокситах незначительно. Обычно это единичные зерна. Судя по содержанию сульфидной серы в свежих образцах боксита, количество пирита в них менее 1%. Едва ли происходило и перераспределение глинозема внутри бокситового горизонта. При этом неизбежно должны были бы образоваться соответствующие пустотки и каверны с гидроокислами железа. Ничего подобного в исследованных бокситах не обнаружено.

Таким образом, те изменения бокситов, которые Я. К. Писарчик, Л. П. Коннов, Е. С. Балагурова и другие связывали с современным выветриванием, являются следствием других, более ранних геологических процессов. Существующие ныне климатические и геоморфологические условия не благоприятствуют глубокому химическому выветриванию. Здесь налицо признаки интенсивного физического выветривания — образование на вершинах каменного элювия, осыпей курумника и т. п. Необходимо все же отметить, что с поверхности и на глубину до 1,5—2 м на трещиноватых и кливажированных участках в бокситах окислялись такие неустойчивые в современной обстановке минералы, как пирит и сидерит.

Наши данные подтверждают выводы А. Г. Черняховского [159], изучавшего здесь современный элювий. Он также отмечает преобладание процессов физического выветривания. Установленные им изменения в минеральном составе пород заключаются в слабой гидратации и частичной пелитизации слюдистых минералов, хлоритов, амфиболов и плагиоклазов.

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования позволили сделать следующие выводы.

1. Коры выветривания и бокситы, распространенные на территории юга Средней Азии, в отличие от соответствующих близких по возрасту образований других районов СССР имеют ряд специфических особенностей: а) перекрыты мощным (до 2 км) чехлом мезо-кайнозойских отложений; б) расположены в области возрожденной складчатости.

2. Все известные в районе выходы коры выветривания являются реликтами площадной коры выветривания латеритного типа, которые сохранились в понижениях древнего рельефа, под покровом норийско-эретских озерно-болотных осадков. На участках, отвечающих древним плато и возвышенностям, породы коры выветривания либо отсутствуют, либо сохранились их корни.

Наиболее оптимальные условия для формирования латеритной коры выветривания существовали на территории юга Средней Азии в течение позднетриасовой эпохи (местами, возможно, и в раннеюрское время).

3. На территории юга Средней Азии выделены два типа профилей выветривания: а) гидрослюдяно-каолинит-диаспоровый (развитый преимущественно на малокремнистых породах — эфузивах основного состава); б) гидрослюдяно-каолинитовый (распространенный на высококремнистых породах — гранитах, кварцевых порфирах, кварц-серпентитовых сланцах и т. п.).

Все изученные разрезы коры выветривания имеют зональное строение. В наиболее полном разрезе коры выветривания (на эфузивах основного состава кайракской свиты) выделены четыре зоны (снизу вверх): а) слабоизмененных пород (зона дезинтеграции); б) гидрослюдянная; в) гематит-каолинитовая; г) гематит-каолинит-диаспоровая.

Все главные элементы в профиле выветривания обладали миграционной способностью и перемещались. На основании расчета коэффициентов устойчивости были составлены ряды подвижности (ряды миграции) элементов. В целом они соответствуют рядам миграции, рассчитанным для более молодых неизмененных латеритных кор выветривания [92]. Анализ диаграмм изменения химического состава пород в профиле выветривания позволил отметить не только уменьшение концентрации щелочных и щелочноземельных элементов в профиле выветривания (снизу вверх по разрезу), но и локальные повышения их концентрации на границах между зонами, связанные в основном с инфильтрационными минералами коры выветривания. Обогащение элементами-гидролизатами верхней зоны коры выветривания связано не только с пассивным их накоплением, но и с привносом извне, в результате инфильтрации их из лежащих выше горизонтов коры выветривания, уничтожаемых эрозией, или латерального их перемещения внутри профиля коры выветривания.

Сходная геохимическая зональность изученных нижнемезозойских кор выветривания с заведомо более молодыми (олигоцен-четвертичными) латеритными корами выветривания, аналогичное поведение главных компонентов в обоих профилях выветривания и близкие коэффициенты корреляции главных компонентов позволяют судить об идентичном

характере процессов, протекавших в древнюю (триас-юрскую) и кайнозойскую эпохи.

4. Выделены два генетических типа бокситов: а) остаточный (элювиальный, латеритный); б) осадочный, возникший в основном за счет механического переотложения пород латеритной коры выветривания. В зависимости от фаций вмещающих континентальных отложений последний может быть подразделен на следующие подтипы: делювиально-пролювиальный, аллювиальный и озерно-болотный.

Осадочные бокситы несут следы диагенетической переработки, в результате которой возникли аутигенные бобовины и оолиты, основная масса шамозита, сидерита и сульфидов. Состав, взаимоотношения и форма диагенетических минералов свидетельствуют о том, что почти все главные бокситообразующие компоненты в ходе диагенеза были миграционно-способными.

5. Генетическая связь осадочных рудопроявлений бокситов с породами коры выветривания доказывается на основании следующих признаков: а) пространственной близости выходов бокситов и коры выветривания; б) наличия обломков пород коры выветривания (в том числе структурных латеритов) в осадочных бокситах; в) идентичного состава акцессорных минералов и элементов-примесей.

6. Породы коры выветривания и бокситы частично изменены наложенными процессами: а) процессами древнего гипергенеза (каолинизация, шамозитизация, сидеритизация, кальцитизация и пиритизация), б) катагенетическими процессами (с элементами динамометаморфизма).

Процессы первой группы протекали с привносом вещества, что обусловило изменение состава бокситов и пород верхних зон коры выветривания. Наиболее отрицательно на качество бокситов влияют каолинизация и шамозитизация.

Катагенетические процессы вызвали в отдельных участках уплотнение пород и частичное изменение минерального состава, образование диаспора и части гематита.

Глава II

НИЖНЕЮРСКИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И БОКСИТЫ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Район исследований расположен в Северном Приэльбрусье, на территории Карачаево-Черкесской автономной области и Ставропольского края, в междуречье Кубани и Малки. Именно здесь, в центральной части северного склона Кавказа, наиболее сильно приподнят доюрский фундамент и обнажился контакт мезозойского чехла с палеозойским фундаментом.

Характер рельефа здесь среднегорный, с абсолютными отметками от 2200 м на плато Бечасын до 1200—1500 м в долине р. Малки. Горы расчленены поперечными (меридиональными) долинами, в бортах которых наблюдаются разрезы коры выветривания. Местность полого понижается к северу и имеет местами квастообразный рельеф. Климат района континентальный, но смягченный влиянием Черного моря. Средняя температура января —4,5° С, июля — +19,1° С, годовая — +7,7°. Количество осадков — 553 мм/год.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Расположение района в непосредственной близости от известных курортов с минеральными водами, по-видимому, определило его более частую посещаемость и популярность и, вследствие этого, лучшую геологическую изученность.

Геологические исследования здесь проводились с середины прошлого века и связаны с именами таких пионеров геологии, как Дюбуа-де-Монпере, Г. Абих, Н. Н. Барбот де Марни, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. А. Иностранныев, Н. И. Каракаш, В. П. Ренгартен, и многих других.

Интересующие нас юрские отложения изучали М. Г. Барковская, О. С. Вялов, В. Д. Голубятников, Д. В. Дробышев, С. С. Кузнецов, Г. Я. Крымгольц, Н. П. Луппов, В. П. Ренгартен, Н. К. Русанов и др.

Сведения о нижнемезозойских корах выветривания данного района весьма скучны и все относятся к послевоенному времени. В IX томе Геологии СССР (1947 г.) о них еще ничего не говорится, хотя отмечается продолжительный период пенепленизации данной области на границе палеозоя и мезозоя.

До недавнего времени нижнемезозойские коры выветривания на Северном Кавказе были известны только в районе Малкинского

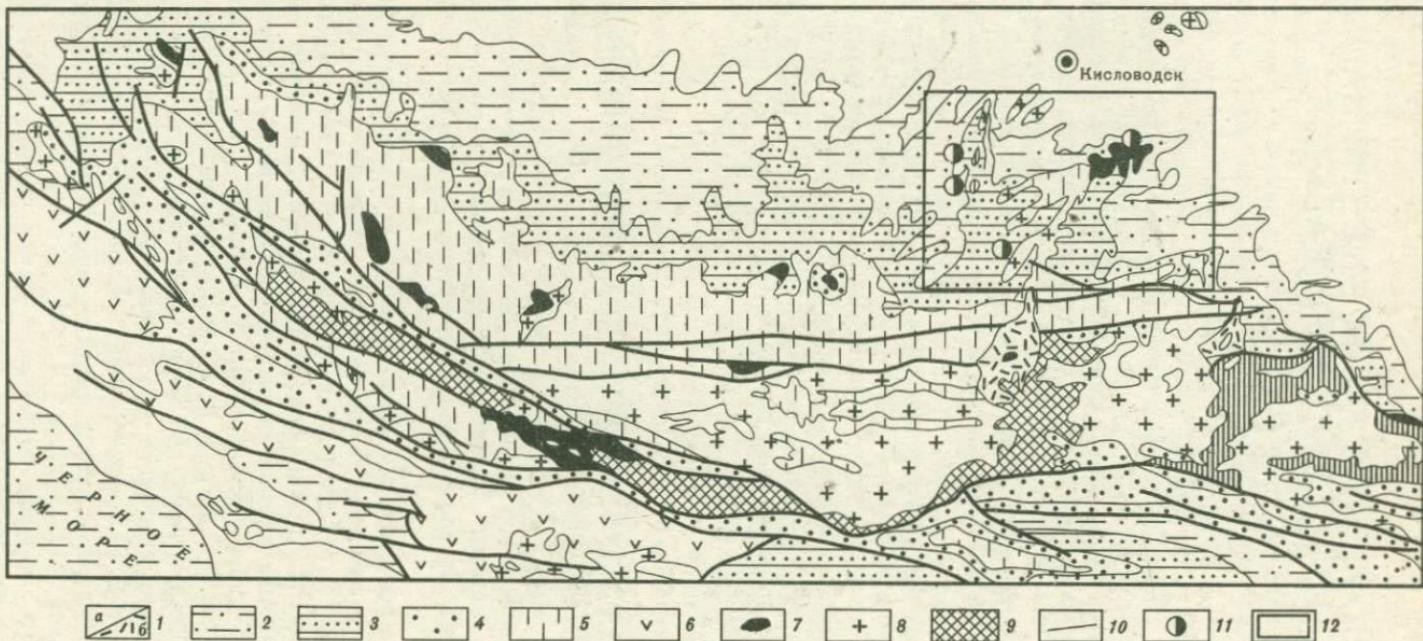


Рис. 28. Схематическая геологическая карта Северного Кавказа (по литературным данным)

1 — четвертичные и мел-палеогеновые отложения: а — осадочные, б — вулканические; 2 — средне-верхнеюрские карбонатно-глинистые отложения; 3 — нижнеюрские терригенные угленосные отложения; 4 — нижнеюрские песчаные

ники и конгломераты; 5 — палеозойские отложения нерасчлененные; 6 — вулканогенные мезозойские отложения; 7 — палеозойские ультраосновные породы; 8 — гранитоиды; 9 — докембрийские кристаллические сланцы; 10 — разломы; 11 — места составления разрезов нижнеюрской коры выветривания; 12 — контуры района работ

железорудного месторождения, приуроченного к одноименному серпентинитовому массиву [38, 134]. Возраст кор выветривания определен как предтоарский. По условиям залегания, характеру зональности И. И. Гинзбург и А. Л. Яницкий считали их аналогами кор выветривания Южного Урала, хотя и отмечали более сильное последующее окремнение и карбонатизацию. В последние годы Е. П. Бобров и И. Г. Щипакина [12], проводившие здесь детальное изучение кор выветривания и продуктов их переотложения, пришли к выводу, что кора выветривания серпентинитов имеет характерный для железистых латеритных профилей зональный разрез. Наличие в зоне охр пятен и включений гиббита и бемита позволило им высказать предположение о возможности формирования в триас-юрскую эпоху на Северном Кавказе глиноземистых латеритов. Независимо от работ предыдущих исследователей в 1973 г. в ходе поисково-ревизионных работ И. В. Кондаковым и Р. В. Коробейниковым на плато Бечасын, в урочище Таракул-Тюбе, были обнаружены предтоарские бокситы [67, 68], которые авторы отнесли к осадочным разностям, предположив их генетическую связь с латеритными корами выветривания. Однако каких-либо более подробных данных о минеральном составе и зональности разреза пород коры выветривания авторы не приводят. В 1975 г. Б. А. Богатыревым и И. С. Делицыным получены новые, восполняющие этот пробел сведения о зональности, вещественном составе и типе предтоарской коры выветривания, развитой на домерских вулканогенных породах на плато Бечасын и в верховьях р. Малки, рек Таракул-Тюбе и Элиаурган, а также подробные данные о минеральном составе бокситов и вторичном минералообразовании.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА, ХАРАКТЕР РАСПРОСТРАНЕНИЯ, ТИПЫ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ И БОКСИТОВ

Исследуемый район находится в 70 км к юго-западу от г. Кисловодска. Он расположен на территории Кубано-Малкинского междуречья, в верховьях рек Элиаурган, Таракул-Тюбе, Эшкакон, Подкумок (плато Бечасын).

Тектоническое строение плато Бечасын определяется принадлежностью его к Лабино-Малкинской зоне эпигерцинской Скифской платформы, расположенной к северу от субширотной Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны. В тектоническом строении района выделяются два структурных этажа. Нижний структурный этаж — фундамент платформы — представлен палеозойскими образованиями, обычно сильно метаморфизованными, смятыми в складки и прорванными многочисленными интрузиями (рис. 28). Верхний структурный этаж, сложенный мезо-кайнозойскими неметаморфизованными отложениями, представляет собой осадочный чехол платформы. Для него характерна пологая типично платформенная складчатость с углами падения пластов 10—15°.

Породы верхнего структурного этажа залегают на размытой поверхности доюрского фундамента. В основании лежат угленосные плинсбахские

отложения хумаринской свиты (I_1 hm), выполняющие пологие впадины или депрессии (Верхне-Маринскую и Харбазскую). Различные горизонты хумаринской свиты перекрываются слоистой вулканогенной толщей [69]: лавами, туфобрекчиями, туфами и туффитами дакитового или андезитового состава, с прослойками песчаников и обильными растительными остатками. Л. А. Кондаков считает эти образования аналогами шоанской свиты домерского подъяруса.

На плато Бечасын коры выветривания распространены на домерских эффиузивах, туфах и лавах. Возраст коры выветривания ограничен здесь узкими рамками; перекрывается кора выветривания тоарскими песчаниками и алевролитами. Кора выветривания известна и за пределами угленосных впадин, выполненных плинсбахскими отложениями (верховья р. Малки, Малкинское железорудное месторождение). Можно предполагать, что условия для формирования кор выветривания существовали на территории Северного Кавказа начиная с позднего триаса. Для всей территории Большого Кавказа на границе палеозоя и мезозоя отмечается существование мощной и длительной эрозии.

Континентальный перерыв продолжался на всей территории Большого Кавказа в течение раннего триаса. В дальнейшем здесь до начала юры местами зафиксирована морская трансгрессия, которая, однако, не захватывала Предкавказского поднятия. Колебательные движения обусловили чередование периодов морской трансгрессии и осушения и чередование различных отложений, в том числе рифогенных известняков, что свидетельствует о жарком климате.

Регрессия в конце триаса и начале раннеюрского периода совпала с глобальной эпохой гумидизации климата. Это позволяет предположить, что и на территории Северного Кавказа триас-юрские коры выветривания широко распространены.

В результате проведенного автором в 1975 г. осмотра и изучения геологических обнажений коры выветривания была обнаружена не только на территории плато Бечасын, но и в прилегающих районах. На севере и востоке территории, за пределами нижнемезозойских впадин, где плинсбахские угленосные отложения отсутствуют, в верховьях рек Малка, Эшкакон, Хасаут, Харбас и в районе г. Тузлук, можно наблюдать коры выветривания на породах фундамента — серпентинитах, гранитах, сланцах и гнейсах. Их мощность — от первых метров до 10 м и более. Они имеют зональное строение. Верхние зоны большей частью сложены каолинитом, нижние — смешанослойными минералами. На породах коры выветривания с размывом залегают терригенные отложения тоарского яруса.

Сведения о коре выветривания серпентинитов Малкинского месторождения изложены ниже по материалам И. И. Гинзбурга и А. Л. Яницкого [38]. Такой же разрез коры выветривания изучен автором в 1 км к северу от турбазы «Долина Нарзанов».

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ НА СЕРПЕНТИНИТАХ МАЛКИНСКОГО МАССИВА

Кора выветривания на серпентинитах Малкинского массива имеет площадное распространение. В обнажениях она прослеживается в среднем и верхнем течении р. Малки в виде лент и полос вдоль контакта с перекрывающими тоарскими песчаниками. На закрытых участках она вскрыта буровыми скважинами. Мезозойские отложения полого падают к северо-востоку, слагая платообразную возвышенность.

Малкинский серпентинитовый массив прослежен с запада на восток на 12—13 км, с севера на юг — на 7—8 км. Состав первичных пород реконструировать трудно. Предполагают, что в центральной части серпентиниты образовались за счет гарцбургитов, по краям — за счет лерцолитов. Из первичных минералов встречены оливин, моноклинный и ромбический пироксены. Возраст массива считается средне-позднепалеозойским, возраст коры выветривания — предтоарским.

Древнюю кору выветривания Малкинского змеевикового массива изучали И. И. Гинзбург, А. Л. Яницкий [38], Д. С. Сердюченко [134], С. И. Талдыкин, Н. К. Мхитаров, М. И. Калганов и др.

Согласно данным этих исследователей, на серпентинитах р. Малки выделяются два типа профилей: 1) охристо-кремнистый — на повышенных участках рельефа; 2) охристо-нонтронитовый — в пониженных участках.

В охристо-кремнистом профиле выделяются следующие зоны (сверху вниз): а) зона охр (1—3 м); б) зона окремнения (1—2,5 м); в) зона выщелачивания и карбонатизации (3—4 м).

Зона охр. Породы этой зоны имеют коричневато-бурую окраску, сильнопористые, сухаристые, но крепкие, устойчивые. Они распространены на возвышенных частях древнего рельефа, холмах, верхних частях их склонов. Основной скелет породы составляют окислы железа (гематит, гематит) и кварц, а также опал, халцедон и кальцит.

Окислы железа и кварц заместили большую часть зерен серпентина. При этом хорошо сохранилась первичная сетчатая структура породы. Местами сохранились слабо измененные зерна бастита и почти неизмененные хромшпинелидов. В бастите наблюдаются все стадии обогривания и замещения гематитом — от проникновения окислов железа по трещинкам спайности до полных псевдоморфоз. В прожилках встречаются кварц и карбонат.

Образование зон охр на Малкинском месторождении связано не с нонтронитами (как на Урале), а с обогриванием окремнелых и карбонатизированных известняков. Мощность зоны — первые метры.

Зона окремнения. Окремнелые серпентиниты встречаются только на возвышенных участках. Протяженность их достигает сотен метров.

В верхней части зона сложена разными формами минералов кремнезема — кварцем, опалом, халцедоном, в нижней появляются карбонаты — кальцит, магнезит, доломит.

Кварц слагает отдельные гнезда и прожилки, халцедон — радиально-лучистые выделения. Окремнение местами приводит к образованию

участков крепкой сливной породы, местами — сильно пористой, яченстой, с жеодами аметиста.

Опализация (замещение опалом) серпентинита происходит по серпентинитовой сетке. Крупные прожилки опала имеют белый или голубоватый цвет.

А. Л. Яницкий выделил в зоне окремнелых змеевиков 4 горизонта (снизу вверх): а) опализованные по трещинкам карбонатизированные серпентиниты; б) сетчато-опализованные окремнелые серпентиниты; в) сплошные окремнелые змеевики; г) змеевики кремнисто-железистые.

Зона выщелоченных и карбонатизированных змеевиков. И. И. Гинзбург и А. Л. Яницкий [38] подразделяли эту зону на два горизонта: верхний — выщелоченный пятнисто-железистый, нижний — карбонатизированный.

Верхний горизонт сложен рыхлой пятнисто-окрашенной зеленовато-буровой породой с неравномерно разложенным серпентинитом. Наряду со свежими зернами встречаются обожренные и опализованные, измененные по прихотливой сетке. По минеральному составу это наиболее сложный горизонт. Из новообразованных минералов здесь встречаются минералы SiO_2 , карбонаты, окислы железа и нонтронит; из гипогенных — хризотил, бастит, хромшпинелиды, магнетит.

Карбонатизированные серпентиниты — крепкая зеленовато-серая порода, рассеченная густой сетью прожилков карбонатов, которые и составляют основную массу породы.

В понижениях древнего рельефа зональность коры выветривания серпентинитов несколько другая (сверху вниз): 1) зона обожренного змеевика; 2) зона нонтронитизированного змеевика; 3) зона карбонатизированного змеевика.

Главное отличие этого профиля от предыдущего — наличие зоны нонтронитизированных разностей змеевика (не сплошного нонтронита, как на Урале).

Порода характеризует начальную стадию нонтронитизации: нонтронит появляется выше зоны карбонатизации сначала в виде отдельных зеленоватых (от светло-зеленых до темно-зеленых) чешуек, затем в виде тонких прожилков до 2 см. Мощность зоны 1—1,5 м.

Для змеевиков и особенно для зоны нонтронитизации характерно сильное вторичное рассланцевание, обусловленное давлением вышележащих мезо-кайнозойских отложений, мощность которых здесь превышает 1,5 км. На Урале же породы коры выветривания практически залегают на открытой поверхности и никакого давления не испытывали.

Кроме того, перекрывающая угленосная толща, по-видимому, оказывала химическое воздействие на состав продуктов выветривания.

Вторичная хлоритизация (шамозитизация) верхней части пород коры выветривания связывается с процессом инфильтрации из поверхностных озерно-болотных водоемов, в которых происходило угленакопление [134].

Сравнительно небольшая мощность разреза коры выветривания (по сравнению с Уралом), отсутствие зоны нонтронитов, вероятно, объясняются сравнительно небольшой длительностью эпохи формирования коры выветривания. Перекрытие их нижнеуральскими отложениями

прервало выветривание, законсервировало коры выветривания, в то время как в Казахстане и на Урале нижнеюрские коры выветривания оставались доступными для выветривания в более поздние меловую и палеогеновую эпохи, вплоть до настоящего времени.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ПОРОДАХ ОСНОВНОГО СОСТАВА

Наиболее полные разрезы коры выветривания на породах основного состава известны на плато Бечасын, по бортам рек Таракул-Тюбе и Элинаурган (рис. 29). Здесь кора выветривания местами венчается зоной бокситов.

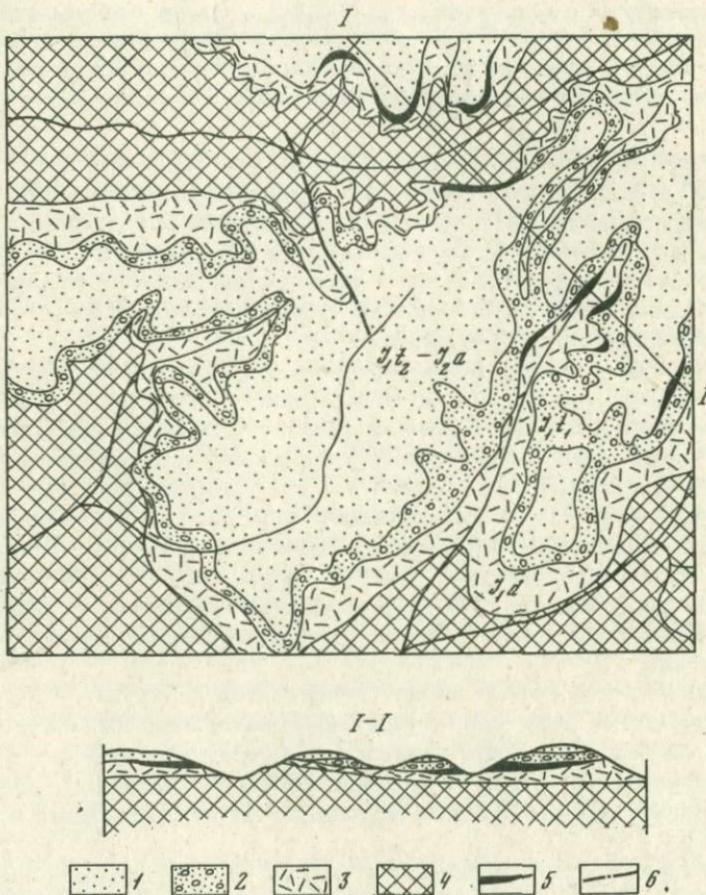


Рис. 29. Схематическая геологическая карта западной части плато Бечасын (по материалам И. В. Кондакова и Р. А. Коробейникова)

1 — верхнетоарские аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты, сидериты; 2 — нижнетоарские алевролиты, песчаники, конгломераты; 3 — домерские эффузивы, лавы, туфы, туфоконгломераты среднего состава; 4 — палеозойские отложения; 5 — породы коры выветривания, бокситы; 6 — разрывные нарушения

Таблица 29

Химический состав пород коры выветривания андезитовых порфиритов

№ п/п	Al ₂ O ₃	TiO ₂	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	43,38	1,00	39,48	0,94	Не обн.	Не обн.	Сл.	Сл.	0,06	0,12
2	52,50	1,80	6,54	19,08	"	0,09	0,55	0,28	0,03	0,22
3	35,98	1,16	44,94	1,34	"	Не обн.	0,60	0,14	0,04	0,13
4	20,08	0,73	40,55	21,33	"	0,10	0,80	0,42	0,24	1,84
5	17,62	0,65	63,10	5,73	"	Сл.	1,42	2,81	3,31	2,10
6	15,87	0,59	52,20	3,17	9,20	0,05	1,37	5,28	3,27	1,30

Примечание. 1 — гиббсит-бемит-каолинитовая порода, боксит вторично каолинизированный и обеленный (обр. ТТ-2); 2 — боксит гиббсит-бемит-диаспоровый (обр. 54-4, канава 10); 3 — порода из каолинитовой зоны (обр. ТТ-5);

Аналитики: Р.С. Яшина, В.М. Степашкина, Л.А. Наливко, Л.П. Некрасова.

На территории бокситопоявления Таракул-Тюбе, по бортам одноименного ручья, имеется несколько выходов домерских эффузивов с корами выветривания. Наиболее полные, хорошо обнаженные разрезы известны в 2 км ниже истоков ручья, по второму левому его притоку и на противоположном его склоне. Здесь материнскими породами коры выветривания являются домерские туфы и лавы среднего состава (в основном андезитовый порфирит).

Неизмененный андезитовый порфирит представляет собой крепкую каменистую породу, средне- и мелкозернистую, от светло-розового до темно-серого цвета. Объемный вес 2,12 г/см³, эффективная пористость 1,02%. Порода имеет порфировую структуру и состоит из фенокристаллов (7—10%) и основной массы (табл. XIV, а). Среди фенокристаллов преобладают плагиоклазы лабрадор-андезитового состава, часто зональные, размером от 0,1 до 1,5—2 мм в длину. Они частично серicitизированы, местами карбонатизированы. Свежие фенокристаллы темноцветных крайне редки. Как правило, они замещены хлоритом и кальцитом. Л. А. Кондаков отмечал присутствие в породе неизмененных вкраплений диопсида.

Основная масса породы имеет гиалопилитовую структуру и состоит из мелких (сотые доли миллиметра) кристаллов плагиоклаза и темноцветных минералов, почти полностью хлоритизированных. В матриксе встречаются кварц и кальцит. Рудные минералы представлены мелкими (до 0,1—0,2 мм) зернами магнетита, ильменита и сфена (до 3—5%).

Химический состав порфиритов (табл. 29, обр. 6) близок к среднему химическому составу андезитов. Меньшее количество магния, очевидно, связано с частичным разложением хлорита на первых этапах выветривания.

Переход свежих андезитов к породам коры выветривания постепенный, через зону, насыщенную реликтами-останцами неизмененных пород. Коли-

участка Таракул-Тюбе, в вес. %

H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	Объем- ный вес	Порис- тость
1,22	13,02	Не обн.	0,24	Сл.	0,03	0,41	99,90	2,46	7,69
2,12	15,36	0,22	0,46	0,02	0,08	—	99,43	2,23	28,10
3,34	11,63	Не обн.	0,11	0,04	0,04	0,74	100,23	2,36	8,13
4,91	8,12	"	0,10	0,02	0,03	—	99,27	2,15	17,17
0,91	2,04	"	0,18	0,04	Не обн.	—	99,91	2,21	16,17
0,45	1,04	6,67	0,12	0,05	0,02	—	100,65	2,12	1,02

4 — порода из зоны полиминеральных глин (обр. ТТ-7); 5 — порода из рыхлой пористой корки по свежему порфириту (обр. ТТ-10^a); 6 — слабо измененный андезитовый порфирит (обр. ТТ-10).

чество и размеры останцов уменьшаются снизу вверх по разрезу в интервале 4—5 м¹. Вокруг ядер неизмененного порфирита имеется буровато-желтая корочка типа широко известного в латеритных корках выветривания «желтого пряника» толщиной в первые сантиметры. Она более рыхлая (эффективная пористость ее 16,77%), в ней хорошо сохраняется рисунок порфировой структуры материнской породы, заметный как макроскопически, так и под микроскопом. Минеральный состав породы претерпевает следующие изменения: часть плагиоклазов по краям разложена и частично замещена глинистым тонкочешуйчатым минералом; в основной массе много розетковидного гипергенного кварца; хлорит весь окислен и превращен в охристоглинистую массу; кальцит полностью выщелочен. Тонкочешуйчатый глинистый минерал не поддается точной оптической диагностике. На рентгенограмме глинистой фракции (менее 0,01 мм) имеются только линии смешанослойного минерала; фазовым рентгеновским анализом отмечены сильные линии кварца. В химическом составе породы по сравнению со свежей породой, наблюдаются следующие изменения (табл. 29): немного увеличилось содержание Al₂O₃ и SiO₂ при резком возрастании свободного кварца (до 20%); вследствие разложения плагиоклазов уменьшилось количество Na₂O и CaO; немного возросло содержание K₂O, связанное с появлением глинистых минералов; вдвое увеличилось количество воды, как связанной, так и сорбционной; закисного железа в породе нет, а небольшое возрастание окисного не компенсируется убылью первого, вследствие чего остается предполагать его частичный вынос из породы.

В разрезе коры выветривания по минеральному составу выделяются три зоны (снизу вверх): 1) полиминеральные глины (9,0 м); 2) каолинитовая (7,0 м); 3) диаспор-бемит-гиббсит-каолинитовая (0—3 м).

¹ Останцы свежих порфиритов встречаются изредка и в верхней зоне, среди бокситов.

Таблица 30

Рентгенограмма образца породы из зоны полиминеральных глин

I	$d, \text{ \AA}$	I	$d, \text{ \AA}$	I	$d, \text{ \AA}$
10	21,70	9	2,44	4	1,670
1	13,36	3ш	2,32	1	1,603
7	7,08	1	2,27	4	1,560
1	6,58	1	2,24	4	1,540
3	4,95	3	2,16	3	1,510
7	4,45	2	2,13	7	1,485
10	4,08	2	2,00	4	1,450
2	3,67	2	1,978	2	1,419
2	3,56	1	1,922	1	1,382
10	3,32	1	1,883	3	1,372
3	3,20	4	1,814	1	1,355
3	2,98	4	1,790	1	1,342
4	2,68	5	1,718	4	1,285
9	2,56	1	1,692		

Примечание. Условия съемки — камера РКД-86, $d = 0,3$ мм.

Аналитик С.И. Берхин.

Зона полиминеральных глин. Порода этой зоны имеет буровато-серый или желтовато-серый цвет; она рыхлая, ломкая, местами тонкоплитчатая, листоватая, с отчетливыми реликтами первичной порфировой структуры (табл. XIV,б), эффективная пористость ее 17,17%.

Порода этой зоны сложена тонкочешуйчатым агрегатом (менее 0,05 мм) глинистых минералов. Под микроскопом наблюдается тонко-зернистая, местами почти агрегатно-поляризующая масса, слабо окрашенная в желтовато-бурый цвет, с желтыми и розовыми цветами интерференции. Первичный рисунок материнской породы с ясными очертаниями порфировых вкрапленников здесь также сохранился отчетливо (см. табл. XIV,б). Глинистые минералы внутри контура вкрапленников более чистые, прозрачные, в основной массе — окрашены окислами железа. Фазовым рентгеновским анализом в породе установлено преобладание в средней части зоны смешанослойного минерала с интенсивным ($I=10$) первым базальным отражением около $21,8 \text{ \AA}$ (табл. 30). Кроме того, в породе присутствует некоторое количество каолинита с базальным отражением 001 около $7,08 \text{ \AA}$ ($I=7$). Наличие в породе каолинита зафиксировано отчетливыми эффектами ДТА. Количество каолинита вверх по разрезу этой зоны постепенно возрастает. Порода рассекается тонкими прожилками гиббсит-каолинитового состава. Присутствие гиббсита в жилках подтверждено рентгенограммой (небольшой линией около $4,82 \text{ \AA}$ и др.) и неглубоким, но четким эндотеплом на графике ДТА (с максимумом около 300°C). Кроме того, в породе из нижней части этой зоны присут-

ствует халцедоновидный кварц, количество которого уменьшается вверх по разрезу зоны.

Минералы железа представлены гематитом и гематитом, тонко распыленными в основной массе породы. Присутствие гематита фиксируется на рентгенограмме по интенсивной линии $d=4,08 \text{ \AA}$ ($I=10$) и др.

В химическом анализе породы этой зоны (см. табл. 29, обр. 4) по сравнению с исходной наблюдается возрастание количества Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , уменьшается количество SiO_2 , щелочных и щелочноземельных элементов (кроме K_2O). Резко увеличивается содержание всех форм воды, а количество несвязанной воды в этой зоне максимальное, что отразилось на термограммах сравнительно глубоким эндотермическим пиком с максимумом около 150° .

Переход в породу вышележащей каолинитовой зоны постепенный.

Зона каолинитовых глин. Порода в этой зоне серая, лилово-серая (до темно-серой), аргиллитовидная, рассыпающаяся при ударе в мелкую остроугольную щебенку. В ней сохраняется рисунок порфировой структуры исходной породы, хорошо заметный только под микроскопом (см. табл. XIV, б). Порода почти целиком состоит из каолинита, частью мелкочешуйчатого (размер кристаллов менее 0,01 мм), частью вермикулитообразного (с размером сростков до 0,1 мм). В пределах контура бывших фенокристаллов каолинит более чистый, без примесей окислов железа. В небольшом количестве в основной массе породы присутствуют гематит (1,5—2%) и анатаз (1%). Химический состав породы отвечает почти чистому каолиниту (см. табл. 29, обр. 3). По сравнению с нижней зоной в каолинитовой возрастает содержание Al_2O_3 , резко снижается содержание щелочных и щелочноземельных элементов. Значительное уменьшение количества окислов железа объясняется, по-видимому, вторичным процессом обеления, затронувшим породу уже после ее захоронения. Железо перераспределяется в этой зоне с образованием гнезд и конкреций сидерита. По сравнению с нижележащей зоной порода здесь несколько более плотная и менее пористая: объемный вес $2,15 \text{ g/cm}^3$; эффективная пористость $8,13\%$. В скв. 1, где вскрыт аналогичный разрез, пористость в каолинитовой зоне еще меньше (около 3%).—

Термограмма и рентгенограмма образца породы из этой зоны близки к эталонному каолиниту. Мощность зоны 7,0 м.

Диаспор-бемит-гипсит-каолинитовая зона венчает разрез коры выветривания. Зона не представляет собой сплошного покрова или плаща, а прослеживается в виде прерывистых линзовидных или гнездообразных тел, разобщенных полосами, прожилками и круто-падающими зонами вторичной ресилификации (каолинизации), местами с сидеритом. Протяженность линзовидных тел — первые десятки метров. Порода сильно пористая (эффективная пористость до 30% и более), имеет пятнистую окраску: от пепельно-серой в верховьях левого притока ручья Таракул-Тюбе до буровато-серой на противоположном борту.

В обнажениях породы этой зоны слагают уступы и козырьки. В породе также сохраняется рисунок первичной порфировой структуры, местами заметный не только под микроскопом, но и невооруженным глазом

(табл. XIV, *г, д, е*). Количество минералов глинозема в породе варьирует от первых процентов до 60%. Чем больше в породе минералов свободного глинозема, тем она монолитнее.

Решающим фактором в определении принадлежности этих пород к верхней зоне коры выветривания служит сохранение в них реликтов порфирировой структуры материнской породы. Под микроскопом отчетливо заметно, что порода вторично осветлена и рассечена каолинитовыми или диаспор-каолинитовыми прожилками. Участки мелкозернистой диаспоровой породы в виде островков-реликтов выделяются среди каолинитовой или каолинит-бемитовой массы.

Осветлению и образованию bemit-каолинитовой ассоциации предшествовала сидеритизация породы с образованием прожилков, гнезд и зон сплошного замещения. Как правило, сидерит образует либо отдельные хорошо окристаллизованные ромбовидные зональные кристаллы размером до 0,2 мм, либо сплошные массы, полупрозрачные, чуть зеленоватые и обожренные по краям. Он часто ассоциирует с bemитом, слагающим буроватую оптически изотропную массу. На термограмме одного из образцов наряду с глубоким эндотермическим эффектом сидерита (около 540°) имеется отчетливый эндотермический эффект около 460°, очевидно, связанный с bemитом, линии которого имеются на рентгенограмме образца.

Большой частью, особенно в обнажениях по правому берегу ручья, близ канавы 10, сидерит в бокситах окислен. Обожженные, замещенные гематитом зональные кристаллы сидерита создаются в породе псевдоолитовый рисунок. Именно в таких красновато-бурых бокситах наблюдаются участки (полосы, зоны и пятна) вторично обеленной диаспор-каолинитовой породы. Местами диаспор образует в гнездах крупные таблитчатые и шестоватые кристаллы до 0,05—0,07 мм в длину (см. табл. XIV, *д*). Некоторые участки сложены чистым диаспором. Кристаллы его обычно прозрачны, чуть желтоваты в проходящем свете, с высоким рельефом, красными и синими цветами интерференции. Местами в них заметна средняя спайность в одном направлении.

Самый поздний минерал в этой зоне — длинноволокнистый гиббсит II генерации, встреченный в кавернах, пустотах и трещинах, секущих все ранее описанные минеральные образования. Макроскопически он белый, тонкошестоватый (длина кристаллов до 0,2—0,5 мм), мягкий. Рентгенограмма и термограмма его близки к эталонным. ИК-спектр отвечает гиббситам латеритных (остаточных) бокситов (по В. М. Новикову [114]). По химическому составу породы верхней зоны в ряде случаев отвечают бокситу с модулем около 9 (см. табл. 29, обр. 1).

Наблюдается определенная закономерность: качество боксита вверх по разрезу ухудшается вследствие вторичной ресилификации. Количество SiO_2 близ кровли, на границе с перекрывающими осадочными сухарными глинами, возрастает до 20—22% при содержании Al_2O_3 51—54%. Распределение окислов железа пятнистое, но в целом в нижней части зоны более высокое (до 20%), чем в верхней (от 7 до 17%). Содержание вредных примесей (CaO , MgO) в породе незначительное, сера в боксите отсутствует.

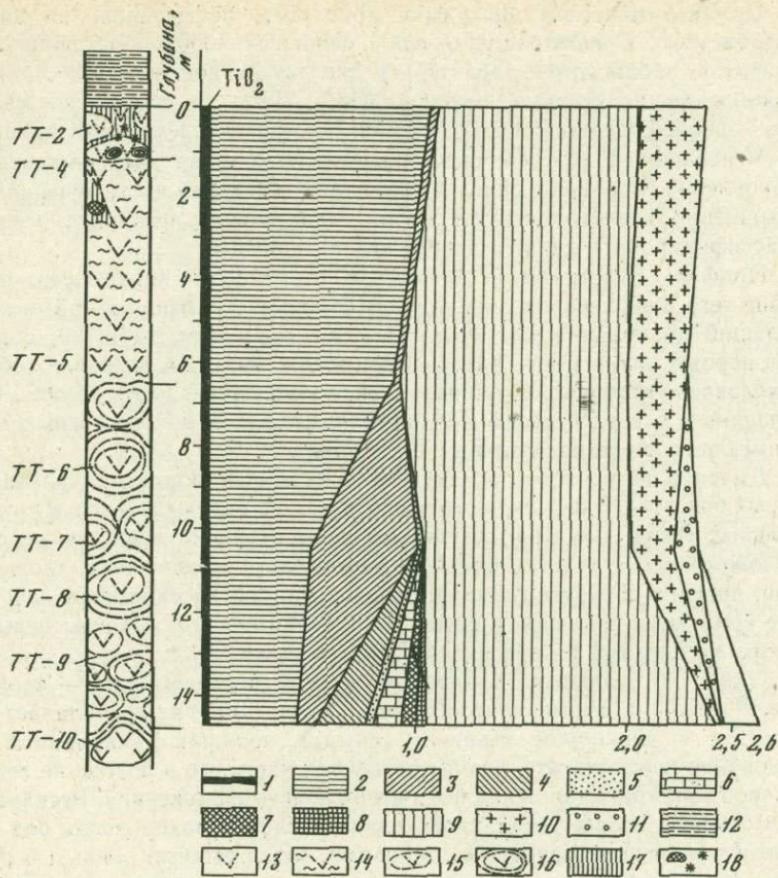


Рис. 30. Диаграмма изменения химического состава пород коры выветривания
Содержание окислов: 1 — TiO_2 ; 2 — Al_2O_3 ; 3 — Fe_2O_3 ; 4 — FeO ; 5 — MgO ; 6 — CaO ; 7 — Na_2O ; 8 — K_2O ; 9 — SiO_2 ; 10 — H_2O^+ ; 11 — H_2O^- ; 12 — каолиновые глины переотложения; 13 — боксит каолин-глиббесит-бемитовый с диаспором; 14 — каолинитовая зона; 15 — зона полиминеральных глин; 16 — ядра неизмененных пород; 17 — зона вторичной ресилификации; 18 — гнезда и конкреции сидерита

Описанные бокситы имеют очень редкий и своеобразный минеральный состав: в них присутствуют все три минеральные формы водной окиси алюминия. Это, скорее всего, связано со сменой окислительно-восстановительных условий и кислотно-щелочной среды.

Какой-либо определенной связи минеральных преобразований в бокситах с метаморфизмом не наблюдается, в породах совсем не проявлен кливаж. Следы гидротермальной деятельности здесь также отсутствуют. В описанном разрезе нет никаких признаков сольфатарной шляпы, характерной для гидротермальных каолинов. В верхней части разреза нет ни алунита, ни кварца, ни других гидротермальных минералов.

Изотопный состав углерода из вторичных сидеритов близок к биогенному углероду ($\delta_{C_{13}} = +0,97\%$), он значительно тяжелее стандарта.

На геохимической диаграмме (рис. 30), построенной по данным изообъемных концентраций окислов основных породообразующих компонентов, наблюдается характерное для латеритной коры выветривания накопление полуторных окислов Al_2O_3 , TiO_2 , а также постепенное уменьшение содержаний SiO_2 , щелочных и щелочноземельных минералов и уменьшение в верхней части разреза количества закисного железа. Накопление свободных окислов алюминия в верхней части профиля при сохранении реликтов структуры исходной породы позволяет уверенно классифицировать данный разрез как латеритный.

Профиль выветривания затушеван вторичными процессами, вследствие чего в верхней его зоне породы коры выветривания местами имеют больший объемный вес и меньшую пористость (см. табл. 29, обр. 1), чем породы нижних зон. Увеличение содержания SiO_2 в кровле (обр. 1) обусловлено вторичной каолинизацией, а уменьшение Fe_2O_3 — обелением, связанным с воздействием вод, просачивавшихся из угленосных пород и имеющих восстановительный потенциал.

Диаспор встречается почти исключительно в пористых красновато-бурых бокситах. Здесь он часто обособляется в виде отдельных мономинеральных гнезд. Бемитом обычно сложены вторично осветленные серые маложелезистые участки боксита. Бемит часто афанитовый, хлопьевидный; диаспор образует главным образом призматические, реже шестоватые кристаллы размером в сотые доли миллиметра, с высоким рельефом и яркими цветами интерференции 2-го порядка.

Один из главных минералов пород верхней зоны — каолинит чешуйчатый и вермикулitoобразный. Местами он преобладает над бемитом и диаспором. Наличие секущих прожилков каолинита дает основание предполагать, что значительная часть его в породе не связана с корой выветривания, а является вторичной — наложенной. Ресилификация боксита, скорее всего, происходила после его захоронения под тоарскими глинисто-песчанистыми породами, содержащими обильный растительный детрит. В пользу этого говорят также реликтовые островки скоплений кристаллов диаспора внутри каолинитовой массы.

Минералы окислов железа представлены в породах этой зоны гетитом, наличие которого фиксируется на рентгенограмме. Почти полное отсутствие в ряде участков минералов окислов железа объясняется воздействием на породу вод с органикой, фильтрующими из застойных и заболоченных водоемов. Основная масса минералов окислов железа, очевидно, была переведена в раствор, и железо вынесено за пределы данной зоны. Часть железа могла быть восстановлена и осаждена здесь же в форме сидерита, пирита и, возможно, шамозита. Осветлению, как уже говорилось, предшествовала сидеритизация.

На участке Таракул-Тюбе мы наблюдаем еще один пример сильной вторичной переработки и разубоживания боксита, залегающего среди алюмосиликатных пород.

Возникшая при этом минеральная ассоциация, включающая все три водные формы минералов глиноzemа (гипбсит, бемит, диаспор), обусловлена разновременными процессами вплоть до современного гипергенеза.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ, БОКСИТЫ И ВТОРИЧНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ НА УЧАСТКЕ ЭЛИАУРГАН

Естественные обнажения кор выветривания и бокситов расположены в основном по правому борту ручья Элиаурган. Полных разрезов коры выветривания на данном участке нет.

Исходными породами, как и на предыдущем участке, служат туфы и лавы шоанской свиты. Скальные выступы их имеются в русле ручья и в нижних частях его бортов. Зона полиминеральных глин нигде не обнажена.

Каолинитовая зона встречена в нескольких точках — как в естественных выходах, так и в канавах (рис. 31) близ верхней кромки склонов. Порода мелкощебнистая, лилово-бурая, с белыми каолинитовыми табличками — псевдоморфозами по плагиоклазу, местами сильно вторично осветленная (табл. 31, обр. 3), отвечающая по составу почти чистому каолиниту. Реликты порфировой структуры исходной породы заметны при микроскопическом изучении. Мощность зоны не менее 4 м.

Верхняя, бокситовая, зона также сильно вторично изменена. Местами она каолинизирована и обелена, местами кальцитизирована. Мощность ее 1—2 м.

Кальцитизация — сравнительно редкий процесс для бокситов, залегающих среди алюмосиликатных пород. Участки кальцитизированных латеритов были встречены автором на территории Кайракского месторождения в Средней Азии [16]. Масштабы кальцитизации на описываемом

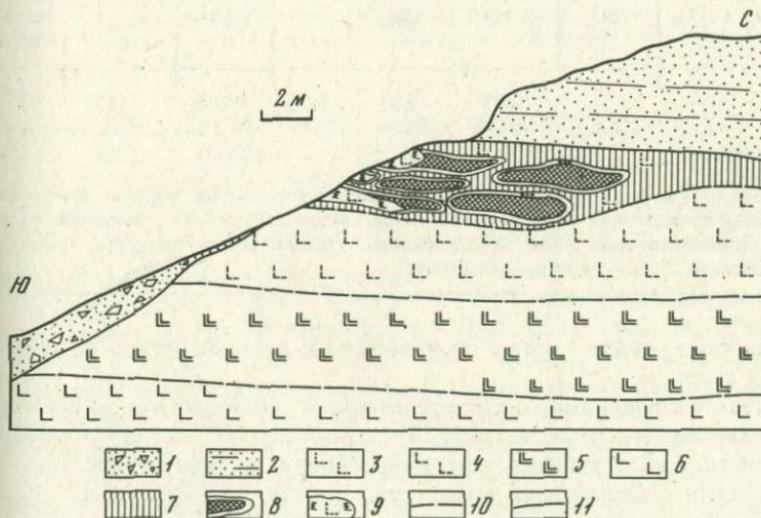


Рис. 31. Схематическая зарисовка обнажения на участке Элиаурган

1 — суглиники делювиальные; 2 — песчаники, угли, сидериты (I, II); 3 — нижнеюрская кора выветривания; 4 — зона свободных окислов; 5 — каолинитовая зона; 6 — зона полиминеральных глин; 7 — андезитовый порфирит; 8 — зона вторично каолинизированных пород; 9 — кальцитизированная порода; 10 — граница между зонами; 11 — граница между породами

Таблица 31

Химический состав вторично измененных бокситов и пород коры выветривания, в вес. %

№ п/п	Al ₂ O ₃	TiO ₂	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
1	44,40	1,72	14,70	0,46	Не обн.	0,00	0,21	3,54
2	31,96	1,51	3,81	1,53	"	Сл.	0,50	26,33
3	36,10	1,60	43,93	1,78	"	Не обн.	1,30	0,97

Таблица 31 (продолжение)

№ п/п	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	BaO	SrO	P ₂ O ₅
1	0,05	0,08	1,50	18,50	1,70	1,87	2,36	6,82
2	0,10	0,07	0,65	11,10	20,69	-	0,1	0,41
3	0,05	0,31	2,37	12,08	Не обн.	-	-	Не обн.

Таблица 31 (окончание)

№ п/п	Cr ₂ O ₃	SO ₃	V ₂ O ₅	S _{общ}	C	Сумма	Объемн. вес, г/см ³	Пористость, эффект.
1	-	-	0,03	0,07	1,55	99,56	1,43	42
2	Сл.	0,47	0,04	-	-	99,17	2,60	1,02
3	Не обн.	-	0,03	-	-	100,40	1,98	3,90

Примечание. 1 — каолинит-гипситовая кавернозная порода (обр. Э-7); 2 — бемит-кальцитовая порода с гипситом (обр. Э-15); 3 — вторично обогенная каолинитовая зона коры выветривания туфов порфиритов (обр. Э-14).

Аналитики: Л.А. Наливко, Р.С. Яшина.

мом участке — первые метры по мощности и десятки метров по простиранию.

Кальцитизированный боксит представляет собой плотную каменистую породу светло-серого цвета (табл. XV, а), пятнистую, псевдообломочную.

В прозрачных шлифах под микроскопом в породе наблюдается классическая пойкилитовая структура: шестоватые кристаллы бемита (табл. XV, б) размером до 0,1 мм заключены внутри крупных кристаллов кальцита (1—2 мм). Вторичная природа кальцитового цемента доказывается тем, что отдельные кристаллы бемита рассекают границы зерен кальцита.

Кроме шестоватого бемита в породе встречаются крупные (до 0,1 мм в диаметре) изометричные кристаллы гипсита. Часто они имеют двой-

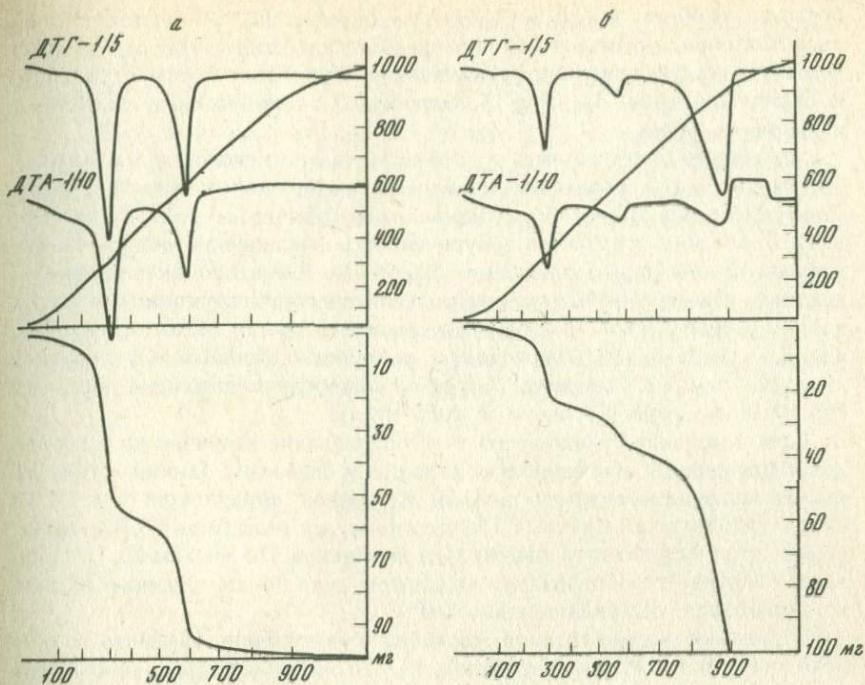


Рис. 32. Дериватограммы образцов бокситовых пород

а — гиббсит-бемитовый боксит; б — кальцитизированный гиббсит-бемитовый боксит

никовое строение. С краев зерна гиббсита корродируются кальцитом.

Сильные базальные рефлексы bemita ($6,07, 3,18 \text{ \AA}$ и др.) имеются на рентгенограмме образца пористого боксита. Неглубокий эндоэффект bemita около 580°C зафиксирован также на дериватограмме (рис. 32, а). Линии гиббсита на рентгенограмме того же образца проявлены очень слабо ($4,86 \text{ \AA}, I=1$; $4,40 \text{ \AA}, I=1/2$). На дериватограмме образца кальцитизированного боксита (рис. 32, б), наоборот, эндоэффект гиббсита более интенсивен ($\sim t = 300^\circ\text{C}$). Присутствие кальцита одинаково хорошо зафиксировано и на рентгенограмме породы ($3,05 \text{ \AA}, I=10$), и на дериватограмме (глубокий эндоэффект при $t = 900^\circ\text{C}$).

В зоне современного гипергенеза кальцит из породы выщелачивается, при этом образуется пористая кайма выщелачивания с резкой границей и ячеистая порода (табл. XV, в). Преобразование породы не ограничивается разрушением кальцита. Бемит также в зоне современного гипергенеза оказывается неустойчивым. Он частично разрушается и замещается гиббситом и каолинитом. В породе имеются прожилки гиббсита, секущие все элементы породы (табл. XV, г). На рентгенограмме образца, отобранного из выщелоченного участка, отмечаются среднесильные

рефлексы гиббсита и резко ослабленные бемита. По химическому составу ячеистая порода отвечает бокситу среднего качества с модулем около 3. В составе породы отмечается повышенное содержание фосфора, стронция и бария (см. табл. 31, обр. 1), связанных, по-видимому, с фосфатами стронция и бария.

Необходимо отметить, что как бокситы, так и вмещающие их породы обогащены Sr (по сравнению с кларковыми содержаниями в земной коре). Для отложений Северного Кавказа это обычно. А. А. Байковым, В. И. Седлецким отмечается приуроченность стронциевой минерализации к областям новейшей активизации. Эпигенетическая стронциевая минерализация известна в аналогичных геологических структурах молодых впадин — Ферганской, Афгано-Таджикской и др. В водах, циркулирующих в среднеюрских отложениях Солончаковской, Южно-Сухокумской и других впадин Северного Кавказа, содержание стронция достигает 740 мг/л (в Средней Азии — до 4000 мг/л).

Есть основание предполагать, что образование вторично кальцитизированных пород и обогащение их стронцием связаны с одними и теми же высоко-минерализованными водами глубинной циркуляции. Состав их гидрокарбонатно-кальциевый. По-видимому, эти воды были термальными: в кальцитах встречены газово-жидкие включения. По мнению Ю. П. Пашкова, температура образования кальцитов, судя по соотношению жидкой и газовой фаз, составляет около 110° С.

Вторичная кальцитизация способна существенно изменить состав исходной породы. Можно предположить, что она избирательно приурочена к наиболее пористым участкам породы. Именно в сильно пористых породах легче предположить быструю дегазацию сильно минерализованных гидрокарбонатных вод с осаждением в пустотах кальцита.

Кальцитизация не широко распространенный вторичный процесс в бокситах. Можно достаточно уверенно прогнозировать вторичную кальцитизацию в сильно пористых породах и бокситах, приуроченных к впадинам в пределах активизированной платформы.

ВЫВОДЫ

Для предтоарских (нижнеюрских) бокситов плато Бечасын характерна сильная вторичная переработка. В порядке последовательности наложения можно выделить следующие процессы:

- 1) обеление и сидеритизация, связанные с заболачиванием территории в тоарскую эпоху;
- 2) окисление сидерита и повторное выветривание с образованием прожилков каолинита и гиббсита;
- 3) частичное уплотнение пород до неразмокающего аргиллитоподобного состояния с образованием диаспора, связанное с глубинным эпигенезом (катагенезом) после захоронения под мощным чехлом мезокайнозойских отложений;
- 4) эпигенетическая кальцитизация, связанная с воздействием высокоминерализованных термальных гидрокарбонатно-кальциевых вод;

5) современное выветривание с образованием тонковолокнистого гиббсита и каолинита.

В отличие от глобально распространенной на земном шаре рэтилайасовой коры выветривания в данном регионе эпоха выветривания ограничена узким возрастным интервалом: терригенная (со сферосидеритами) тоарская толща залегает на домерских эфузивах с незначительным перерывом. Видимо, кратковременностью выветривания и объясняется отсутствие здесь осадочных бокситов с обломочной, оолитовой или бобовой структурой.

В целом как по характеру разреза коры выветривания, вторичным процессам, так и по общей геологической позиции (возрасту, приуроченности к окраинам раннемезозойских депрессий и расположению их в областях активизированной платформы) данный регион имеет много общего с раннемезозойскими депрессиями Средней Азии.

Глава III.

ТРИАС-ЮРСКИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И БОКСИТЫ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА, ХАРАКТЕР РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ТИПЫ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Ранние публикации по юрским отложениям, корам выветривания и бокситам Южного Урала принадлежат П. Л. Безрукову и А. М. Яншину [11]. В те же годы никеленосные коры выветривания Орского Урала изучал А. В. Хабаков [154].

В дальнейшем значительный вклад в изучение кор выветривания внес И. И. Гинзбург и его ученики — И. З. Корин, И. В. Витовская, К. К. Никитин и др. На уральском материале были заложены основы учения о корах выветривания.

Большой вклад в изучение разных аспектов геологии, геоморфологии, состава, вторичных изменений кор выветривания внесли А. П. Сигов, Н. И. Архангельский, Л. А. Гузовский, В. А. Гуцаки, В. С. Шуб и др.

Триас-юрские¹ коры выветривания принадлежат платформенному этапу развития Урала. К началу триаса геосинклинальный этап ее развития полностью завершился, а горные сооружения были в значительной степени снивелированы (за исключением Уралтау). С небольшими перерывами триас-юрские коры выветривания устанавливаются почти вдоль всего восточного склона Урала — от Южного до Полярного Урала (рис. 33).

В естественных обнажениях, на поверхности, коры выветривания встречаются очень редко. Большой частью они погребены под чехлом мезо-кайнозойских отложений и подсечены буровыми скважинами на глубинах от первых десятков метров до 500—600 м (Саранпаульская депрессия). Чаще всего коры выветривания тяготеют к бортовым частям депрессий.

На дневной поверхности триас-юрские коры выветривания встречаются на Среднем Урале (гора Перевал Верхненейвинского района). Здесь абсолютные отметки триас-юрской поверхности находятся на 600—650 м над уровнем моря. Сравнительно высокие абсолютные отметки (около 400 м) поверхности коры выветривания имеют на Среднем и Южном Урале, где сосредоточены известные силикатно-никелевые месторождения. Обычно отметки этой поверхности не превышают 150—200 м. К востоку, по направлению к Западно-Сибирской низменности, они поникаются.

Кора выветривания имеет площадной характер. Западная граница

¹ Коры выветривания на поверхности молодых эпигерцинских платформ обычно перекрываются датированными нижнеюрскими отложениями.

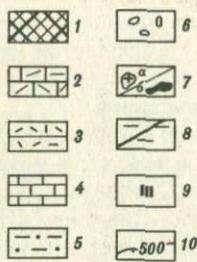
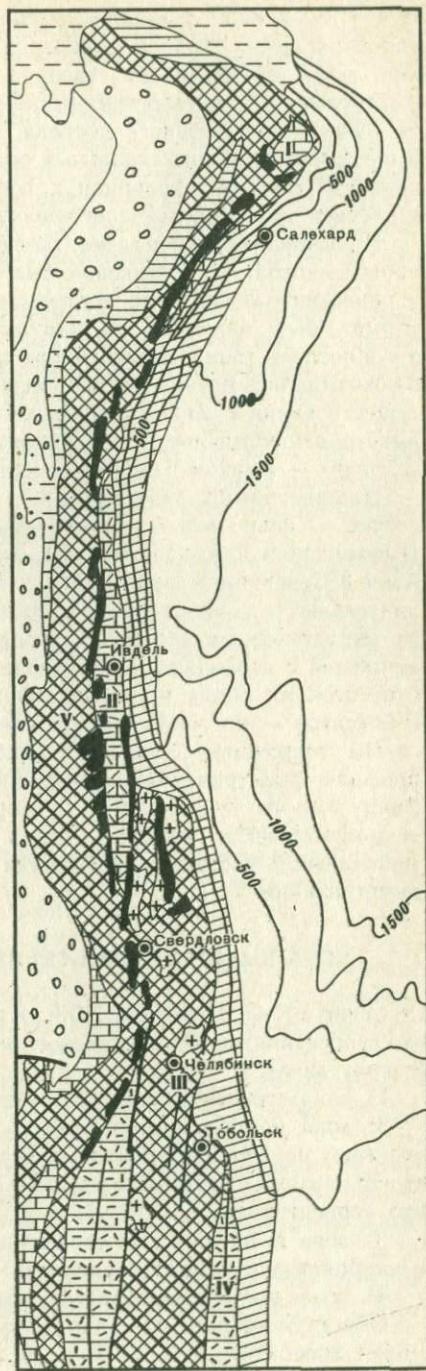


Рис. 33. Геолого-тектоническая схема восточного склона Урала (на основе тектонической карты СССР масштаба 1 : 10 млн. под ред. А. А. Богданова)

1 — древние ядра каледонской складчатости; 2—3 — эвгесинклинальные области: 2 — синклинальные зоны с отложениями известняков и эффузивов, 3 — синклинальные зоны с преимущественно вулканогенными отложениями; 4—5 — многоэвгесинклинальные области: 4 — зоны распространения известняков, 5 — зоны распространения терригенных пород; 6 — поля распространения молассы Уральского краевого прогиба; 7 — интрузивные массивы: а — гранитоиды; б — серпентиниты; 8 — разломы; 9 — главные тектонические структуры Урала: I — Шучинский синclinорий; II — Тагильский синclinорий; III — Магнитогорский синclinорий; IV — Аятский синclinорий; V — антиклиниорий Урал-Тау; 10 — мощность чехла мезокайнозойских отложений



ее почти совпадает с западной границей Тагильского и Магнитогорского синклиниориев, восточная граница не прослежена. Однако распространение коры выветривания связано не со структурно-тектоническими факторами, а с литологией; мощные коры выветривания формируются на эфузивах основного состава, имеющих широкое распространение в пределах эвгео-синклинальных областей. Наблюдается четкая приуроченность коры выветривания к восточному склону Уральского кряжа, к древней триас-юрской поверхности выравнивания.

На основании изучения остатков флоры и споро-пыльцевого комплекса, проведенного В. И. Тужиковой, был сделан вывод, что в позднетриасовую и раннеюрскую эпохи на восточном склоне Среднего и Южного Урала климат был влажным и жарким. В. М. Синицын [138] считает, что в позднем триасе и ранней юре климат повсеместно гумидизировался. Высказывались мнения о более умеренном климате той эпохи, но сам факт существования в данном районе площадной глубоко проработанной коры выветривания говорит о благоприятных для химического выветривания условиях — жарком и влажном климате.

Плащевидный характер распространения кор выветривания свидетельствует о сильно выровненном рельфе. Аналогичные площадные коры выветривания наблюдаются, как было ранее отмечено, на юге Средней Азии и Северном Кавказе. Нет сомнения, что это была одна из самых длительных и широко распространенных континентальных эпох. Вслед за выравниванием территории последовала активизация тектонических движений с периодами заболачивания и угленакопления. Это наложило отпечаток на облик и состав пород верхней зоны коры выветривания и бокситов — они часто бывают обелены и каолинизированы.

На территории Урала имеются классические хорошо изученные профили выветривания серпентинитов, диабазов, гранитов, сланцев. Ввиду того что публикации с указанными материалами имеются в достаточном количестве, мы ограничимся краткими сведениями о зональности, минеральном составе и мощностях наиболее типичных разрезов коры выветривания.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ СЕРПЕНТИНИТОВ

По данным К. К. Никитина [109], в разрезе площадной коры выветривания серпентинитов Кемпирской массива выделяются следующие зоны (сверху вниз):

- 1) зона структурных и бесструктурных охр (0,5—10 м);
- 2) зона нонtronитизированных серпентинитов с подзонами: а) обожренных нонtronитизированных серпентинитов (0,5—10 м); б) нонtronитизированных серпентинитов (5—15 м); в) слабо нонtronитизированных серпентинитов (1—15 м);
- 3) зона выщелоченных серпентинитов с горизонтами опализованных и карбонатизированных серпентинитов (керолитов) (3—10 м);
- 4) зона дезинтегрированных серпентинитов (до 20 м).

Общая мощность площадной коры выветривания на серпентинитах может колебаться от 5 до 35 м (в среднем 20 м).

Основная масса никеля в этом профиле сосредоточена в зоне нонтронитов и связана с нонтронитами, окислами и гидроокислами железа.

Мощность перекрывающих покровных отложений незначительная — от 0,5 до 3—5 м.

Кроме описанного выше керолито-нонтронито-охристого профиля встречаются участки с керолито-охристо-кремнистым профилем, где интенсивно проявлено вторичное окремнение. Профиль имеет следующую зональность (сверху вниз): а) зона окремненных и обожженных серпентинитов с сетчатой структурой (0,5—16,5 м); б) зона выщелоченных опализованных и карбонатизированных серпентинитов (1—20 м); в) зона дезинтегрированных серпентинитов.

Коры выветривания профилей второго типа слагают положительные формы современного рельефа, что дало К. К. Никитину основание сделать вывод о связи вторичного окремнения с поднятием рельефа. По нашему мнению, скорее можно предположить обратное: окремненные при выветривании участки слабее размывались и со временем стали возвышаться над соседними участками, сложенными более рыхлыми отложениями. Второй тип профиля (керолито-охристо-кремнистый) близок к описанным ранее разрезам кор выветривания серпентинитов в Средней Азии и на Северном Кавказе.

На Серовском (Кольском) серпентинитовом массиве в Замарайской депрессии, где кора выветривания перекрыта юрскими отложениями (до 200 м), профиль выветривания в верхней части сильно затушеван вторичными процессами с образованием шамозита, сидеритов, сульфидов и карбонатов.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ПОРОДАХ ОСНОВНОГО СОСТАВА

Наиболее полный разрез коры выветривания на порфириатах в Орской депрессии описал А. Г. Черняховский [158]. Сверху вниз в профиле выделены следующие зоны: 1) зона дезинтеграции (2—3 м); 2) гидрохлорит-каолинитовая зона с монтмориллонитом (15,8 м); 3) зона красноцветных окисленных и выщелоченных гидрохлоритов, сложенная каолинитом, гематитом и гидрохлоритом (16,0 м); 4) гиббсит-каолинитовая зона (1—1,5 м). Верхняя зона сильно вторично обелена и, вероятно, каолинизирована.

Полный латеритный профиль с гиббситом в верхней зоне установлен Ж. И. Сергеевой и Б. Ф. Костюк [133] в западном борту Люльинской впадины (Сосьвинско-Салехардская грабен-структура).

В разрезе коры выветривания вулканогенных пород выделены следующие зоны (снизу вверх): 1) зона дезинтеграции; 2) монтмориллонитовая; 3) каолинитовая; 4) каолинит-гиббситовая. Мощность коры выветривания достигает 50 м.

В большинстве же участков в профиле в основном выделяется монтмориллонитовая зона, венчающая разрез коры выветривания, и лишь местами сохраняется каолинитовая зона.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ГРАНИТАХ

Типичным разрезом коры выветривания на гранитах можно считать разрез, описанный В. П. Петровым [120] в Челябинском Зауралье (с. Полетаево). Снизу вверх в нем выделены следующие зоны:

- 1) дресвяная (дезинтеграции) (50 м);
- 2) гидрослюдяная (20 м);
- 3) каолинитовая (30—50 м).

Общая мощность площадной коры выветривания на гранитах составляет около 100 м.

В зоне дресвы происходит механическая дезинтеграция породы с уменьшением ее крепости.

В зоне гидрослюд плагиоклаз, а затем калишпат замещаются слюдой до образования полных псевдоморфоз. Одновременно слюда утрачивает свои обычные оптические свойства, переходя в гидрослюду. Биотит переходит в вермикулит с выделением вдоль трещин спайности окислов Ti и Fe.

В верхней зоне преобладает каолинит. Переход от нижележащей зоны постепенный. Реликты слюды сохраняются в крупных сростках каолинита (микроклина). В зоне каолинов местами сохраняются калишпат и кварц в виде причудливо разъеденных зерен.

На отдельных участках верхняя зона имеет буровато-желтовато-серую окраску, местами каолины белые, вторично осветленные.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ТИПЫ ТРИАС-ЮРСКИХ БОКСИТОВ УРАЛА

Все известные месторождения и рудопроявления бокситов триас-юрского возраста расположены в прибрежных частях древних (юрских) угленосных депрессий.

Первые находки бокситов этого возраста относятся к началу 30-х годов [11]. Осадочные бобово-оолитовые бокситы (названные осадочными латеритами) были встречены внутри хайбуллинской свиты нижней юры, сложенной глинисто-терригенными породами.

В дальнейшем (в 1935 г.) триасовые бокситы были обнаружены в подугольных отложениях Богословско-Веселовской и Волчанской депрессий. На Северном Урале позднее бокситы и бокситовидные породы были встречены в Мостовской депрессии.

В последние годы триас-юрские бокситы обнаружены в Сосьвинско-Салехардской грабен-структуре [133] в Приполярном Урале и в Заполярье.

Как правило, бокситы залегают в основании лейасовой угленосной толщи на известняках, сланцах или породах коры выветривания.

На основании просмотра керна скважин Богословско-Веселовской депрессии, а также изучения фоновых материалов и литературных

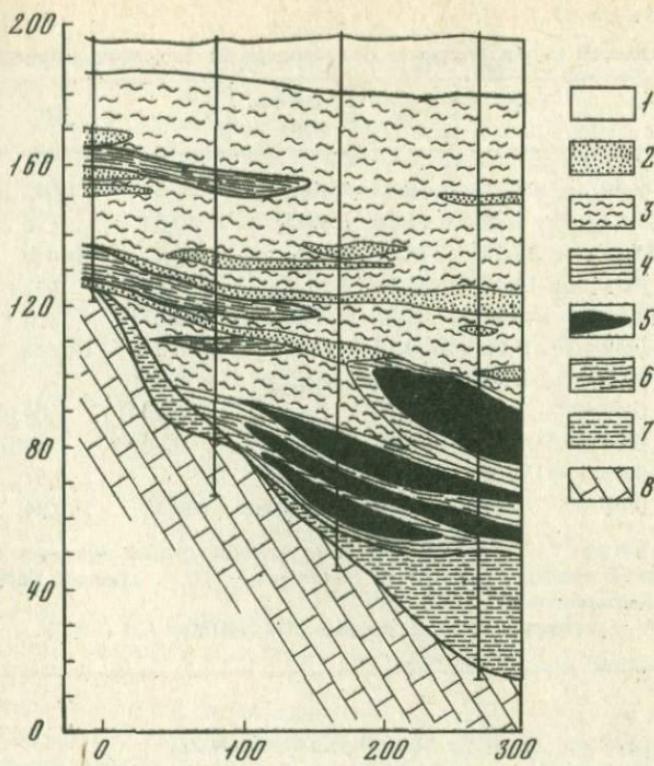


Рис. 34. Геологический разрез западной части Веселовско-Богословской депрессии (по данным Краевой А. И.)

1 — четвертичные отложения; 2—7 — нижнеюрские отложения: 2 — пески, песчаники, 3 — глины, 4 — аллиты (каолинизированные бокситы), 5 — бокситы, 6 — углистые породы, угли, 7 — глинистые породы; 8 — известняки (D_1)

данных среди триас-юрских бокситов можно уверенно выделить месторождения двух генетических типов — карстовые полициклические и делювиальные.

Карстовые бокситы встречены на площади Богословско-Веселовской депрессии, которая целиком расположена внутри карстового понижения (типа котловины или польи), вытянутого в меридиональном направлении на несколько километров. Горизонты бокситов находятся в основании угленосной толщи и выделены в так называемый пестроцветный горизонт.

Горизонт сложен глинами, пластичными и сухаристыми, аллитами, бокситами. Внутри горизонта бокситы выделяются в виде линз протяженностью от 100 до 300 м (рис. 34). Бокситы подстилаются красными глинами, перекрываются пестрыми — розовыми, белыми, красновато-бурыми. Часто бокситы окаймляются аллитами.

Пространственно залежи бокситов тяготеют к западной прибрежной части депрессии.

Структура бокситов обломочно-оолитовая, пизолитовая (табл. XVI, а, б), цвет розовато-бурый, серый, зеленовато-серый. Количество

Таблица 32

Химический состав бокситов Богословско-Веселовской депрессии, в вес. %

Компонент	I	II	III	Компонент	I	II	III
SiO ₂	7,19	21,21	16,32	H ₂ O ⁺	23,57	17,46	18,26
TiO ₂	1,53	1,36	1,10	P ₂ O ₅	0,54	0,36	0,28
Al ₂ O ₃	44,21	39,87	35,22	CO ₂	1,71	Не обн.	Сл.
Fe ₂ O ₃	4,38	14,05	21,08	Cr ₂ O ₃	0,013	0,022	—
FeO	14,68	0,68	3,23	V ₂ O ₅	0,035	0,03	—
MnO	0,39	0,06	0,10	S _{пир}	0,05	Не обн.	—
MgO	0,72	0,86	0,40	Fe _{пир}	0,044	—	—
CaO	0,50	0,64	0,30	Pb ₂ O	0,0007	0,0030	—
Na ₂ O	0,05	0,08	0,03	Cs ₂ O	0,0002	0,0007	—
K ₂ O	0,03	0,20	0,02	П.п.п.	—	0,57	—
H ₂ O ⁻	0,83	2,44	4,00	Сумма	100,48	100,04	100,34

Примечание. I — осветленный шамозит-гипбситовый боксит с сидеритом; II — боксит гипбсит-каолинитовый (с гематитом); III — боксит бобово-оолитовый гипбсит-каолинитовый.

Аналитики: Л.А. Васильева, Л.С. Цимлянская (ИГЕМ АН СССР).

оолитов составляет до 70% общей массы породы.

Состав бокситов шамозит-гипбситовый, каолинит-гипбситовый, с гематитом и сидеритом. Крупные оолиты (пизолиты) сложены гипбситом и каолинитом.

На Веселовском участке бокситы осветлены и сильно сидеритизированы (табл. XVI,в). Часто встречаются обеленные разности боксита с выщелоченными рыхлыми оолитами.

По химическому составу бокситы отвечают кондиционным бокситам низких марок (табл. 32). Лучшее качество имеют осветленные гипбсит-шамозитовые бокситы, красновато-бурые разности бокситов, как правило, высококремнистые.

А. И. Краева, проводившая здесь поисково-оценочные работы, предполагает, что бокситы образовались за счет перемыва и переотложения латеритных кор выветривания силурийской вулканогенно-сланцевой толщи. В бокситах ею встречены обломки сланцев. Латеритные профили выветривания поблизости от месторождения не сохранились. Известные здесь коры выветривания заканчиваются каолинитовой зоной. Найдены обломки бокситов со структурой сланцев позволяют предполагать, что латеритные коры здесь действительно существовали, но были уничтожены эрозией или деградировали химически.

Расположение бокситовой залежи в карстовом понижении вблизи от поверхности известняков говорит о том, что последняя служила главным образом ловушкой для бокситового материала. Понижение залежи к центру впадины указывает на продолжающийся рост карстовой полости после образования залежи.

После захоронения под угленосной толщей бокситы претерпели сильную вторичную переработку: они частью обелены, каолинизированы, местами сильно шамозитизированы и сидеритизированы.

Делювиальный тип бокситов представлен в Люльинской и в западной прибрежной части Турупинской впадины [133]. Пласт залегает внутри пачки нижнеюрских терригенных пород, насыщенных обломками выветрелых материнских пород (эфузивов), содержащих гиббсит. Мощность горизонта 10 м.

Бокситы имеют обломочно-оолитовую структуру, местами пизолитовую, светло-серого и буровато-серого цвета. Состав боксита гиббсит-каолинитовый, гиббсит-шамозитовый с сидеритом. По химическому составу и качеству он близок к богословским бокситам.

Состав, текстурно-структурные особенности, а также залегание боксита в непосредственной близости от участков распространения коры выветривания (и присутствие в нем обломков пород коры) дают основание считать их делювиальными. В пользу этого говорит также наклонное залегание и плащевидный, линзовидный характер залежи. Ширина бокситоносной полосы достигает 0,5 км, длина — несколько километров.

Ввиду того что бокситы здесь также залегают под углами, они сильно обесцвечены, часто каолинизированы и шамозитизированы.

При попутной разработке с углами месторождения могут представлять промышленный интерес.

Приведенные выше описания наиболее типичных разрезов кор выветривания и бокситов Урала хорошо иллюстрируют основные отличия древних кор выветривания устойчивых эпигерцинских платформ от аналогичных по возрасту и условиям образования кор выветривания активизированных платформ (Средняя Азия и Северный Кавказ).

Главное отличие заключается в более слабой литификации пород коры выветривания Урала. Нижние зоны ее здесь сложены в основном монтмориллонитом.

Гидрослюдя, типичная для кор выветривания Средней Азии, отсутствует. В каолинитовой зоне часто встречаются вермикулитообразные выделения каолинита.

Мезозойские бокситы Урала в основном представлены трехгидратными — гидрагиллитовыми разностями. Местами в них встречается бемит, диаспор ни на одном из месторождений не обнаружен.

ВЫВОДЫ

1. Триас-юрские коры выветривания восточного склона Урала имеют широкое площадное распространение. В них наблюдается такая же зональность, как и в соответствующих им по возрасту корах выветривания Средней Азии и Северного Кавказа но с несколько большей мощностью зон.

2. В отличие от пород коры выветривания Средней Азии и Кавказа соответствующие породы кор выветривания Урала слабее литифицированы и совершенно не метаморфизованы. Главный минерал зоны полиминеральных глин — монтмориллонит.

3. По сравнению с известными олигоцен-четвертичными корами выветривания Гвинейского щита в корах выветривания Урала более сильно развиты нижние глинистые зоны, однозональные профили выветривания отсутствуют.

4. Площади триас-юрского бокситонакопления Урала пространственно совпадают с областями раннеюрского угленакопления, но всегда предшествуют ему.

5. Бокситы всегда расположены в прибортовых частях депрессии, ближе к областям сноса.

6. Вышележащие угли способствуют каолинизации и шамозитизации бокситов.

Перечисленные критерии локализации бокситов можно использовать для поисков бокситов в таких сложнодислоцированных областях, как Средняя Азия и Северный Кавказ.

Глава IV

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОЛИГОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ И ТРИАС-ЮРСКИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Условия формирования древних (триас-юрских) и молодых (олигоцен-четвертичных) кор выветривания Гвинейского щита во многом сходны. По данным палеоклиматологов, климат триас-юрской эпохи был жарким и влажным, во многом подобным климату современной тропической зоны. Триас-юрские и олигоцен-четвертичные коры выветривания имеют сходное структурно-тектоническое положение: первые расположены на Таримской и Скифской эпигерцинских платформах, вторые — на Либерийском щите. Триас-юрская эпоха выветривания завершает герцинский тектонический этап, олигоцен-четвертичная — позднеальпийский. Они разделены циклом геолого-геоморфологического развития земной коры длительностью около 220 млн. лет.

Идентична и их геоморфологическая приуроченность: триас-юрские коры выветривания покрывают раннемезозойские пенеплены Средней Азии, Северного Кавказа, Урала, Казахстана, олигоцен-четвертичные педименты и пенеплены плато Фута-Джоллон на Гвинейском щите. Длительность сравниваемых эпох выветривания соизмерима — около 30—40 млн. лет. Однако на Гвинейском щите она четко дифференцирована. Геоморфологами здесь выделены отдельные этапы, выраженные обособленными поверхностями выравнивания.

В основу сравнения положена минеральная зональность кор выветривания. При этом подбирались разрезы в сходной геоморфологической обстановке. Сравнивались наиболее типичные разрезы кор выветривания на трех группах пород: 1) ультраосновных (дунитах, серпентинитах); 2) основных (базальтах, базальтовых порфиритах, долеритах, диабазах); 3) кислых (гранитах, кварцевых диоритах). Приведены также данные по корам выветривания нефелиновых сиенитов и сланцев (рис. 35). В работе использован как собственный материал [4, 15, 16, 130], так и материалы других исследователей [2, 3, 4, 5, 8, 9, 21, 66, 105, 106, 121, 126, 132, 163]. Всего было рассмотрено несколько десятков разрезов коры выветривания. Полнее охарактеризованы коры выветривания основных и кислых пород, хуже — серпентинитов и сланцев.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА СЕРПЕНТИНИТАХ

На Урале в разрезе площадной коры выветривания серпентинитов Кемпирсайского массива по данным К. К. Никитина [109] выделяются следующие зоны (сверху вниз): 1) структурных и бесструктурных охр

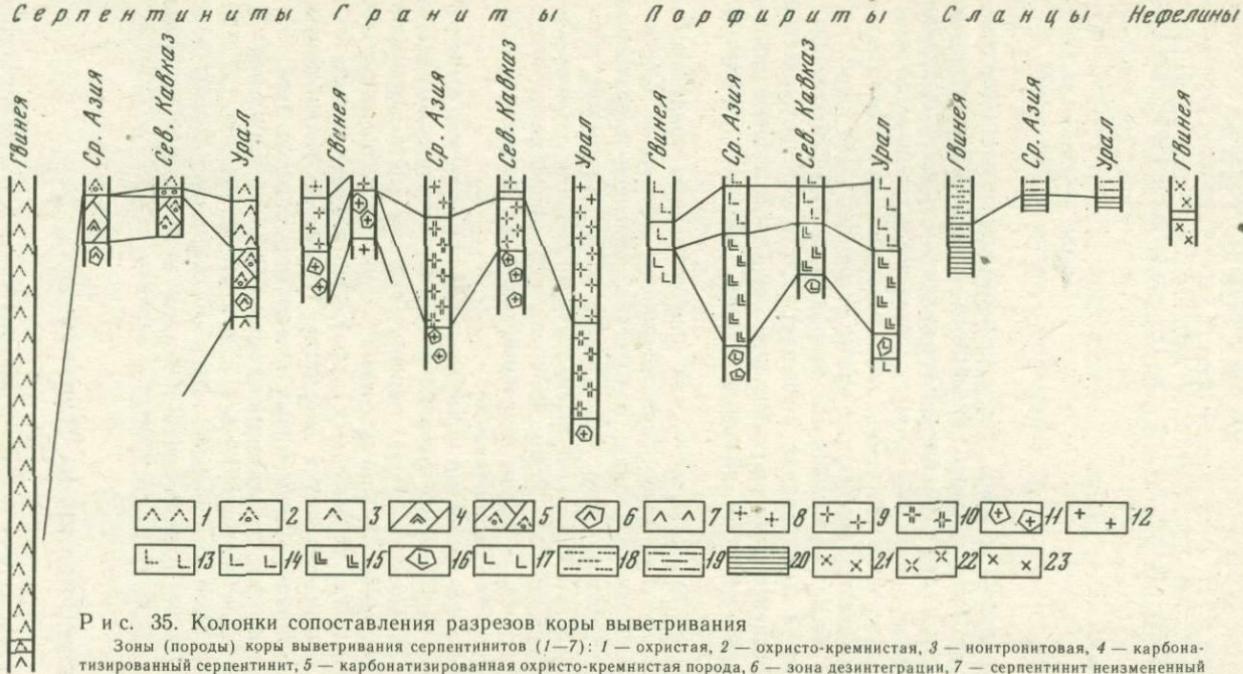


Рис. 35. Колонки сопоставления разрезов коры выветривания

Зоны (породы) коры выветривания серпентинитов (1—7): 1 — окристая, 2 — охристо-кремнистая, 3 — контронитовая, 4 — карбонатизированный серпентинит, 5 — карбонатизированная охристо-кремнистая порода, 6 — зона дезинтеграции, 7 — серпентинит неизмененный

Зоны (породы) коры выветривания гранитов, гранито-гнейсов: (8—12): 8 — гиббситизированный гранит, 9 — каолинизированный гранит, 10 — гидрослюдянка зона, 11 — дезинтегрированный гранит, 12 — гранит неизмененный

Зоны (породы) коры выветривания эфузивных пород основного состава (13—17): 13 — свободных окислов, 14 — каолинитовая, 15 — полиминеральных глин (гидрослюдянка, монтмориллонитовая, смешанослойных минералов и др.), 16 — дезинтеграции, 17 — неизмененные диабазы, долериты, базальтовые порфиры

Зоны (породы) коры выветривания на сланцах (18—20): 18 — зона свободных окислов, 19 — каолинитовая, 20 — сланцы неизмененные

Зоны (породы) коры выветривания нефелиновых сиенитов: 21 — гиббситовая, 22 — каолинитовая, 23 — неизмененный нефелиновый сиенит

(0,5—10 м); 2) нонtronитизированных серпентинитов с подзонами: а) обогащенных нонtronитизированных серпентинитов (0,5—10 м); б) нонtronитизированных серпентинитов (5—15 м); в) слабо нонtronитизированных серпентинитов (1—15 м); 3) выщелоченных серпентинитов с горизонтами опализованных и карбонатизированных серпентинитов (3—10 м); 4) дезинтегрированных серпентинитов (до 20 м).

Общая мощность площадной коры выветривания на серпентинитах колеблется от 5 до 35 м (в среднем 20 м). Мощность перекрывающих покровных отложений незначительная — от 0,5 м до 3—5 м.

Кроме нонtronит-окристого профиля в Кемпирсае встречаются участки коры выветривания с керолит-окристо-кремнистым профилем, где интенсивно проявлено вторичное окремнение. Профиль имеет следующую зональность (сверху вниз): 1) окремненных и обогащенных серпентинитов с сетчатой структурой (0,5—16,5 м); 2) выщелоченных опализованных и карбонатизированных серпентинитов (1—20 м); 3) дезинтегрированных серпентинитов. На Северном Кавказе, на площади Малкинского массива, как и на Урале, выделены два типа профилей: 1) окристо-кремнистый (около 10 м); 2) окристо-нонtronитовый (10—12 м).

В профиле выветривания серпентинитов Ваджакского массива (юго-западные отроги Гиссарского хребта, горы Мечетли) выделены три зоны (сверху вниз): 1) окристо-кремнистая (1—3 м); 2) окремнения и карбонатизации (1,3—9,5 м); 3) дезинтеграции (1—5 м).

В молодых (олигоцен-четвертичных) корах выветривания серпентинитов п-ова Калум (Западная Африка) резко преобладает верхняя зона — зона охр — мощностью 80—100 м. В нижней части разреза выделяется маломощная зона (1 м) нонtronитизированных серпентинитов.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ПОРОДАХ ОСНОВНОГО СОСТАВА

В Средней Азии наиболее полный разрез коры выветривания наблюдается на территории Кайракского месторождения (хр. Байсунтау), на базальтовых порфиритах пермского возраста. Максимальная мощность коры выветривания 50 м. В разрезе (сверху вниз) выделены следующие зоны: 1) гематит-диаспоровая (1—3 м); 2) гематит-каолинитовая (5—10 м); 3) гидрохлорит-гидрослюдяная (20—25 м).

В Орской депрессии на Урале в разрезе коры выветривания на порфиратах А. Г. Черняховский [158] установил следующие зоны: 1) дезинтеграции (2—3 м); 2) гидрохлорит-каолинитовую с монтмориллонитом (15,8 м); 3) красноцветных окисленных и выщелоченных гидрохлоритов (1,0—1,5 м).

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ГРАНИТАХ

В Челябинском Зауралье по данным В. П. Петрова [120] в разрезе коры выветривания гранитов выделены следующие зоны (снизу вверх): 1) дресвяная (дезинтеграции) — 50 м; 2) гидрослюдяная — 20 м; 3) као-

линитовая — 30—50 м. Общая мощность коры выветривания составляет около 100 м.

Такие же по строению разрезы коры выветривания, но вдвое меньшей мощности наблюдаются в Средней Азии и на Северном Кавказе.

В наиболее полных разрезах коры выветривания гранитов Гвинейского щита выделяются две зоны (снизу вверх) — каолинитовая (1—5 м) и гибситовая (до 2—3 м).

В отличие от олигоцен-четвертичных триас-юрских коры Средней Азии и Северного Кавказа (и частично Урала) захоронены под мощной толщей осадочных отложений (до 2,0—2,5 км). Они принимали участие в альпийской складчатости, поэтому породы коры выветривания часто уплотнены и аргиллитизированы, вследствие чего, как правило, имеют большую плотность и меньшую пористость. Тем не менее известная тенденция изменения механических свойств в разрезах древних кор выветривания сохраняется.

Эпигенетические преобразования пород захороненных кор выветривания Средней Азии и Кавказа приводят к частичной их дегидратации и некоторым минеральным превращениям, но в целом не затушевывают профилей выветривания.

Таким образом, налицо тождественность строения и состава минеральных образований древних (триас-юрских) и молодых (олигоцен-четвертичных) кор выветривания. Характерно, что все изученные в приведенных разрезах каолиниты имеют высокую степень упорядоченности. Необходимо также отметить отсутствие в продуктах молодых и древних кор выветривания аморфной фазы. Отличительная особенность латеритных кор выветривания Средней Азии и Кавказа (на породах основного состава) — моногидратный (диаспоровый) состав верхней зоны. В латеритных корах выветривания Гвинейского щита в верхней зоне наряду с абсолютно преобладающим гиббситом встречается бемит. В триас-юрских корах выветривания Урала встреченные местами реликты латеритных кор выветривания венчаются гиббситовой зоной.

Проведенное выше сравнение зональности и мощностей молодых и древних кор выветривания показало, что древние (триас-юрские) коры выветривания СССР отличаются от олигоцен-четвертичных кор выветривания Гвинеи большей мощностью, в них лучше проявлена зональность. В молодых корах выветривания профили выветривания часто однозональные либо мощности верхней зоны свободных окислов и гидроокислов алюминия и железа в них значительно превышают мощности глинистой зоны. Так, на серпентинитах п-ова Калум (Гвинея) мощность верхней зоны охр достигает 100 м, а нонтронитизированных серпентинитов — 1 м. На нефелиновых сиенитах архипелага Лос структурные бокситы образуют 5—6-метровый покров, а нижележащая глинистая зона имеется не везде или составляет 0,3—0,5 м, редко до 1 м. Мощность глинистых зон в триас-юрских корах выветривания основных пород в Средней Азии и на Урале обычно равна 10—20 м, на долеритах Гвинеи она колеблется от 5 до 10 м. Зона нонтронитов на серпентинитах массива Калум (Гвинея) имеет мощность 1 м, на Урале она нередко достигает 20 м и более.

В молодых корах выветривания почти не встречается гидрослюдистая или монтмориллонитовая зона, не выделяется зона дезинтеграции. В нижних зонах кор выветривания Гвинеи отсутствуют гипергенные карбонаты, кварц, халцедон и опал, указывающие на затрудненный водообмен.

Противоположные соотношения мощностей устанавливаются для верхней зоны окислов. Зона охр на серпентинитах в Гвинее (в площадной коре выветривания) имеет мощность 80—100 м, на Урале она, как правило, в 10 раз меньше, а в Средней Азии и на Кавказе охры составляют 1—2 м.

Структурные бокситы на долеритах Гвинеи слагают залежи мощностью 5—6 м, тогда как в триас-юрских корах выветривания 1—2-метровая зона сохраняется лишь на отдельных участках. В карьерах месторождения Фрия (Гвинея) можно наблюдать 7—8-метровые уступы структурных бокситов по сланцам, в триас-юрских корах выветривания на сланцах зона со свободными окислами не превышает 1 м. Плохая сохранность латеритных покровов бокситов в захороненных триас-юрских корах объясняется их размывом, т. е. механическим разрушением. Существенное влияние в ряде случаев оказали и процессы вторичной химической деградации латеритного профиля. На гранитах в Гвинее зона с минералами свободных окислов местами составляет 1—2 м (на о-ве Мадагаскар до 5 м [177], в Индии — до 10—15 м); в древних корах выветривания зона свободных окислов на гранитах не встречена.

Специфическая особенность олигоцен-четвертичных кор выветривания Гвинейского щита (и других районов современной тропической зоны — Индийского, Бразильского щитов и пр.) — наличие в верхней части разреза существенно железистой (гиббсит-гематитовой) зоны кирасы¹ мощностью от 1—2 до 4—5 м. В зоне саванн кираса покрывает поверхность почти сплошным плащом. Мощность ее больше на породах, богатых железом (долеритах). Отсутствует кираса во влажных тропических лесах, где огромное количество разлагающейся биомассы, безусловно, восстанавливает окисное железо в закисное, легко мигрирующее с поверхности. В саванне во влажные периоды закисное железо в поровых водах близ поверхности, в хорошо аэрируемой обстановке, окисляется и осаждается в виде труднорастворимых окислов и гидроокислов железа (поверхностная зона является также биологической пищей для железобактерий).

Чрезвычайно устойчивая к размыву, кираса образует прочный панцирь, предохраняющий от размыва нижележащий боксит и глинистые зоны коры выветривания. Молодой возраст кирасы доказывается наличием в ней орудий и предметов труда человека.

В триас-юрских корах выветривания кирасоподобные породы встречены в районе рудопроявления Уаринский Мост (Яккабагские горы, Гиссар). Они слагают небольшое линзообразное тело протяженностью в первые десятки метров и мощностью 1,5—2 м. По составу, как и в Гвинее, залежь представляет собой высокожелезистый боксит или глиноземистую

¹ Принадлежность кирасы к коре выветривания пока остается дискуссионной. По мнению автора, она является более молодым ее членом, появляющимся только в саванне с переменно-влажным климатом.

железную руду (см. табл. 22). Залегает пласт на каолинизированном базальтовом порfirite, а перекрываются углистым песчаником. Верхняя часть пласта заметно обелена, каолинизирована и шамозитизирована. В предыдущих главах было показано, что процессы вторичного обеления, каолинизации и шамозитизации триас-юрских бокситов и пород коры выветривания имеют широкое региональное распространение, вследствие чего они, возможно, затушевали первоначальный характер распространения кирасы.

ВЫВОДЫ

1. Триас-юрские коры выветривания Средней Азии, Кавказа и Урала и олигоцен-четвертичные коры выветривания Гвинеи в целом характеризуются близкой минеральной зональностью и латеритным профилем выветривания.
2. Триас-юрские коры выветривания имеют лучше выраженную зональность и большие мощности. В них мощнее глинистые зоны, в четвертичных — зона свободных окислов.
3. Породы триас-юрских кор выветривания по сравнению с аналогичными образованиями олигоцен-четвертичных кор характеризуются большей плотностью, меньшей пористостью, часто аргиллитизированы.
4. Минералы глинозема в триас-юрских корах выветривания представлены диаспором или бемитом, в современной тропической зоне — в основном гиббситом.
5. Плохая сохранность верхних зон коры выветривания, фрагментарность триас-юрских площадных кор выветривания обусловлены размывом покрова коры выветривания и вторичными химическими процессами. Прямыми указаниями на это служат эрозионные врезы, заполненные грубообломочным аллювием юрского возраста.

Глава V

ОБ УСЛОВИЯХ И МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ЛАТЕРИТНЫХ (БОКСИТОНОСНЫХ) КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Рассмотренные в предыдущих главах сведения о минеральном и химическом составе пород, наблюдавшихся замещениях и взаимоотношениях минералов коры выветривания, деталях строения, зональности, геоморфологической приуроченности, закономерностях локализации, а также выявленные черты сходства и различия древних (триас-юрских) кор выветривания СССР и молодых (олигоцен-четвертичных) кор выветривания — все это позволяет сделать некоторые выводы об условиях и механизме формирования бокситоносных кор выветривания.

Несмотря на большое количество работ по корам выветривания [20, 36, 39, 65, 122 и др.], многие вопросы теории не разработаны или требуют уточнения. Как формируется зональность в корах выветривания — образуется сначала одна зона или все зоны сразу и на какую глубину? Какие химические процессы характерны для разных зон коры выветривания? Какова роль различных агентов при выветривании?

В своей работе мы считаем целесообразным рассмотреть некоторые из этих вопросов, используя для этой цели как собственные исследования триас-юрских кор выветривания СССР и олигоцен-четвертичных кор выветривания Гвинеи, так и литературные данные.

О ТЕРМИНЕ «КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ» И ВЕДУЩИХ ХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ ПРИ ГУМИДНОМ ВЫВЕТРИВАНИИ

Кора выветривания — это геологическое тело, состоящее из одной или нескольких пород, сформировавшееся на земной поверхности в субаэральных условиях за счет химической переработки пород субстрата под действием атмосферных вод, обогащенных углекислотой, или других органических или неорганических кислот, биофактора и климатических агентов. Одним из главных критериев принадлежности пород к коре выветривания *in situ* является сохранение в них рисунка структуры первичной породы.

Для триас-юрских кор выветривания, как было ранее показано, характерны зональное строение профилей и значительная мощность. Одно-зональные профили выветривания, где зона свободных окислов развивается непосредственно по свежей породе, в древних корах выветривания не встречены.

Минеральный состав пород из разных зон коры выветривания на разных по составу породах, как правило, бывает различным, что затрудняет сравнение степени их изменения. Положение о минеральной зональности как характерной черте коры выветривания впервые было сформулировано И. И. Гинзбургом [43]. В 1963 г. им была предложена известная схема геохимической зональности кор выветривания, в которой выделены ведущие для разных зон геохимические процессы (снизу вверх по разрезу): 1) зона гидратации силикатов и начала выщелачивания, преобладания физического выветривания; 2) зона конечной гидратации силикатов, развития выщелачивания и начала окисления; 3) зона конечного выщелачивания, развития гидролиза и слабого окисления; 4) зона интенсивного окисления и конечного гидролиза.

В последнее время приведенная зональность справедливо критикуется как за "неудачную терминологию, так и по существу, ибо названные процессы не соответствуют реакциям, действительно происходящим в корах выветривания. В связи с этим считаем необходимым здесь кратко остановиться на характеристике каждого из процессов.

Гидратация. В классической химии этим термином пользуются для обозначения присоединения каким-либо химическим соединением молекулярной воды. Геологи и геохимики относят к гидратации также обводнение породы, облекание зерен отдельных минералов пленкой воды, адсорбцию воды вдоль микротрещин (хемосорбция и физическая сорбция воды на поверхности минералов). Адсорбция водных пленок минералами обусловлена как химическими, так и физическими силами.

А. Г. Черняховский [160] считает, что взаимодействие горной породы с водой в процессе гидратации при положительных температурах неизбежно сопровождается окислением, катионным обменом и гидролизом.

Гидролиз — обменное разложение вещества с ионами воды. Это основной процесс разложения силикатных минералов породы. Если последние рассматривать как соли слабых кислот и сильных оснований, то реакция гидролиза должна иметь щелочной характер. В то же время известно, что освобождение катионов путем обмена с H^+ растворов легче происходит в кислой среде. Наличие углекислоты, органических кислот и кислотных анионов ускоряет процесс гидролиза [100, 185]. Одно из необходимых условий гидролиза — интенсивный промыв, обеспечивающий постоянное поступление новых порций раствора (воды).

Выщелачивание. Этот термин не имеет строгого толкования. Геологи, геохимики и почвоведы понимают под выщелачиванием динамику вод в природных условиях. В области гипергенных процессов этим термином пользуются для характеристики процесса «удаления освобожденных при разложении минералов катионов и обновления растворов, окружающих кристалл» [100]. В обстановке выщелачивания развиваются растворение и гидролиз. Таким образом, гидролиз и выщелачивание протекают параллельно, с обязательным опережением первого.

Некоторые исследователи под выщелачиванием понимают избирательное растворение какого-либо минерала из породы (сульфидов, карбонатов и др.).

Чтобы кратко прокомментировать дефект геохимической зональности, напомним, что в нижних зонах кор выветривания почти все глинистые минералы образовались за счет полного разрушения первичных минералов, без какого-либо наследования структурного мотива, а псевдоморфозы кальцита по плагиоклазам указывают на полное разрушение (гидролиз) первичного минерала и полное удаление из данного участка породы всех исходных компонентов. То же самое, т. е. полное разрушение первичных минералов (гидролиз), происходит и в зоне выщелачивания (гематит-каолинитовой).

Таким образом, предложенная И. И. Гинзбургом геохимическая зональность не только основывается на неудачной (несопоставимой) терминологии, но и неправильно отражает сущность происходящих в разных зонах процессов.

В многочисленных работах отечественных исследователей с 50-х до 70-х годов последовательная смена в разрезе одних минеральных зон другими рассматривалась как результат стадийных превращений, при которых в каждом последующем минерале наследовался структурный мотив предыдущего. Первоначально причиной зональности считали «стадийные превращения минералов, происходящие в результате стадийных взаимоотношений между раствором и исходным материалом» [36]. В дальнейшем, по мере накопления фактического материала, было установлено, что в некоторых профилях промежуточные, «стадийные», минералы отсутствуют [40]. В более поздних работах И. И. Гинзбурга [43] и других исследователей уже отмечалось, что одновременно с разложением (распадом) силикатов до окислов происходят обратные процессы образования из простейших окислов гипергенных силикатов.

Позднее К. К. Никитин, И. В. Витовская, Ю. Ю. Бугельский [23], предложили выделять в корах выветривания два типа продуктов: стадийного и инфильтрационного генезиса. Формирующиеся зоны выветривания рассматривались ими как типичная инфильтрационно-метасоматическая колонка, в которой происходит разрастание зон сверху вниз до тех пор, пока минеральные ассоциации в них не приходят в равновесие с химическим составом водной среды.

Аналогичные представления относительно механизма образования зональности в корах выветривания высказывались ранее В. П. Петровым [119]. Действительная причина зональности им усматривается в реакционных взаимоотношениях между материнской породой и действующими растворами. Механизм образования зональности, предложенный В. П. Петровым, по существу близок к ранее упомянутой инфильтрационно-метасоматической колонке. Таким образом, современные представления о механизме образования зональности основываются на реакционном взаимодействии материнских пород с циркулирующими в них водами.

В то же время остается неясным, что предполагается под стадийным изменением — трансформационные превращения или растворение и синтез. Ниже мы попытаемся изложить наши представления по этому вопросу.

О МЕХАНИЗМЕ, АГЕНТАХ И КИНЕТИКЕ ПРОЦЕССА ВЫВЕТРИВАНИЯ

В условиях жаркого и влажного климата главным фактором выветривания является интенсивность водообмена в породе, а главным агентом выветривания — вода. Экспериментами многих исследователей начиная с середины прошлого столетия¹ было показано, что чистая дистиллированная вода разрушает минералы недостаточно быстро. В присутствии CO_2 , неорганических и органических кислот процесс разрушения минералов идет гораздо активнее.

Изучение влияния разных агентов на скорость разрушения минералов проводили многие исследователи как у нас в стране, так и за рубежом. Наиболее последовательно эти работы ведутся в отделе экзогенных рудных месторождений ИГЕМ АН СССР. Работы, начатые И. И. Гинзбургом, продолжили Е. И. Соколова [141, 142], затем Д. Г. Сапожников [128, 129] и Л. А. Матвеева [97, 98]. Вопросы разрушения минералов органическими кислотами и выноса алюминия в зоне гипергенеза получили наиболее полное отражение в 1973 г., в монографической работе Л. А. Матвеевой, Е. И. Соколовой, З. С. Рождественской. Ими установлено, что с увеличением концентрации кислот в растворе (с увеличением концентрации водородных ионов) усиливается разложение первичных минералов и выход в раствор Si , Al , Fe . В то же время начинает осуществляться и процесс их взаимодействия с образованием гипергенных глинистых минералов.

Количество выносящегося в раствор алюминия, железа, титана контролируется не только структурными свойствами минералов, но и растворимостью гидроокисных соединений этих элементов и pH среды, а также способностью их к комплексообразованию. Так, гуминовые кислоты из красноземов образуют с алюминием комплексные соединения с содержанием Al_2O_3 до 60 мг/л (при pH 4,9) идерживают их в растворе.

Работами Л. А. Матвеевой и др. [97, 98] установлено, что комплексные соединения алюминия с фульвокислотами красноземных почв обладают наиболее высокой растворимостью. Они не полностью осаждаются из растворов даже в сильнощелочных средах. Комплексные соединения в этих растворах отрицательные или электронейтральные. В обстановке, близкой к природной (при средних значениях pH), комплексные соединения Al с фульвокислотами образуют нерастворимые осадки, поэтому перенос Al на далекие расстояния представляется маловероятным. Экспериментами установлено, что Al с фульвокислотами образует менее устойчивые комплексы, чем Fe, Ni, Co, Cu и некоторые другие элементы. К сказанному следует добавить, что эксперименты по разрушению минералов разными органическими кислотами, определению форм переноса и устойчивости соединений проведены в чистых системах, без Ca, Mg, Na, Si и других катионов. Присутствие в водах этих катионов, как известно, может существенно изменить характер протекающих реакций.

¹ Опыты по воздействию дистиллированной воды, углекислоты, соляной и серной кислот проводились еще в середине прошлого века Штейгером, Дюроше, Добрэ и др. [41].

Таким образом, воздействие органических кислот на породу при выветривании неоспоримо. Оно зависит от многих факторов, которые необходимо учитывать при геологической интерпретации экспериментов. В связи с изложенным мы не считаем правильным представление [147] о том, что органические кислоты не достигают зоны разложения алюмосиликатных пород и, следовательно, не влияют на разрушение материнской породы. Эта зона может находиться прямо на поверхности. Органические кислоты могут влиять на разрушение минералов косвенно, являясь источником CO_2 и понижая значения pH.

Следует заметить, что органические кислоты в водах родников, дренирующих бокситоносные горизонты коры выветривания месторождения Дебеле (Гвинея), нами не обнаружены. Возможно, они успевают разложиться. Но, скорее всего, в саваннах, где почвенный покров практически отсутствует, органические кислоты продуцируются в незначительном количестве. Косвенно на окисление органических кислот может указывать слишком высокое количество в тех же водах CO_2 (до 90 мг/л). Можно предполагать, что значения pH в теле коры выветривания, очевидно, ниже 4. На выходе одного из родников месторождения Дебеле значение pH воды из гиббсит-каолинитовой зоны было 3,9. Углекислота, как известно, также воздействует на породу не прямо, а косвенно, понижая pH просачивающихся через породу растворов. Определения значений pH и концентрации CO_2 в водах родников, вытекающих из кор выветривания и бокситов месторождения Дебеле, позволяют подметить обратную зависимость между ними: чем выше концентрация CO_2 , тем ниже значение pH. Минимальным значениям pH (3,9) соответствуют максимальные CO_2 (70,4 мг/л). По нашему мнению, слабоминерализованные атмосферные воды с низким pH в присутствии только CO_2 и HCO_3^- (без следов органических кислот) агрессивные и могут перемещать значительные количества Al и Fe, что подтверждается данными опробования вод месторождения Дебеле в Гвинее.

Как уже ранее неоднократно отмечалось, внутри профиля выветривания, судя по геохимическим пересчетам, происходит значительное перемещение и перераспределение многих главных (породообразующих) компонентов и в том числе Al и Fe. Состав продуктов выветривания в разных зонах обусловлен не стадийными превращениями, а изменением с глубиной состава вод, которые просачиваются с поверхности через породу.

Л. А. Матвеева, А. Г. Черняховский [98] выделяют два фактора выветривания — интенсивный (инфилтрация вод) и экстенсивный (диффузия). Инфильтрация вод осуществляется, по-видимому, путем конвективного переноса [86], диффузия обусловлена градиентом концентрации между трещинными и поровыми водами.

В основе процесса выветривания лежат реакции растворения и синтеза. Как было показано [98], разрушение минералов в водных растворах начинается с разрыва ионогенных связей. Из-за энергетической неравнценности связей в минералах на первых стадиях может наблюдаться инконгруэнтный тип растворения. Но в целом при многократных обработках минерала свежими порциями раствора процесс разрушения минералов приближается к конгруэнтному. Основную разрушительную работу при

этом, по мнению многих советских и зарубежных исследователей, играют H^+ - и OH^- -ионы [65, 97, 147].

Ведущим процессом при выветривании уже в зонах начального разложения является процесс гидролиза. Кроме того, при начальном разложении параллельно с гидролизом происходит гидратация минералов (например, образование вермикулита) и окисление.

Предположение о трансформационном характере стадийных минеральных превращений в корах выветривания, развивающееся в последние годы Е. Г. Куковским [85], на наш взгляд, ложное.

Работы С. С. Чекина, Н. Д. Самотоина и В. И. Финько [153, 156, 157] по изучению выветривания калишпатов, плагиоклазов и слюд методом вакуумного декорирования позволили авторам сделать вывод о том, что при растворении исходных минералов на их поверхности образуются эпитаксические нарастания каолинита. Первые слои часто имеют дендритовидный характер, верхние — образованы более правильными шестиугольниками со спиралевидной формой роста. Приведенные факты объясняются однозначно: новая фаза образуется в результате растворения первичного минерала и синтеза нового, а не вследствие трансформаций; наследования структурного мотива в новообразованных минералах не происходит.

Наблюдения по эпитаксическим нарастаниям осуществлены на образцах, отобранных из контакта выветрелых пород со свежей породой.

Проведенное нами изучение такой же зоны из так называемых «желтых пряников»¹ с помощью рентгеновского анализа (из 2 мм зоны на границе со свежей породой) не выявило присутствия каолинита, очевидно, вследствие незначительного его количества или тонкой дисперсности. Тем не менее присутствие каолинита в этой зоне можно считать вполне вероятным. Это имеет принципиально важное значение, так как именно на контакте со свежей породой при конгруэнтном растворении алюмосиликатного минерала (калишпата, плагиоклаза, слюды и др.) в растворе создаются соотношения Al и Si и соответствующая кислая среда², благоприятные для образования каолинита или галлуазита. На некотором удалении от свежей породы концентрация Al_2O_3 в растворе (при конгруэнтном растворении) уже превышает растворимость алюминия в кислой и нейтральной средах (произведение растворимости аморфной гидроксида Al — $2 \cdot 10^{-3,2}$ мг/л), вследствие чего здесь осаждается гиббсит.

Таким образом, уже на начальной стадии разложения породы зарождается зональность: свежая порода → каолинит (или галлуазит) → гиббсит. Она повторяется и в более мощных разрезах. Классическим примером подобной зональности могут служить обнаженные в карьерах коры выветривания по габбро на Ново-Бурановском месторождении (Мугоджары), где наблюдаются ядра неизмененной породы, отороченные каолинитовой, а затем гиббситовой зоной.

¹. Под названием «желтый пряник» имеется в виду самая внешняя рыхлая корочка выветривания.

² По мнению Л. А. Матвеевой, каолинит может образовываться не только в кислой среде.

Размер неизмененных ядер габбро варьирует от 1—2 м до первых сантиметров и вплоть до их исчезновения и полного псевдоморфного замещения каолинитом. Мощность каолинитовой и гиббситовой зон также меняется. Это позволяет сделать заключение, что рост гиббситовой зоны внутрь реликтов неизмененной породы ядер неизбежен и происходит за счет разложения промежуточной каолинитовой или галлуазитовой зоны (а может быть, аморфной фазы кремнеалюминиевого состава). Пример образования гиббсита по галлуазиту через промежуточную аморфную фазу приведен в работе Т. Ф. Бейтса [9], где он описывает кору выветривания андезитов острова Мауи (Гавайи). Возможно, аморфную фазу мы пропускаем при исследованиях, но, вернее всего, она в древних образованиях успевает перекристаллизоваться.

На основании термодинамических расчетов Р. Волла [33] пришел к выводу, что изменение полевых шпатов непосредственно в гиббсите возможно только при невысоких концентрациях кремнезема. Теоретически это можно представить только на поверхности или на участке рядом с трещиной, но по мере углубления выветривания внутрь породы отток Si будет затруднен и степень вероятности образования гиббсита будет уменьшаться, а каолинита — возрастать.

Концентрации Si в водах хорошо дренируемых профилей коры выветривания алюмосиликатных пород, как правило, не достигают насыщения, вследствие чего Si остается в растворе. По мере движения вниз растворы становятся все более кремнистыми. В нижней части профиля выветривания, где концентрации Si в поровых водах достигают десятков и более мг/л, синтезируются каолинит, монтмориллонит и другие глинистые минералы. Возможно, важное значение при этом имеет замедленный водобмен в нижних зонах.

При описании профилей выветривания на долеритах, сланцах, сиенитах ранее было отмечено накопление значительного количества Al_2O_3 , Fe_2O_3 в верхней зоне, превышающего остаточное. При отсутствии заметной усадки пород единственным объяснением такого накопления элементов можно признать дополнительный их привнос — латеральный и вертикальный (за счет существовавших, но размытых вышележащих частей разреза). Подтверждением этому служат прожилки гиббсита и окислов железа. Современные подземные воды в теле бокситовой залежи характеризуются низкими значениями pH (от 3,9 до 4,2), при которых Al_2O_3 переходит в раствор. Действительно, по данным гидрогеологов ВСЕГЕИ [21], С. Л. Шварцева [166—170] и нашим данным [130], содержание Al^{3+} в водах родников, вытекающих из бокситов, достигает 0,5—5,0 мг/л и более, а Fe^{3+} — (0,1—0,3 мг/л), что значительно выше, чем растворимость соответствующих окислов и гидроокислов.

Особо следует отметить закономерное накопление в верхних частях профиля выветривания TiO_2 . С геохимических позиций здесь нет ничего особенного: подобно алюминию и железу, титан является элементом-гидролизатом, но подвижность (миграционная способность) его в зоне гипергенеза несколько ниже, чем у Al. Обычно в верхней части коры выветривания происходит 2—3-кратное его накопление (по сравнению с 4—5-кратным увеличением содержания Al). Тем не менее корреляция

Al и Ti в корах выветривания прямая. Напомним, что процессы в коре выветривания, безусловно, химические. Это важно иметь в виду, так как корреляции между Ti и Al (титановый модуль) придавалось большое генетическое значение [29, 144, 25]. Положительная корреляция между этими элементами в бокситах считалась показателем преимущественно механического переотложения бокситового материала из кор выветривания. Тем не менее в природе наблюдается химическое перемещение бокситового материала как внутри тела коры выветривания, так и за его пределами, и при этом прямая корреляция содержаний Al и Ti сохраняется. Видимо, и при дальнейшем перемещении происходит совместный перенос Al и Ti. В. В. Щербина [172, 173], А. Б. Ронов и А. А. Мигдисов [127] предположили, что миграция Ti в природных водах может осуществляться под прикрытием комплексов Al.

Таким образом, во всех рассмотренных профилях выветривания движущими являются не только щелочные и щелочноземельные элементы, но и такие инертные элементы, как Al, Ti и Fe.

Как известно, ранее высказывались две точки зрения на механизм образования зональности в корах выветривания: 1 — последовательное образование и рост зон вниз по разрезу; 2 — образование сразу всех зон и их разрастание вниз одна за счет другой. А. Г. Черняховский [98, 160], изучая коры выветривания Черноморского побережья Кавказа, пришел к выводу, что зональность коры выветривания закладывается сразу и на всю глубину до уровня грунтовых вод.

Первые два варианта маловероятны, так как по термодинамическим характеристикам каолинит (тем более с совершенной структурой) в гипогенных условиях труднее разлагается, чем гиббсит, и объяснить рост гиббситовой зоны за счет каолинитовой затруднительно. Поэтому третий вариант формирования зональности кажется нам более приемлемым.

Как было ранее отмечено, в бокситоносных корах выветривания Гвинеи (и местами в триас-юрских корах выветривания СССР) происходит накопление окислов и гидроокислов Al и Fe не только в результате относительного обогащения породы (за счет выноса других компонентов), но и в результате привноса и перераспределения. Отмечено также обособление в верхней части профиля горизонта окислов железа (кирасы).

Таким образом, формирование латеритных (бокситоносных) кор выветривания — сложный и многоэтапный процесс, в котором на первом этапе происходит разложение минералов, (гидролиз) и вынос таких компонентов, как щелочные, щелочноземельные элементы и кремний. Со следующим этапом мы связываем перераспределение в разрезе алюминия. Самый поздний процесс — перераспределение железа, концентрация его в верхней части разреза (кирасообразование).

Многими исследователями к числу главных факторов глубокого гумидного (химического) выветривания относятся следующие: 1) жаркий и влажный климат с количеством атмосферных осадков не менее 2000 мм/год; 2) длительный отрезок времени — десятки миллионов лет; 3) медленные односторонние (положительные) эпигенетические движения земной поверхности.

Зональность и мощность кор выветривания зависят также от состава исходных пород, их структурно-текстурных особенностей, пористости и трещиноватости, геоморфологического положения, биофактора и др. Н. А. Лисицына [93] ведущим фактором формирования латеритных кор выветривания считает климат (среднегодовая температура не менее 20° С, количество атмосферных осадков более 2000 мм/год). Роль других факторов (tektonических условий, рельефа, состава, текстуры исходных пород и продолжительности выветривания) также учитывается, но, по мнению Н. А. Лисицыной, они лишь усиливают или замедляют процесс выветривания. В целом мы согласны с этим заключением, но считаем, что каждый из указанных второстепенных факторов может оказывать решающее влияние на состав и зональность кор выветривания.

Так, если придавать решающее значение климатическому фактору, то в районах с количеством атмосферных осадков более 4000 мм/год можно ожидать образование только однозональных профилей выветривания (гвинейский тип, по Н. А. Лисицыной). Однако известно, что там же, в прибрежной зоне Гвинеи, встречаются зональные коры выветривания (с 2–3 зонами) на долеритах (месторождение Фрия) и сланцах (месторождения Фрия и Дебеле).

Решающее влияние на минеральный состав и зональность кор выветривания может оказывать и геоморфологический фактор. Б. М. Михайлов [106] в зависимости от положения в рельфе выделяет разные фациальные типы кор выветривания, характеризующиеся различной зональностью, мощностью и конечными продуктами верхней зоны.

На приподнятых плато и водоразделах формируются одно- и двухзональные профили выветривания со свободными полуторными окислами в верхней зоне, в понижениях рельефа — долинах рек и ручьев — часто наблюдаются профили выветривания с мощными глинистыми зонами, как правило, без верхней зоны свободных окислов. В районе саванны, как уже указывалось, коры выветривания с поверхности бронируются железистым панцирем — кирасой. Отсутствует он во влажных тропических лесах (гилее), где, как известно, формируются мощные глинистые профили выветривания. Гиббсит здесь образуется в верхней части разреза, но промышленных скоплений не дает. Отсутствие зоны окислов железа (кирасы) объясняется, по-видимому, тем, что окислы железа в поверхностной зоне при большом количестве органического материала восстанавливаются и переходят в легкоподвижную закисную форму.

Сокращение площади распространения влажных тропических лесов и вторичная природа саванн дают основание считать, что коры выветривания саванн прошли предварительное выветривание в зоне лесов. Затем, по мере изменения ландшафта, изменился и характер выветривания.

Все сказанное приводит нас к выводу, что бокситоносные коры выветривания являются специфическим образованием зоны саванн с переменно-влажным климатом. В зоне лесов бокситоносные коры выветривания без покрова кирасы, очевидно, сохраниться не могли бы. Известно, что после вырубки лесов через два-три года почвы и рыхлые продукты кор выветривания полностью эродируются.

На территории Гвинейского щита и в ряде других бокситоносных районов современной тропической зоны установлено, что верхняя (бокситовая) часть в ряде профилей выветривания в настоящее время постепенно разрушается: в гиббситовой зоне имеются полости выщелачивания, каверны и пустоты. На химическое разрушение боксита указывает состав грунтовых вод и родников, высачивающихся из бокситов. Они слабо минерализованы и резко недосыщены почти всеми главными компонентами (по отношению к исходным породам).

Для триас-юрской эпохи в настоящее время недостаточно данных для суждения о древних ландшафтах и о геоморфологическом положении каждого конкретного разреза коры выветривания. Однако находки кирасоподобных образований позволяют предположить, что триас-юрские бокситоносные коры выветривания также формировались в ландшафтно-климатических условиях саванн.

О СВЯЗИ ТРИАС-ЮРСКОГО БОКСИТО- И УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ И ВЛИЯНИИ УГЛЕЙ НА КАЧЕСТВО БОКСИТОВ

Пространственное совмещение боксито- и угленакопления было подмечено ранее многими исследователями в разных районах, но как закономерность для триас-юрской эпохи никем не отмечалась. Бокситы известны почти во всех раннеюрских угленосных депрессиях Средней Азии, Северного Урала и Кавказа (рис. 36). Можно предполагать такую ассоциацию в юрских угленосных бассейнах Казахстана, Сибири и Дальнего Востока.

Средне-позднетриасовая—раннеюрская эпохи, по данным палеогеоморфологов и палеоклиматологов, характеризовалась исключительно спокойным тектоническим режимом и изотермичным жарким и влажным климатом на огромных территориях Лавразии.

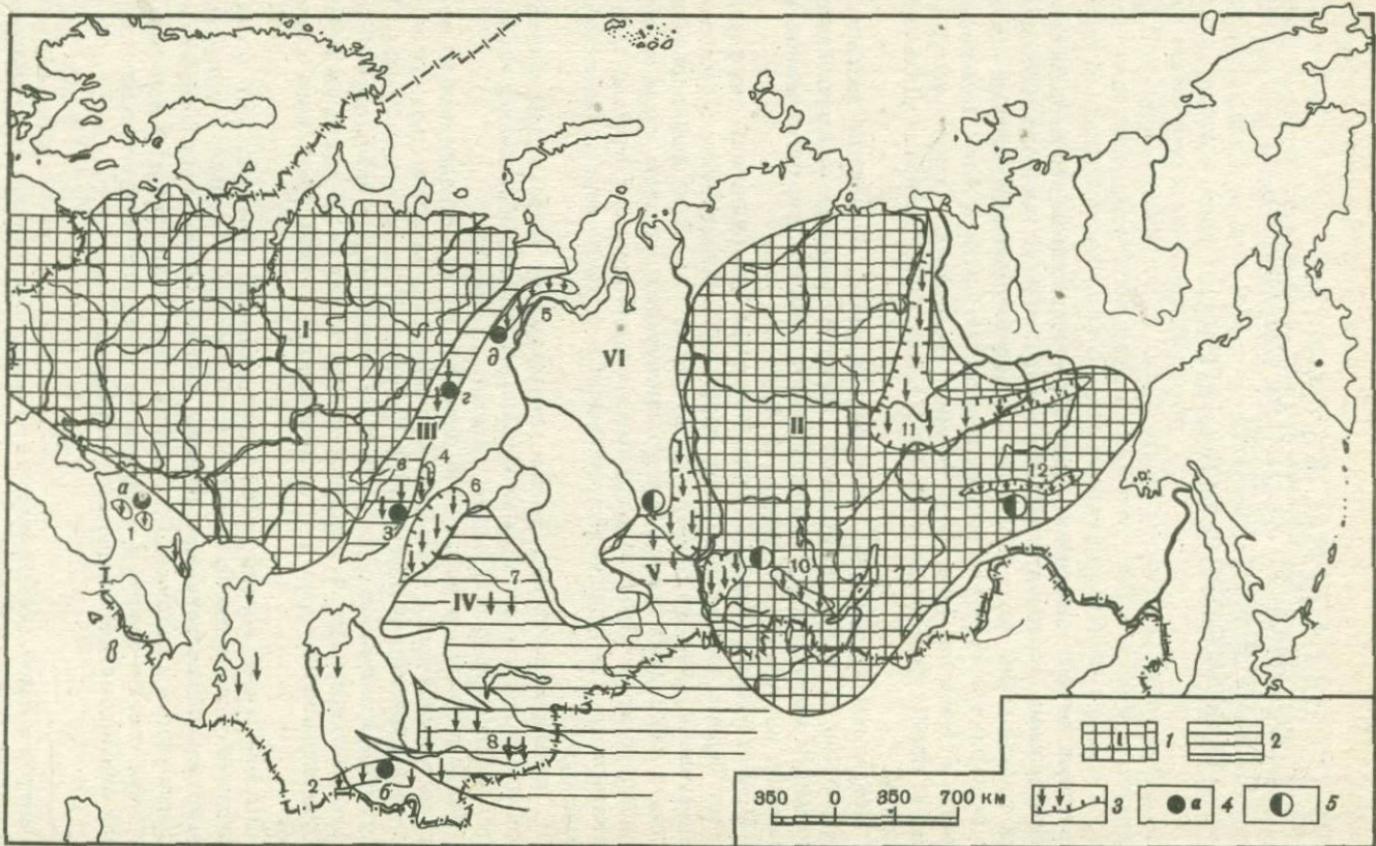
При отсутствии активных положительных тектонических движений в этот период на большей части территории происходило предельное выравнивание рельефа. Можно предполагать, что после формирования мощных площадных гумидных кор выветривания местность стала постепенно опускаться. Профиль коры выветривания при этом перестал наращиваться, хотя денудация его неизбежно в какой-то мере должна была происходить.

С повышением базиса эрозии, по-видимому, связано затруднение циркуляции вод в нижних зонах коры выветривания, образование карбонатов, колломорфного кальцита, халцедона и опала.

В виду замедления эрозионной деятельности размывался только поверхностный слой пород, поэтому даже в реках стал накапливаться преимущественно бокситовый материал¹. В Кайракской долине в самой глубокой части реки, в основании разреза, сначала накапливались крупнозернистые кварцевые песчаники. В непосредственной близости от месторождения кварцодержащих пород нет, и, по-видимому, кварц приносился издалека.

Вышележащие породы, также алювиального генезиса, уже более тонкозернистые и в основном состоят из бокситовых обломков. В условиях сильно пенепленизированного рельефа бокситовый материал с водораздельных участков постепенно стружался в понижения рельефа, в долины, ложбины, озера и болота. В дальнейшем эти же понижения рельефа служили ловушками для угленосных отложений.

¹ Примером молодого (мноценового) бокситового аллювия служит месторождение Сангареди (Гвинейский щит).



Раннеюрские тектонические движения активнее проявились в области молодых эпигерцинских платформ и почти не затронули древних платформ. Были приподняты антиклинальные зоны Урала, Южного Тянь-Шаня, Кавказа, Алтая-Саянской области и Казахстана.

Е. И. Паталаха, анализируя геодинамику мезозойского этапа развития Восточно-Казахстанского сегмента земной коры, пришел к выводу, что с позднего триаса (после длительной эпохи стабильного тектонического режима и формирования площадных кор выветривания) начался этап автономной активизации. Наиболее контрастными были вертикальные движения на месте зон линейной рифей-палеозойской складчатости. С орогенным этапом здесь также связывается образование мощных угленосных толщ в межгорных и предгорных впадинах.

Характерная глобальная особенность раннеюрского угленакопления — приуроченность его к обособленным депрессиям, реже — к синеклизам и широким впадинам.

Пласти угля накапливались в речных долинах при режиме медленного циклического опускания территории. Накопления углей по площади значительно превосходят участки бокситонакопления. Последние во впадинах занимают совершенно определенное положение: они располагаются в основании осадочного чехла и локализуются в прибортовых частях впадин или в узких речных долинах.

Многие залежи бокситов под углами ресилифицированы, обелены или сидеритизированы. Отрицательное влияние углей на качество бокситов определяется тем, что из них (или из водоемов, в которых они накапливались) в бокситовую толщу диффундируют органические кислоты, способные увеличивать растворимость алюминия. Экспериментами Линереса и Хуэнтеса [190], Иглезиа и Вивальди [187] показано, что каолинит может осаждаться из разбавленных кислых растворов (с pH 4,5—5,5), когда алюминий достаточно хорошо растворим. По мнению Л. А. Матвеевой, органические кислоты не только повышают растворимость алюминия, но и не дают ему сразу осаждаться в виде собственных соединений.

Присутствие небольших концентраций алюминия в растворе позволяет ему более полно взаимодействовать с кремнеземом и образовывать каолинит даже при значениях pH от 4 до 9.

Экспериментами доказано, что преобразование гиббсита в каолинит происходит через стадию растворения. Синтез новой фазы (вернее, результат синтеза, а не трансформации) наблюдали В. С. Знаменский и Н. Д. Самотоин [57] на образцах каолинизированного боксита Аркалыкского месторождения при помощи вакуумного декорирования под элек-

Рис. 36. Схематическая карта распространения триас-юрского угле- и бокситонакопления

1 — древние платформы (I — Русская, II — Сибирская); 2 — эпигерцинские платформы (III — Уральская, IV — Казахский щит; V — Салаиро-Саянская); 3 — бассейны угленакопления (I — Северо-кавказский, 2 — Среднеазиатский, 3 — Орский, 4 — Челябинский, 5 — Сосьвинско-Салехардский, 6 — Тургайский, 7 — Карагандинский, 8 — Иссык-Кульский, 9 — Канско-Ачинский, 10 — Иркутский, 11 — Ленский, 12 — Южноякутский); 4 — районы с выявленной триас-юрской бокситоносностью (а — Северокавказский, Б — Среднеазиатский; в, г, д — Уральский); 5 — районы, перспективные на выявление триас-юрских бокситов

тронным микроскопом. Эпитаксическое нарастание слоев каолинита на гиббсите однозначно говорит о его осаждении из раствора.

Таким образом, угленосная кровля часто является причиной вторичной каолинизации боксита и латеритной коры выветривания. Особенно широкое совпадение площадей бокситонакопления и последующего угленакопления характерно для триас-юрской эпохи. Не предполагая вторичной каолинизации профиля выветривания, многие исследователи высказывали предположение о неблагоприятных климатических условиях в триас-юрскую эпоху, когда, по их мнению, формировались только каолинитовые профили выветривания.

Для реконструкции древних профилей выветривания необходимо учитывать вторичные изменения, и в первую очередь вторичную ресилификацию.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Мощные гумидные триас-юрские коры выветривания на территории СССР наиболее широко распространены. Они известны как в средних широтах (в Средней Азии, на Кавказе и Урале), так и далеко на севере — на Полярном Урале и Таймыре. Равномерное распространение мощных, близких по составу и строению кор выветривания практически на всем бывшем континенте Лавразия является подтверждением изотермичного жаркого и влажного климата триас-юрской эпохи.

2. Сравнение строения и состава триас-юрских кор выветривания СССР и олигоцен-четвертичных кор выветривания современной тропической зоны Либерийского щита позволяет сделать вывод об однотипности процессов выветривания, происходивших в раннемезозойскую и кайнозойскую эпохи. Тип выветривания в триас-юрскую эпоху в пределах указанных регионов близок к гумидному (по Н. М. Страхову). В благоприятной обстановке (на водоразделах) он приводил к накоплению в верхней зоне полуторных окислов алюминия и железа.

Профили выветривания обеих эпох объединяет сходная геохимическая зональность, аналогичное изменение концентраций главных компонентов и близкие коэффициенты корреляции их содержаний.

Анализ баланса вещества в профилях выветривания обеих эпох позволяет сделать вывод, что в верхних зонах часто происходит накопление свободных окислов алюминия и железа в количествах, превышающих их содержание в исходной породе. Можно предположить дополнительный привнос их за счет вертикального и латерального перераспределения.

3. Триас-юрские коры выветривания по сравнению с олигоцен-четвертичными, как правило, характеризуются большей мощностью и лучше выраженной зональностью со значительно более мощными глинистыми зонами. По-видимому, это в основном объясняется большей длительностью раннемезозойской эпохи выветривания (40—50 млн. лет).

Небольшая мощность верхней зоны свободных окислов железа и алюминия, вероятно, — следствие плохой сохранности древних профилей в результате их механической денудации и химической деградации (каолинизации, шамозитизации и т. п.).

4. Для пород триас-юрских кор выветривания в отличие от молодых, олигоцен-четвертичных характерна большая плотность, больший объемный вес, меньшая пористость, аргиллитовидный облик. Последнее типично для кор выветривания горных областей Средней Азии и Кавказа, где они залегают под мощным осадочным чехлом, смяты в складки в ходе

альпийского тектогенеза. С последним связаны катагенетические изменения минерального состава пород коры выветривания: вместо обычного для платформенных бокситов и молодых латеритных кор выветривания гиббсита в верхней зоне триас-юрских кор выветривания Средней Азии и Кавказа преобладает диаспор. С глубинным эпигенезом, по-видимому, связано образование слюдяного минерала (за счет типичного для глинистой зоны монтмориллонита), а также кварца вместо халцедона и опала.

5. Вслед за многими другими исследователями автор считает, что главным агентом выветривания является вода, обогашенная растворенными углекислотой и органическими соединениями. В основе процесса выветривания лежат растворение минералов исходной породы и отложение из раствора (синтез) новых гипергенных минералов. Широко практиковавшееся до недавнего времени выделение зон по преобладающему процессу (гидратации, гидролиза, выщелачивания и т. п.) следует признать неудачным, так как оно не соответствует действительным процессам в разных зонах и не удовлетворяет современному уровню знаний о процессе выветривания.

6. Зональность кор выветривания зависит от ряда факторов: климатического, тектонического, геоморфологического, состава исходных пород, их текстурно-структурных особенностей и др. Вслед за Л. А. Матвеевой и А. Г. Черняховским мы считаем, что зональность кор выветривания первоначально может закладываться на всю глубину развития трещин выветривания, определяющих циркуляцию атмосферных вод в породе. Главной причиной изменения минерального состава зон служит изменение состава просачивающихся через породу растворов.

В зависимости от количества выпадающих атмосферных осадков, геоморфологического положения, характера и направления тектонического движения земной поверхности на разных по составу породах формируются различные профили коры выветривания. В условиях стабильного тектонического режима в районах с количеством атмосферных осадков более 4000 мм/год на крупнокристаллических породах, содержащих небольшое количество кварца (на нефелиновых сиенитах, дунитах и др.), формируются однозональные профили выветривания, сложенные свободными полуторными окислами. На мелкокристаллических и кварцодержащих породах мощность зоны свободных окислов меньше, и в нижних частях разреза образуется глинистая (каолинитовая) зона. В условиях медленного вздыmania земной поверхности при тех же параметрах климата мощность в корах выветривания должна быть больше, чем в стабильных условиях, вследствие вовлечения в зону выветривания новых участков свежей породы. При этом можно предполагать как рост верхней зоны свободных окислов (за счет нижней глинистой зоны), так и увеличение мощности глинистой зоны за счет свежей породы. При меньшем (чем 4000 мм/год) количестве атмосферных осадков мощности всех зон коры выветривания сокращаются. Мощность коры выветривания в целом и каждой зоны находится в прямой зависимости от длительности эпохи выветривания. При опускании земной поверхности при отсутствии дифференцированных тектонических движений профиль выветривания не наращивается, минеральный состав его существенно не меняется. При последу-

ющем заболачивании местности и захоронении пород коры выветривания под чехлом осадочных отложений часто наблюдается ресилификация зоны свободных окислов Al_2O_3 и Fe_2O_3 (латеритных профилей) с образованием каолинита, шамозита, а также образование вторичных карбонатов, алюнита, сульфидов и т. п.

7. Минеральный состав, значительная мощность и хорошо выраженная зональность триас-юрских кор выветривания указывают на формирование их в условиях жаркого влажного климата с количеством атмосферных осадков до 2000 мм/год. Плохая сохранность латеритных профилей объясняется размывом.

8. С триас-юрскими латеритными корами выветривания на алюмо-силикатных породах, так же как и с современными, генетически связаны осадочные бокситы. Прямыми признаками этой связи служит наличие в осадочных бокситах обломков структурных (латеритных) бокситов. К косвенным признакам относятся: пространственная близость осадочных бокситов и латеритных кор выветривания, идентичный набор в них акцессорных минералов и близкий состав редких элементов.

9. Среди триас-юрских бокситов преобладают осадочные генетические типы — делювиальные, аллювиальные, озерно-болотные, карстовые. Остаточные (латеритные) бокситы имеют незначительное распространение: бокситоносные площади ограничены узкими, линейно вытянутыми речными долинами и карстовыми депрессиями.

На территории Гвинейского щита, наоборот, преобладают остаточные (латеритные) бокситы, занимающие иногда обширные приподнятые водораздельные участки рельефа. Осадочные (делювиальные) бокситы окаймляют холмы, бровали и плато. Аллювиальные бокситы имеют ограниченное распространение¹. Для них доказано сильное (наложенное) выветривание. В современном аллювии бокситовый материал не встречен.

10. Для триас-юрской эпохи характерно пространственное совмещение боксито- и угленакопления. Последнее связано с активизацией тектонических движений в области молодых эпигерцинских платформ. Характерная глобальная особенность раннеюрского угленакопления — его приверженность к обособленным депрессиям, реже к синеклизам и широким впадинам.

Пласти угля накапливались при режиме медленного циклического опускания территории. Месторождения углей по площади значительно превосходят участки бокситонакопления. Последние расположены в основании осадочного чехла и локализуются в прибрежных частях впадин.

Многие залежи бокситов под углами ресилифицированы, обелены, сидеритизированы, содержат вторичные сульфиды. Наиболее сильно проявлен процесс каолинизации, местами полностью затушевывающий латеритный профиль выветривания. Часто каолинизация совмещена с обелением пород коры выветривания и бокситов.

¹ Месторождение аллювиально-озерных бокситов Сангареди расположено на северо-западной окраине Либерийского щита, на границе с Сенегальской синеклизы.

ПОЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблица I

Взаимоотношения первичных и гипергенных минералов в породах коры выветривания гранитов

a, b — псевдоморфозы гидрослюды по плагиоклазу (светло-серая тонкозернистая — гидрослюда, более светлый минерал с ровной поверхностью — микроклин), шлиф прозр., увел. 46: *a* — при одном николе, *b* — николи +; *c, e* — корродированные гидрослюдой зерна кварца в породах коры выветривания кислых эфузивов, шлиф прозр., увел. 46, николи +; *d* — кристалл микроклина, частично замещенный гидрослюдой, шлиф. прозр., увел. 46, при одном николе; *e* — выделение каолинизированного биотита в каолинизированном граните (белое — каолинит, черное — скопление лейкоксена), шлиф прозр., увел. 46, при одном николе

Таблица II

Выделения гидрослюд в породах коры выветривания

a — тонкочешуйчатая псевдоморфная гидрослюда, замещающая плагиоклаз; *b* — реликт порфирового вкрапленника (в центре снимка), замещенный кварцем (серый) и гидрослюдой (темно-серая), шлиф прозр., увел. 46, при одном николе; *c* — гнезда метаколлоидной зеленой гидрослюды, ассоциирующей с кальцитом, шлиф прозр., увел. 46, при одном николе; *g* — сфероидальные выделения халцедонового кварца в тонкочешуйчатой массе гидрослюды (темно-серая), шлиф прозр., увел. 70, николи +

Таблица III

Реликты порфировой структуры в породе гематит-каолинитовой зоны

a, b — белое — тонкочешуйчатый каолинит, псевдоморфный по плагиоклазам, черное — гематит, шлиф прозр., увел. 46, при одном николе; *c, g* — белое — метаколлоидный каолинит, шлиф прозр., увел. 46 (*g* — при включенном анализаторе, *g* — при одном николе)

Таблица IV

Электронные микрофотографии метаколлоидного каолинита

a — суспензия, увел. 8000; *b* — реплика с частиц, увел. 18 000

Таблица V

Первичная порфировая структура в кальцитизированном латерите (по базальтовому порфириту)

a — микроструктура латерита; серое — кальцит с диаспором [$K+D$], темно-серое в основной массе — диаспор и гематит, белое — пустотки выщелачивания [P]), шлиф прозр., увел. 41, при одном николе; *b* — порфировая структура, штупф. натур. вел.; *c* — тот же штупф после выщелачивания кальцита

Таблица VI

Конкреции диаспора в аллювиальном боксите

a — караваевидная конкреция, натур. вел.; *b* — кристаллозоль диаспора — с реликтами первично колломорфного строения, шлиф прозр., увел. 70, при одном николе; *c* — прожилок крупнокристаллического категенетического диаспора (*D*), рассекающий шамозит; *d*, *d'* — крупнокристаллический диаспор (*D*) с конформными границами между зернами (белое — каолинит, темно-серое — шамозит), шлиф прозр., увел. 70, *d* — при одном николе, *d'* — николи +

Таблица VII

Типы оолитов в аллювиальных (старичных) бокситах

a — поликонцентрический лейкоксен — диаспоровый оолит (белое в центре — каолинит, светло-серое — диаспор, черное — лейкоксен), шлиф прозр., увел. 90, при одном николе; *b* — аутигенный оолит с лейкоксен-диаспоровым ядром и мелкокристаллическим диаспором в концентрах; шлиф прозр., увел. 70, при одном николе; *c*, *e* — оолиты со слабо выраженной концентрической зональностью, без трещин усыхания, с хорошо раскристаллизованным диаспором (белые чешуйки и таблички), шлиф прозр., увел. 150 (*c* — николи +, *e* — при одном николе)

Таблица VIII

Аллювиальные пойменные бокситы

a, *b* — тонкослоистые (*a* — обнажение, *b* — штуф, натур. вел.); *c* — мелкогачечный боксит, штуф, натур. вел.

Таблица IX

Текстуры и структуры аллювиальных (пойменных) бокситов.

a — обломочный диаспоровый боксит с обломком оолито-обломочной структуры, шлиф прозр., увел. 30, при одном николе; *b*, *c* — обломок лейкоксен-диаспорового оолита, шлиф прозр., увел. 90, при одном николе; *d* — лейкоксен-диаспоровый оолит, инъецированный с краев шамозитом, шлиф прозр., увел. 70, при одном николе

Таблица X

Вторично измененные переотложенные оолиты из аллювиальных (пойменных) бокситов

a — лейкоксен-диаспоровый оолит с каймой вторичного каолинита, шлиф прозр., увел. 30, при одном николе; *b* — полностью каолинизированные оолиты, шлиф прозр., увел. 30, при одном; *c* — частично кальцитизированные оолиты, шлиф прозр., увел. 70 (*c* — при одном николе, *c* — николи +); *d* — полностью кальцитизированные оолиты (КЦ — кальцит), шлиф прозр., увел. 46, ник. +

Таблица XI

Структуры и текстуры делювиальных бокситов рудопроявления Уаринский мост

a — бобово-оолито-обломочная структура, штуф, натур. вел.; *b* — переход красного оолито-обломочного боксита в зеленую бокситовую породу, штуф, натур. вел.; *c* — обломок каолинит-диаспорового структурного боксита, шлиф прозр., увел. 30, при одном николе; *d* — диаспор-гематитовый обломок с диаспоровой каймой, шлиф прозр., увел. 30, при одном николе

Т а б л и ц а XII

Текстуры и структуры оолито-обломочных (делювиальных) бокситов Кундаджуазского рудопроявления

a — грубозернистая псаммитовая структура боксита, штуф, натур. вел.;
b — структурный (псевдоморфный по диабазу) боксит каолинит-слюдяно-диасполового состава, шлиф прозр., увел. 70, при одном николе; *c* — обломок каолинизированного диабаза в боксите (с каймой диаспора), шлиф прозр., увел. 46, при одном николе

Т а б л и ц а XIII

Текстуры и структуры озерно-болотных бокситов Янгоклыкского рудопроявления

a, b — обломочно-оолитовая структура (черное — включения сульфидов), штуфы, натур. вел.; *c* — замещение тетраэдрита (белое — *T*) малахитом (серое — *M*), шлиф полиров., увел. 150, при одном николе; *d* — диаспоровые оолиты, частично замещенные сидеритом (белое), шлиф прозр., увел. 30, при одном николе; *e* — уплощенные оолиты в бокситах рудопроявления Хуаз, шлиф прозр., увел. 46, при одном николе

Т а б л и ц а XIV

Структура пород коры выветривания по андезитовым порфириям

a — порфировая структура с гиалопилитовой основной массой (белое — порфировые вкрапленники плагиоклазов), шлиф прозр., увел. 70, при одном николе;
b — рисунок порфировой структуры в породе из зоны полиминеральных глин, шлиф прозр., увел. 70, при одном николе; *c* — порфировый вкрапленник плагиоклаза, замещенный каолинитом, шлиф прозр., увел. 70, при одном николе; *d* — слабо выраженный рисунок порфировой структуры в зоне свободных окислов (белое — диаспор, черное — каолинит), шлиф прозр., николи скрещены, увел. 70; *e* — шестоватые кристаллы диаспора, шлиф прозр., николи скрещены, увел. 200; *f* — гематит-диаспоровый боксит с реликтами рисунка порфировой структуры, штуф, натур. вел.

Т а б л и ц а XV

Текстуры и структуры пород бокситопроявления Элиаурган

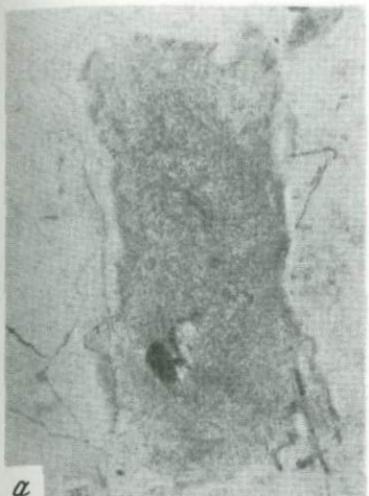
a — вторично кальцитизированная гиббсит-бемитовая бокситовая порода с псевдообломочной структурой (справа — корочка выщелоченной породы), штуф, натур. вел.; *b* — пойкилитовая структура — шестоватые и таблитчатые кристаллы bemita и геббсита внутри крупных зерен вторичного кальцита, шлиф прозр., увел. 160, николи скрещены; *c* — кавернозный гиббсит-бемитовый боксит с каолинитом, штуф, натур. вел.; *d* — участок диаспоровой породы (серое с высоким рельефом): в центре — агрегаты мелкозернистого диаспора окаймлены вторичным каолинитом (белое), все это рассекается более поздними прожилками гиббсита, шлиф прозр., при одном николе, увел. 90

Т а б л и ц а XVI

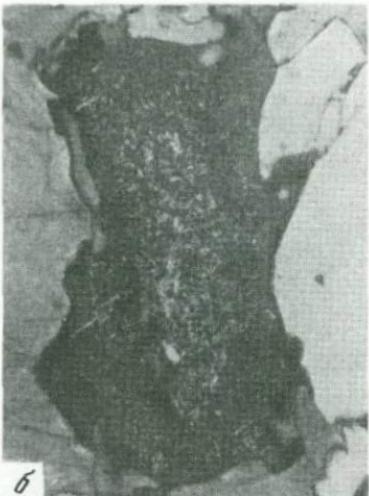
Текстуры и структуры бокситов Веселовско-Богословской депрессии (Северный Урал)

a, b — пизолитово-обломочная структура, штуф, натур. вел.; *c* — пелитоморфный обесцвеченный шамозитизированный и сидеритизированный боксит, штуф, натур. вел.

Таблица I



а



б



в



г



д



е

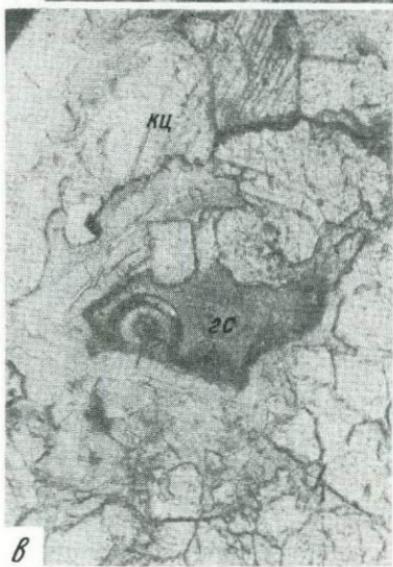
Таблица II



а



б



в



г

Таблица III



а



б



в



г

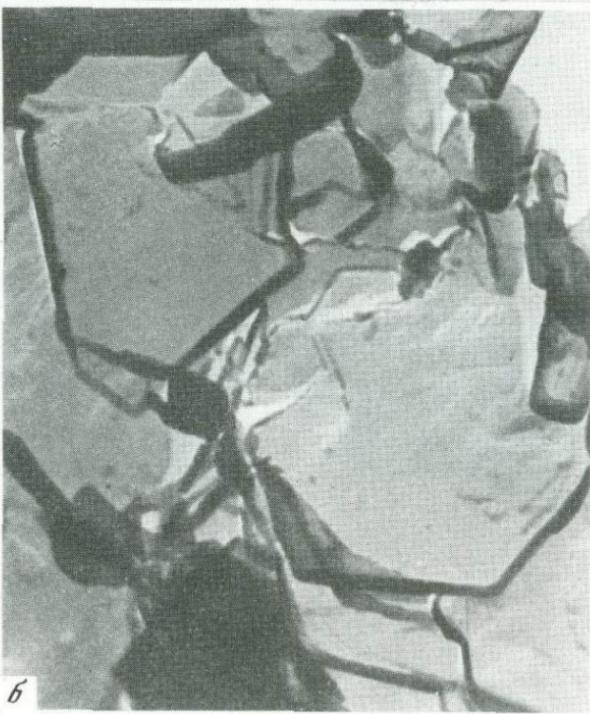
ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаходжаев А. А., Петров Н. П., Расулов Ш. К., Хамрабаев И. Х. Коры выветривания Узбекистана. — В кн.: Региональное развитие кор выветривания СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
2. Акаевов С. Т. Месторождение Сангареди (Западная Африка) — уникальный тип бокситовых месторождений. — В кн.: Семинар по генезису бокситов: Тез. докл. М.: Наука, 1974.
3. Акаевов С. Т. Литология и генезис бокситов Сангареди (Западная Африка). — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975.
4. Акаевов С. Т., Теняков В. А. Латеритные коры выветривания Гвинеи (некоторые принципиальные вопросы генезиса и возраста). — Докл. АН СССР, 1972, 202, № 5.
5. Балагурова Е. С., Kochnev E. P., Троицкий В. И. Новые данные о древней коре выветривания Южного Узбекистана. М.: Наука, 1964.
6. Баратов Р. В. К вопросу о возрастном расчленении интрузивов южного склона Гиссарского хребта. — Докл. АН СССР, 1956, 107, № 1.
7. Баратов Р. В. Геолого-петрографические особенности интрузивов аплитовидных гранитов южного склона Гиссарского хребта. — Тр. Ин-та геологии, Душанбе, 1964, т. 8.
8. Баженов В. И., Медведев В. Я. Геологическое строение и основные черты металлогенеза Гвинеи. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1969, № 12.
9. Бейтс Т. Ф. Образование галлуазита и гиббсита на Гавайских островах. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М.: Мир, 1964.
10. Бениш Ф. Р. Схема стратиграфии каменноугольных отложений юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта. — В кн.: Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана. М.: Наука, 1965.
11. Безруков П. Л., Яншин А. М. Юрские отложения и месторождения бокситов на Южном Урале. — Тр. НИИ геологии и минералогии, вып. 7. М.; Грозный; Л.; Новосибирск: Изд-во горно-геолого-нефтяное, 1934.
12. Бобров Е. П., Щипакина И. Г. Условия образования минералов свободного глинозема Малкинского железорудного месторождения. — В кн.: Тез. докл. IV конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1974.
13. Богатырев Б. А. Минерало-петрографическая и geoхимическая характеристика нижнемезозойских платформенных бокситов Средней Азии. — Литол. и полезн. ископ., 1970, № 1.
14. Богатырев Б. А. Наложенная шамозитизация в нижнемезозойской коре выветривания юга Средней Азии. — В кн.: Автoref. работ сотрудников ИГЕМ за 1969 г. М.: ИГЕМ, 1970.
15. Богатырев Б. А. Мезозойская кора выветривания юго-западных отрогов Гиссарского хребта. — В кн.: Геология и минералогия коры выветривания. М.: Наука, 1970, вып. 11.
16. Богатырев Б. А. Мезозойские платформенные бокситы Средней

Таблица IV

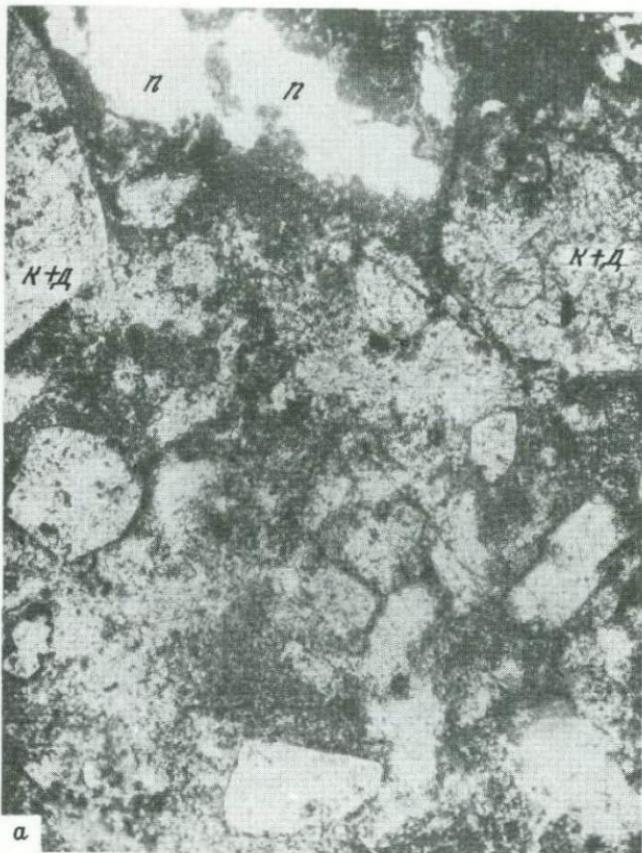


a

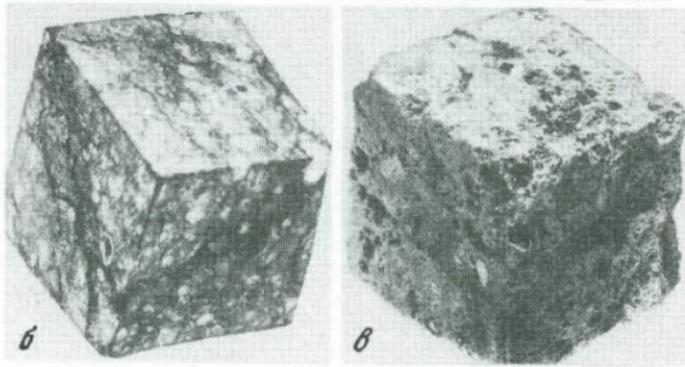


б

Таблица V

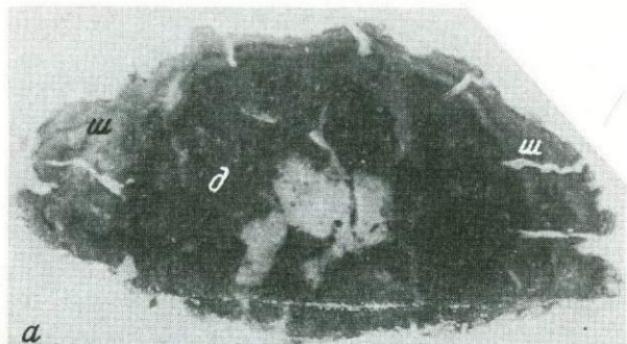


а

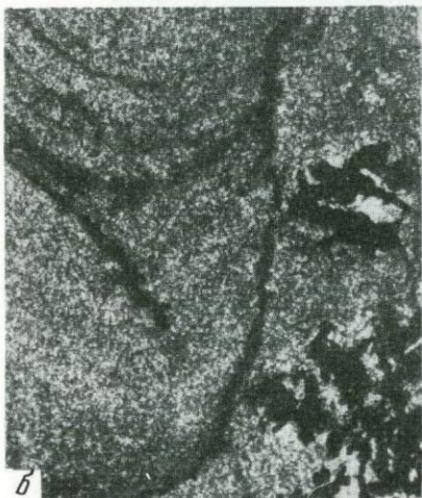


б

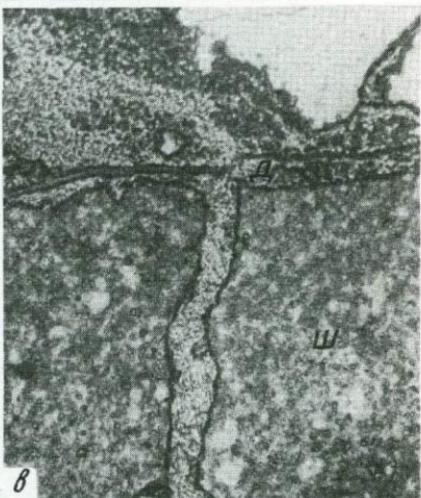
в



a



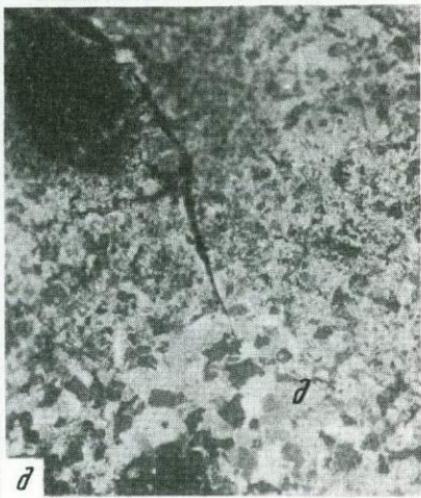
б



в



г



д

Таблица VII

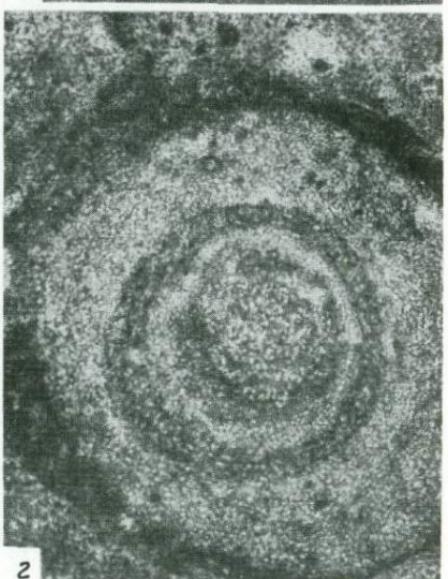
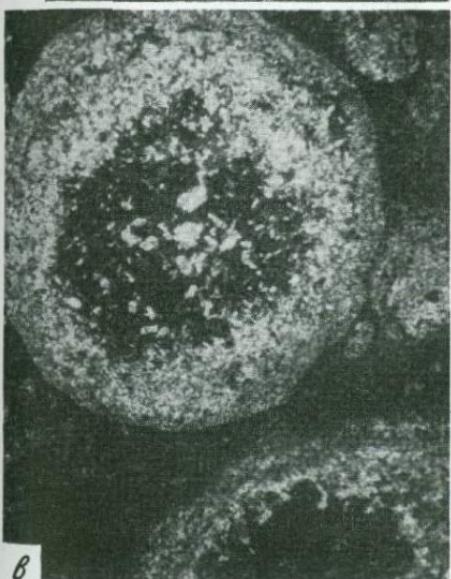
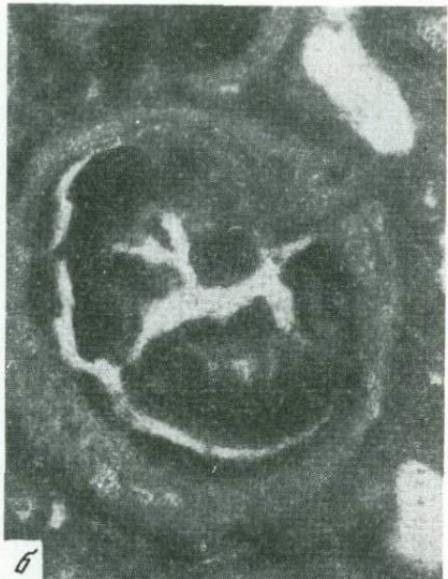
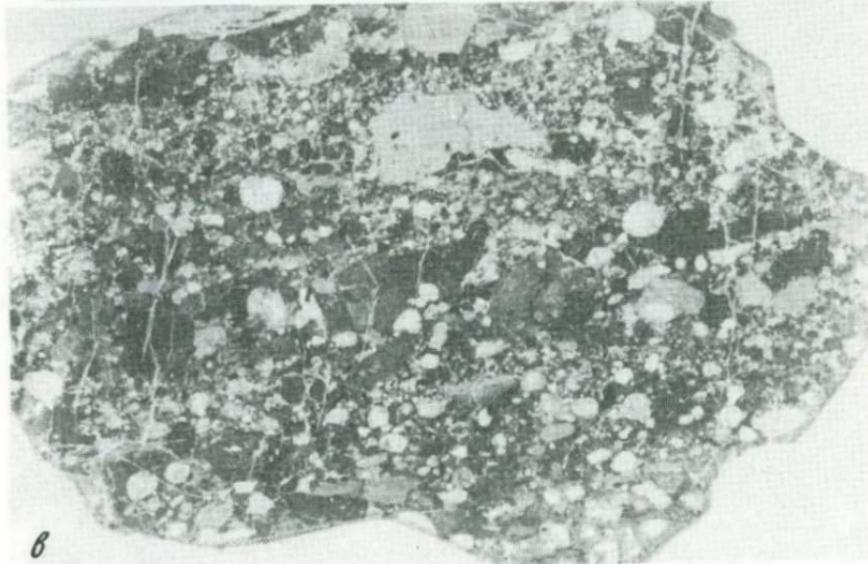


Таблица VIII



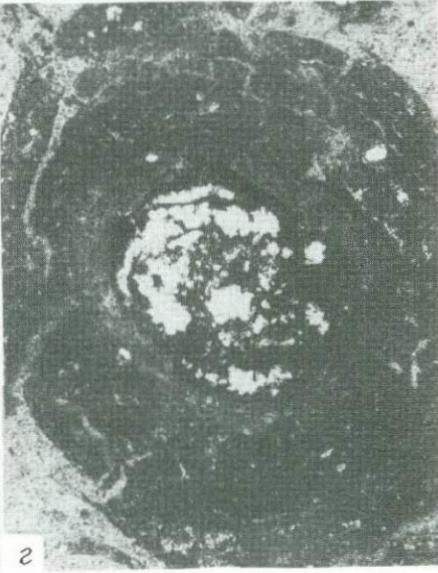
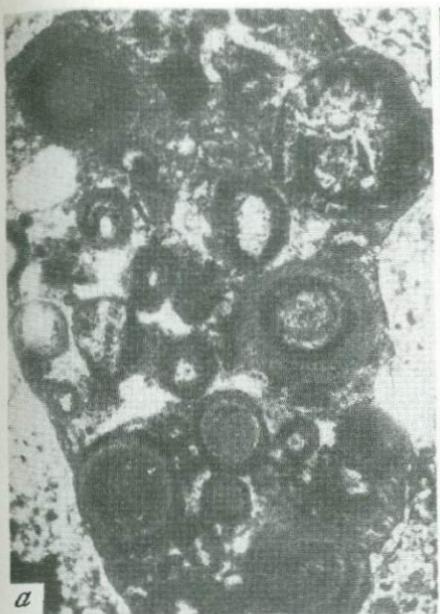
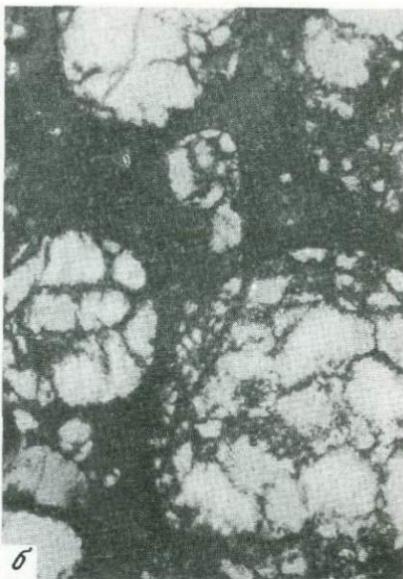


Таблица X



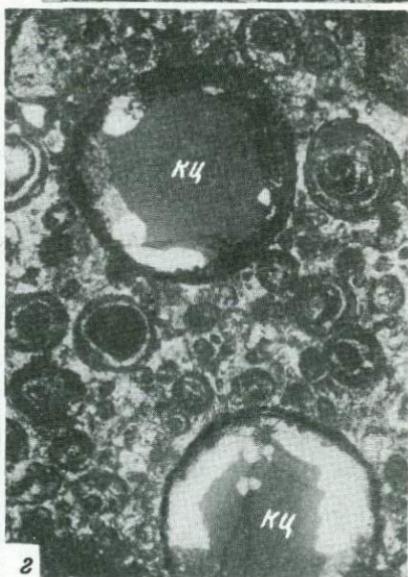
α



β

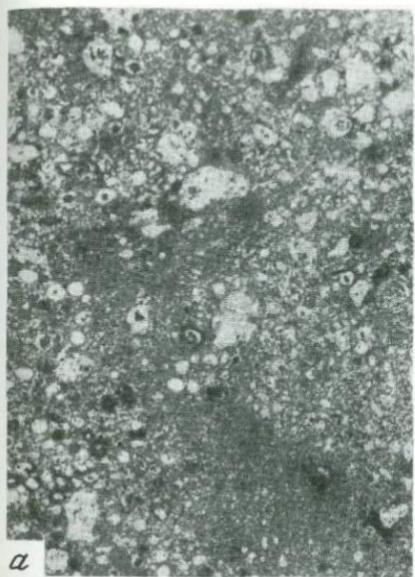


γ



δ

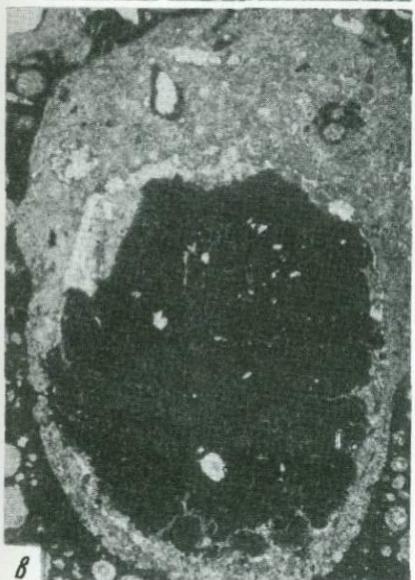
Таблица XI



α



б

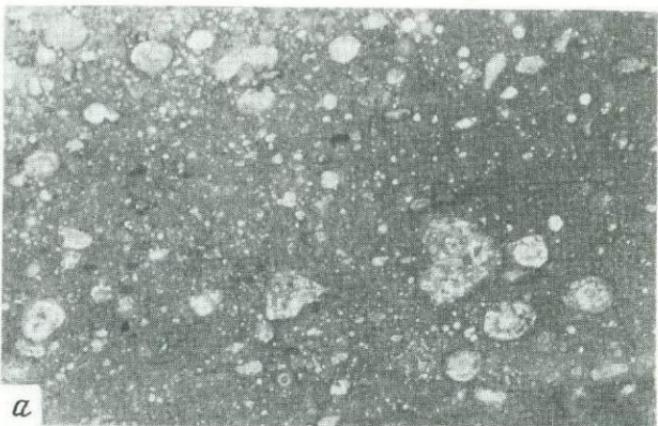


β



γ

Таблица XII



а

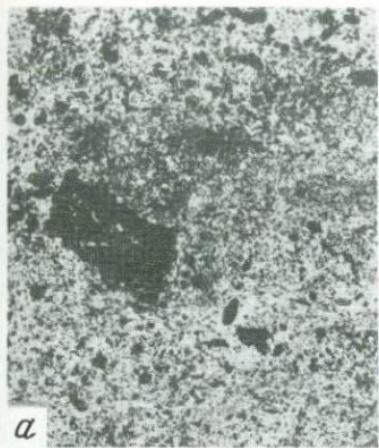


б



в

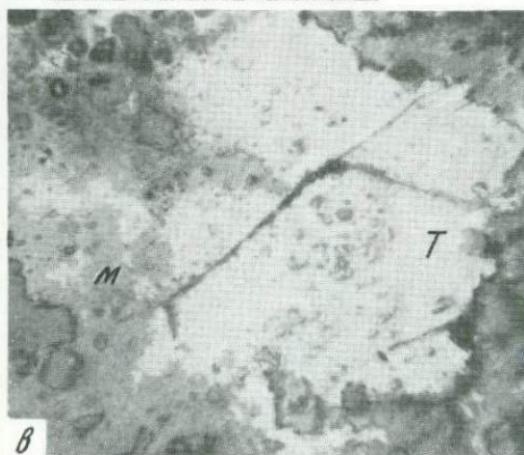
Таблица XIII



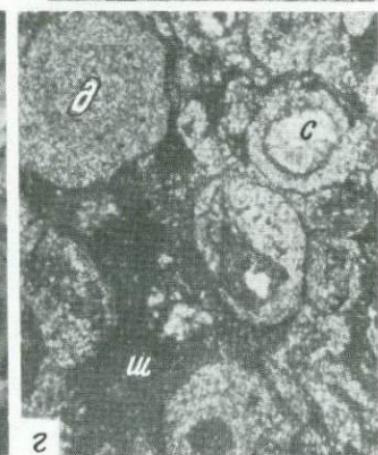
α



β



β



γ



δ

Таблица XIV

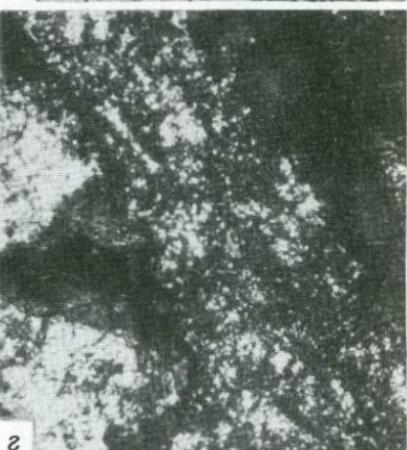
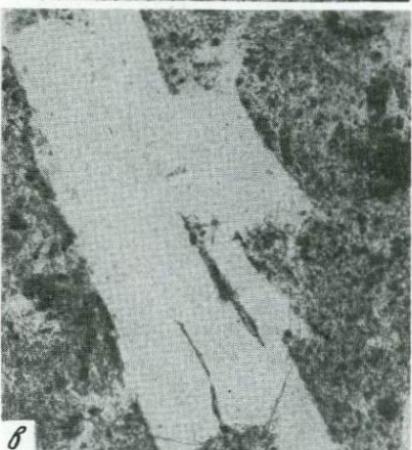
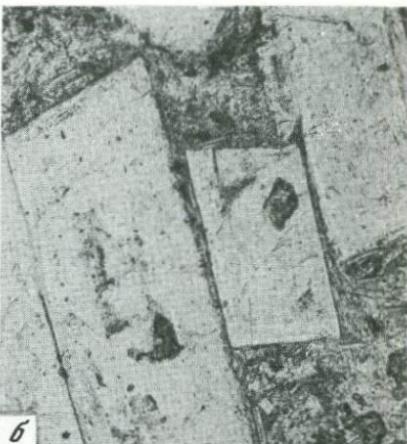
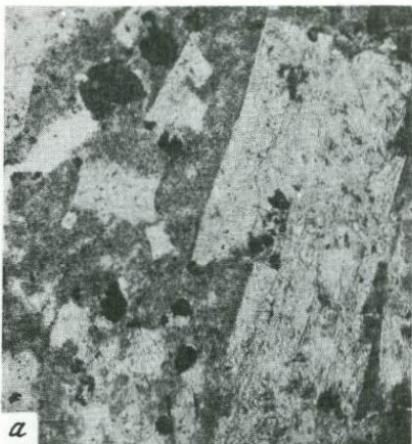


Таблица XV

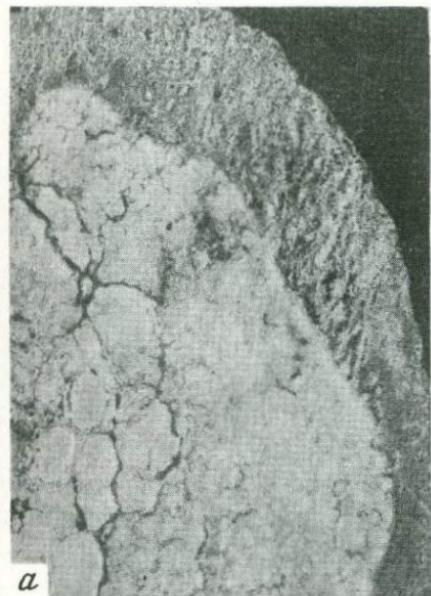
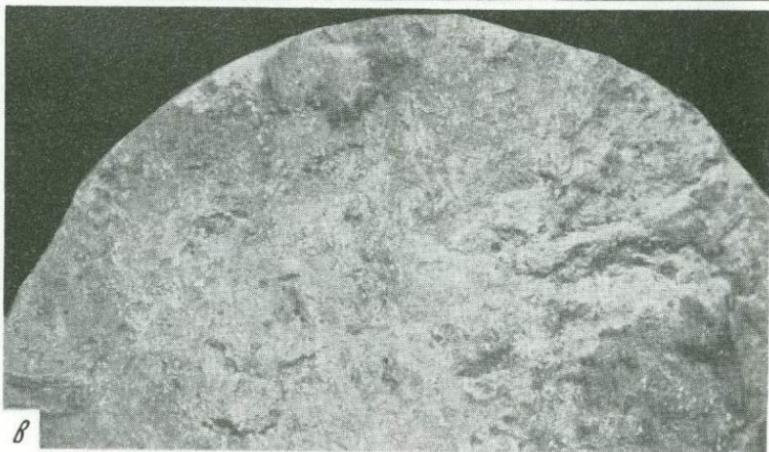


Таблица XVI



ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллахаджаев А. А., Петров Н. П., Расулов Ш. К., Хамрабаев И. Х. Коры выветривания Узбекистана. — В кн.: Региональное развитие кор выветривания СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
2. Акаевов С. Т. Месторождение Сангареди (Западная Африка) — уникальный тип бокситовых месторождений. — В кн.: Семинар по генезису бокситов: Тез. докл. М.: Наука, 1974.
3. Акаевов С. Т. Литология и генезис бокситов Сангареди (Западная Африка). — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975.
4. Акаевов С. Т., Теняков В. А. Латеритные коры выветривания Гвинеи (некоторые принципиальные вопросы генезиса и возраста). — Докл. АН СССР, 1972, 202, № 5.
5. Балагурова Е. С., Кочнев Е. П., Троицкий В. И. Новые данные о древней коре выветривания Южного Узбекистана. М.: Наука, 1964.
6. Баратов Р. В. К вопросу о возрастном расчленении интрузивов южного склона Гиссарского хребта. — Докл. АН СССР, 1956, 107, № 1.
7. Баратов Р. В. Геолого-петрографические особенности интрузивов аплитовидных гранитов южного склона Гиссарского хребта. — Тр. Ин-та геологии, Душанбе, 1964, т. 8.
8. Баженов В. И., Медведев В. Я. Геологическое строение и основные черты металлогенеза Гвинеи. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1969, № 12.
9. Бейтс Т. Ф. Образование галлуазита и гиббсита на Гавайских островах. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М.: Мир, 1964.
10. Бениш Ф. Р. Схема стратиграфии каменноугольных отложений юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта. — В кн.: Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана. М.: Наука, 1965.
11. Безруков П. Л., Яншин А. М. Юрские отложения и месторождения бокситов на Южном Урале. — Тр. НИИ геологии и минералогии, вып. 7. М.; Грозный; Л.; Новосибирск: Изд-во горно-геолого-нефтяное, 1934.
12. Бобров Е. П., Щипакина И. Г. Условия образования минералов свободного глинозема Малкинского железорудного месторождения. — В кн.: Тез. докл. IV конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1974.
13. Богатырев Б. А. Минералого-петрографическая и геохимическая характеристика нижнемезозойских платформенных бокситов Средней Азии. — Литол. и полезн. ископ., 1970, № 1.
14. Богатырев Б. А. Наложенная шамозитизация в нижнемезозойской коре выветривания юга Средней Азии. — В кн.: Автореф. работ сотрудников ИГЕМ за 1969 г. М.: ИГЕМ, 1970.
15. Богатырев Б. А. Мезозойская кора выветривания юго-западных отрогов Гиссарского хребта. — В кн.: Геология и минералогия коры выветривания. М.: Наука, 1970, вып. 11.
16. Богатырев Б. А. Мезозойские платформенные бокситы Средней

- Азии' (Среднеазиатская провинция). — В кн.: Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971.
17. Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М.: Наука, 1964.
18. Браун Г. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов: Пер. с англ. М.: Мир, 1965.
19. Бриндли Г. Б. Каолинитовые, серпентиновые и родственные им минералы. — В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов: Пер. с англ. М.: Мир, 1975.
20. Броневой В. А., Михайлов Б. М. К геохимии алюминия в зоне гипергенеза: Растворы окислов и гидроокислов алюминия. — Литол. и полезн. иско., 1970, № 6.
21. Броневой В. А., Иванов В. А., Ким Ю. И., Куликова Г. В. Некоторые вопросы формирования и развития латеритных покровов на Либерийском щите (Западная Африка). — Сов. геология, 1970, № 9.
22. Брунс Е. П. Генезис юрских угленосных отложений Восточной Ферганы. — В кн.: Литологический сборник. М.: Мир, 1978, вып. 1.
23. Бугельский Ю. Ю., Никитин К. К., Витовская И. В. Геолого-геохимические закономерности формирования и особенности минерального состава никеленосных кор выветривания. — В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений и минералогии. М.: Наука, 1969, т. 1.
24. Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958.
25. Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1952.
- 26—27. Вахрамеев В. А., Пейве А. В., Херасков Н. П. Юрские и нижнемеловые отложения Гиссарского хребта и Таджикской депрессии. М.: Изд-во АН СССР, 1936.
28. Викулова М. Ф. Ископаемые месторождения бокситов-латеритов в Средней Азии и перспективы поисков мезозойских бокситов. — Материалы ВСЕГЕИ. Полезн. иско., 1948, вып. 4.
29. Виноградов А. П. О причинах высокого содержания титана в бокситах (в связи с вопросом о генезисе бокситов). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 4.
30. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
31. Вистеллус А. Б. Мера связи между членами парагенезиса и методы ее изучения. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1948, № 2, ч. 77.
32. Витовская И. В., Никитина А. П. Минералого-геохимические особенности образования кор выветривания на разных породах. — В кн.: Материалы Семинара по геохимии гипергенеза и коры выветривания. Минск: 1969.
33. Волла Р. Генезис месторождений бокситов в нижнем течении р. Конго. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М.: Мир, 1964.
34. Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968.
35. Герасимов М. П. Современные латериты и их образование. — В кн.: Латериты. М.: Недра, 1964.
36. Гинзбург И. И. Стадийное выветривание минералов. — В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.: Изд-во АН СССР, 1946.
37. Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1951.
38. Гинзбург И. И., Яницкий А. Л. Древняя кора выветривания на Малкинском змеевиковом массиве. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1952, вып. 1.
39. Гинзбург И. И., Яшина Р. С. Экспериментальные исследования в области выветривания. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 74.

40. Гинзбург И. И., Наджакова Г. Э., Никитина А. П. Современное и древнее выветривание базальтов Бразилии и Русской платформы. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1962, вып. 4.
41. Гинзбург И. И. Каолин и его генезис. СПб.: Типолит. Шредера, 1912.
42. Гинзбург И. И., Яшина Р. С., Матвеева Л. А. Разложение некоторых минералов органическими кислотами. — В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. 1.
43. Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания: Формы их проявления и классификация. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
44. Гипп С. К. О генезисе Кайракского месторождения. — В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений. М., 1959.
45. Гипп С. К. Титан в бокситах Кайракского месторождения. — Докл. АН СССР, 1959, **126**, № 4.
46. Гипп С. К. Петрография и некоторые вопросы генезиса мезозойских бокситов Средней Азии. — В кн.: Вопросы геологии и геохимии бокситов. М.: Наука, 1964.
47. Гладковский А. К., Ушатинский И. Н. О минеральном составе главнейших бокситовых месторождений мира, происхождении и изменении главнейших минералов и бокситов. — В кн.: Закономерности формирования и размещения полезных ископаемых на Урале. М.: Наука, 1964, т. 3.
48. Головин Е. А. IV научная сессия по литологии и геохимии осадочных формаций Средней Азии. — Литол. и полезн. ископ., 1967, № 6.
49. Гомолицкий Н. П. Расчленение юрских континентальных отложений Средней Азии по данным палеоботаники. — Сов. геология, 1972, № 8.
50. Гомолицкий Н. П., Добрускина И. А. Есть ли в Средней Азии флоронесные верхнетриасовые отложения? — Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1973, т. XLVIII (5).
51. Горбачев Б. Ф. Геологическое значение ресилификации бокситов. — В кн.: Генезис бокситов. М.: Наука, 1968.
52. Григорян С. В., Каблуков А. Д. Об использовании корреляционного анализа для интерпретации данных геохимического опробования. — Геол. рудн. месторожд., 1965, т. 7, № 4.
53. Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы: Пер. с англ. М.: Мир, 1965. Т. 3.
54. Запорожцева А. С. Продукты коры выветривания в основании отложений мезозоя Усть-Енисейского района. — Тр. НИИГА, 1956, вып. 89.
55. Захаревич В. А. К вопросу бокситонасности палеозоя и нижнего мезозоя в Южном Узбекистане. Ташкент: Ком. геол. наук УзССР, 1939.
56. Захаров С. А. Стратоструктуры мезокайнозоя Таджикской депрессии. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР 1958.
57. Знаменский В. С., Самотоин Н. Д. Взаимоотношения каолинита и гиббита в осадочных бокситах Саланра и Казахстана. — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые коры выветривания. М.: Наука, 1977.
58. Иванов Г. А. Основные понятия и определение видов и стадий метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. — В кн.: Вопросы метаморфизма. Л.: Наука, 1968.
59. Иванова Т. Н. Гиссарский плутон. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Зеравшано-Гиссарской горной системы (Таджикистан). М., Л.: Изд-во АН СССР, 1940.
60. Ильинская Г. Г., Зиангиров Р. С. Разрушение структурных элементов и изменение микроструктуры дисперсных грунтов при действии высоких давлений в условиях компрессии. — Вестн. МГУ, 1969, № 5.
61. Каблуков А. Д., Верепов Г. И. Ореолы рассеяния элементов вокруг рудных тел. — Геол. рудн. месторожд., 1960, № 2.

62. Калганов М. И. Вторичные (инфилтрационные) минералы в остаточных железных рудах Курской магнитной аномалии (КМА). — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1966, № 10.
63. Карпова О. В., Лукин А. К., Шевякова Е. П. Катагенез каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины. — Литол. и полезн. ископ., 1969, № 1.
64. Кензин И. А. Схема тектонического районирования юго-западного Гиссара в герцинской структуре. — В кн.: Геология и рудоносность Южного Узбекистана. М.: Наука, 1965.
65. Келлер У. Д. Основы химического выветривания — В кн.: Геохимия литогенеза. М.: ИЛ, 1963.
66. Кинг Л. Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967.
67. Кондаков И. В., Коробейников Р. В. Новые данные по бокситоносности Северного Кавказа. — В кн.: Тез. докл. IV конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1974.
68. Кондаков И. В., Коробейников Р. В. Нижнетоарская бокситоносная формация Северного Кавказа (к проблеме формационного анализа бокситоносных толщ). — В кн.: Тез. докл. IV конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1974.
69. Кондаков И. В. Мезозойскиймагматизм восточной части Лабино-Малкинской зоны. М.: Наука, 1974.
70. Коннов Л. П. Латериты и латерито-осадочные бокситы Средней Азии. — В кн.: Латериты. М.: Недра, 1964.
71. Коннов Л. П. К вопросу о метаморфизме верхнетриасовой гумидно-континентальной формации Гиссарского хребта. — Зап. Узб. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва, 1956, вып. 9.
72. Коннов Л. П. Литологический очерк верхнетриасовых отложений в Южном Узбекистане. — Изв. АН УзССР, 1957, № 4.
73. Коннов Л. П. К вопросу о бокситах Кундаджуазского месторождения в Южном Узбекистане. — Докл. АН УзССР, 1957, № 4.
74. Коннов Л. П. Мезозойские бокситы Средней Азии. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958.
75. Коннов Л. П. Генезис месторождений бокситов и их поисковые признаки. — Учен. зап. САИГИИМС, 1959, вып. 1.
76. Коннов Л. П. Кайракское месторождение бокситов. — В кн.: Геология СССР. М.: Госгеолиздат, 1948, т. XXIII.
77. Коннов Л. П. К вопросу о бокситах Кундаджуазского месторождения в Южном Узбекистане. — Докл. АН УзССР, 1957, № 5.
78. Коннов Л. П. Латериты и латерито-осадочные бокситы Средней Азии. — В кн.: Международный геологический конгресс. XXII сессия, 1964. Докл. сов. геологов. Латериты. М.: Наука, 1964.
79. Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А. Глинистые минералы — индикаторы глубинного изменения терригенных пород. — В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
80. Коссовская А. Г. Некоторые аспекты применения физических методов для решения проблем минералогии осадочных пород. — В кн.: Физические и химические процессы и фации. М.: Наука, 1969.
81. Кротов Б. П., Теодорович Г. И., Калганов М. И. Халиловские месторождения комплексных железных руд. М.: Изд-во АН СССР, 1942.
82. Кротов Б. П. Дифференциация элементов при выветривании. — Тр. ИГЕМ, 1959, вып. 35.
83. Куземкина Е. Н. О некоторых вторичных процессах в мезозойских бокситах северо-западного Тургая. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1962, вып. 4.
84. Куземкина Е. Н. Никеленосная кора выветривания на ультрабазитах Кольского массива (Северный Урал). — В кн.: Кора выветривания

- на серпентинитовых массивах. М.: Наука, 1965.
85. Куковский Е. Г. Закономерности в структурных превращениях минералов при выветривании. — В кн.: Материалы Семинара по геохимии гипергенеза и коры выветривания. Минск, 1969.
86. Левич В. Г. Физико-химическая гидродинамика. М.: Физматгиз, 1959.
87. Лисицина Н. А., Пастухова М. В. Вторичная минерализация в бокситовой толще и коре выветривания Тургайских и Северо-Казахстанских месторождений бокситов. — Геол. рудн. месторожд., 1961, № 1.
88. Лисицина Н. А., Пастухова М. В. Структурные типы мезо-кайнозойских бокситов Казахстана в Западной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
89. Лисицина Н. А., Пастухова М. В. К вопросу о генезисе латеритно-осадочных бокситов. — В кн.: Латериты. М.: Недра, 1964.
90. Лисицина Н. А., Пастухова М. В. О роли вторичных процессов в формировании платформенных бокситов. — Тр. ГИН АН СССР, 1964, вып. 103.
91. Лисицина Н. А. Генетические типы современных и четвертичных кор выветривания основных пород влажных тропиков. — Литол. и полезн. ископ., 1967, № 5.
92. Лисицина Н. А., Михайлов Б. М. Вынос химических элементов при формировании профиля выветривания на долеритах Гвинеи. — Литол. и полезн. ископ., 1968, № 5.
93. Лисицина Н. А. Геохимия коры выветривания основных пород. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1969.
94. Лисицина Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973.
95. Лузановский А. Г., Троицкий В. И., Вировец В. В. О результатах поисково-оценочных работ на Каракском месторождении бокситов. — В кн.: Геология, методы изу-
- чения и прогнозирования бокситов Средней Азии. Ташкент, 1972.
96. Марковский А. П. Зеравшано-Гиссарская горная область. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1937.
97. Матвеева Л. А. Механизм разрушения алюмосиликатных и силикатных минералов. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1974, вып. 14.
98. Матвеева Л. А., Черняховский А. Г. О выветрелых породах голоценов Приморской Аджарии и некоторых вопросах теории химического выветривания. — Литол. и полезн. ископ., 1974, № 4.
99. Мезенцев О. К., Ратников В. М., Скороспелкин С. А. Статистическая обработка данных геохимических поисков. — Разведка и охрана недр, 1964, № 10.
100. Милло Ж. Геология глин. Л., Недра, 1968.
101. Михайлов Б. М. Бокситы западных районов Либерийского щита. — В кн.: Генезис бокситов. М.: Наука, 1966.
102. Михайлов Б. М. Кремневый метасоматоз на бокситовых месторождениях Западного Казахстана. — Докл. АН СССР, 1967, 174, № 2.
103. Михайлов Б. М. Геология и полезные ископаемые Либерийского щита. М.: Недра, 1969.
104. Михайлов Б. М. Кора выветривания Либерийского щита. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Недра, 1968.
105. Михайлов Б. М. Время и условия образования латеритных покровов современной тропической зоны Земли. — Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6.
106. Михайлов Б. М., Куликова Г. В. Фациальный анализ кор выветривания. Л.: Недра, 1977.
107. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957.
108. Мирошников Л. Д. О происхождении и возрасте каолинов Северного Таймыра. — Зап. ВМО. Сер. 2, 1960, вып. 4, ч. 89.

109. Никитин К. К. Описание типов и профилей кор выветривания Урала. — В кн.: Никеленосные коры выветривания Урала. М.: Наука, 1970.
110. Никитина А. П., Витовская И. В., Никитин К. К. Минерало-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М.: Наука, 1971.
111. Никитина А. П. Древняя латеритная кора выветривания докембрийских пород Воронежской антиклизы. — В кн.: Латериты. М.: Наука, 1964.
112. Никитина А. П., Сиротин В. И. О природе шамозитов и их роли в формировании бокситов КМА. — В кн.: Тез. докл. Совещания по исследованию и использованию глин и глинистых минералов. М.: Наука, 1966.
113. Никитина А. П., Сиротин А. И. О шамозитизации в латеритной коре выветривания и бокситах Белгородского района КМА. — В кн.: Древние продукты и коры выветривания. М.: Наука, 1967.
114. Новиков В. М. Полигенные латеритно-осадочные бокситопроявления Мугоджар и Орского Западного Уралья. — В кн.: Генетическая классификация и типы бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1974.
115. Одокий Б. Н. Коры выветривания северо-западной части Либерийского щита. — Тр. СНИГГИМС, 1971, вып. 126.
116. Овчинников С. К. Новые данные по геологии южного склона Гиссарского хребта. — Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1964, № 4.
117. Овчинников С. К. Схема стратиграфии вулканогенных и терригенных толщ карбона и перми южного Гиссара. — В кн.: Тезисы по докладу к совещанию по унификации стратиграфических схем Средней Азии. М.: Госгеолтехиздат, 1958.
118. Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М.: Мир, 1971.
119. Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М.: Недра, 1967.
120. Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. — Тр. ИГН, 1948, вып. 95.
121. Писемский Г. В. Геохимические особенности кор выветривания Гвинейской Республики. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1968, вып. 10.
122. Подыннов Б. Б. Кора выветривания. М.: Недра, 1934.
123. Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Ком. геол. наук. УзССР, 1938.
124. Решение совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1959.
125. Родионов Д. А. О виде функций распределения содержаний минералов в изверженных горных породах. — Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 6.
126. Романко Е. Ф., Самохвалов П. С., Никульшин М. И., Кириченко А. В. Бокситовые месторождения района Киндия в Гвинейской республике. — Геол. рудн. месторожд., 1974, № 3.
127. Ронов А. Б., Мицдисов А. А. Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессе выветривания и осадконакопления. — Геохимия, 1965, № 2.
128. Сапожников Д. Г. К геохимии алюминия в зоне гипергенеза. — В кн.: Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971.
129. Сапожников Д. Г. О воздействии органических кислот на минералы (в связи с выветриванием горных пород и образованием бокситов). — В кн.: Экспериментальные исследования по разложению минералов органическими кислотами. М.: Наука, 1968.

130. Сапожников Д. Г., Богатырев Б. А. Барков В. В. Бокситы и коры выветривания Гвинеи. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1976, вып. 15.
131. Сапожников Д. Г. О структурно-тектонической приуроченности древних кор выветривания. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1967, вып. 10.
132. Селиверстов Ю. П. Рельеф и поверхность отложения Западного Фута-Джаллона (Западная Африка). — Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1973, вып. 105, № 3.
133. Сергеева Ж. И., Костюк Б. Ф. Бокситоносность Сосьвинско-Салехардской грабен-структур. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975.
134. Сердюченко Д. П. Минералы коры выветривания на змеевиках реки Малки. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1952, вып. 1.
135. Сидоренко А. И., Саперов Г. Е., Нежданов А. А. О вещественном составе мезозойских бокситов восточного склона Приполярного Урала. — Тр. Тюменского индустр. ин-та. Геология, 1971, вып. 11.
136. Сикстель Т. А. Stratigraphy континентальных отложений верхней перми и триаса Средней Азии. — Тр. Ташк. ун-та. Нов. сер., 1961, вып. 176. Геол. науки, кн. 13.
137. Синицин В. М. Древние климаты Евразии. М.: Наука, 1966. Т. 2.
138. Синицин В. М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967.
139. Синицин В. М. Климат латерита и боксита. Л.: Недра, 1976.
140. Служкин А. Д. Крупные кристаллы каолинита из коры выветривания щелочных и ультраосновных пород Чадобецкого поднятия. — В кн.: Геология и geoхимия кор выветривания. М.: Наука, 1968.
141. Соколова Е. И., Нужденовская Г. С. Некоторые экспериментальные исследования по разложению нефелина и биотита. — В кн.: Экспериментальные исследования по разложению минералов органическими кислотами. М.: Наука, 1968.
142. Соколова Е. И., Нужденовская Т. С. О процессах разложения минералов и выноса алюминия гумусовыми кислотами. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1973, вып. 12.
143. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. I—II.
144. Страхов Н. М. О значении титанового модуля для познания генезиса бокситов. — Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2.
145. Страхов Н. М., Штеренберг А. Е. К вопросу о генетическом типе Чиятурского месторождения. — Литол. и полезн. ископ., 1965, № 1.
146. Султанов М. С. О некоторых геохимических особенностях эфузивов юго-западных отрогов Гиссарского хребта. — Тр. Ташк. ун-та. Нов. сер., 1964, вып. 249. Геол. науки, кн. 21.
147. Теняков В. А. О ведущем факторе и физико-химическом механизме разложения алюмосиликатов в процессе латеритного выветривания. — В кн.: Новые данные по геологии бокситов. М.: Наука, 1975.
148. Терентьев К. Ф. О генезисе минералов глинозема в боксите. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958.
149. Тетюхин Г. Ф. О новейшей тектонике и рельефообразовании некоторых структур юго-западных отрогов Гиссара. — Узб. геол. журн., 1969, № 3.
150. Троицкий В. И. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. Л.: Недра, 1967.
151. Троицкий В. И. Эволюция процессов бокситонакопления в покровных формациях Средней Азии. — Тезисы докладов межведомственного рабочего совещания по геологии бокситов Средней Азии. Ташкент, 1972.

152. Унксов В. А. Щелочные интрузии северо-западной части Зеравшано-Гиссарской горной системы. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Зеравшано-Гиссарской горной системы (Таджикистан). Л., 1940.
153. Финько В. И., Самотоин Н. Д., Чекин С. С. Преобразование микроклина в каолинит при выветривании. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 7.
154. Хабаков А. В. Доюрская кора выветривания. — В кн.: Геологическое строение Орско-Халиловского района. М.: Госгеолиздат, 1941.
155. Херасков Н. П. Юрские и нижнемеловые отложения Гиссарского хребта в Таджикской депрессии. М.: Изд-во АН СССР, 1936.
156. Чекин С. С., Финько В. И., Самотоин Н. Д. Некоторые особенности преобразования полевых шпатов и мусковита в корах выветривания. — В кн.: Каолины. М.: Наука, 1974.
157. Чекин С. С., Самотоин Н. Д., Финько В. И. Образование галлуазита при выветривании олигоклаза. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 11.
158. Черняховский А. Г. Нижнемезойские коры выветривания Орской депрессии (Южный Урал). — Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 77.
159. Черняховский А. Г. Элювий и продукты его переотложения. М.: Наука, 1968.
160. Черняховский А. Г. Некоторые вопросы физического и физико-химического выветривания горных пород. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1968, вып. 10.
161. Чикрызов Г. С. Интрузивные комплексы в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. — Тр. САГУ, 1953, вып. 39. Геол. науки, кн. 4.
162. Чикрызов Г. С. Палеогеография Средней Азии в силурском периоде. — Тр. САГУ, 1958, вып. 125. Геол. науки, кн. 10.
163. Чуенко П. П. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. — В кн.: Геология УзССР. М.; Л.: ОНТИ, 1958, т. 2.
164. Чухров Ф. В., Звягин Б. Б., Рудницкая Е. С., Ермилова Л. П. О природе и генезисе галлуазитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 5.
165. Чухров Ф. В., Ермилова Л. П., Балашова В. В. и др. Окислы железа — продукты молодых геологических процессов. — В кн.: Гипергенные окислы железа в геологических процессах. М.: Наука, 1975.
166. Шварцев С. Л. Гидрогоеологические особенности Гвинеи. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1971, № 8.
167. Шварцев С. Л. Химический состав грунтовых вод тропических стран (на примере Гвинеи). — Геохимия, 1972, № 1.
168. Шварцев С. Л. Геохимические условия современного латеритообразования на Либерийском щите. — В кн.: Международный геохимический конгресс. М.: Наука, 1971.
169. Шварцев С. Л. Латериты Гвинеи и геохимические условия их образования. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1976, вып. 15.
170. Шварцев С. Л. Геохимические условия образования верхнего горизонта латеритов (кирасы). — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 1.
171. Шехтман П. А. Геология Среднеазиатского нижнемезойского угленосного бассейна. — Изд-во УзФАН СССР, Ташкент: 1941.
172. Щербина В. В. К геохимии зоны окисления рудных месторождений. — Сов. геология, 1955, № 43.
173. Щербина В. В. Комплексные соединения и перенос химических элементов в зоне гипергенеза. — Геохимия, 1956, № 5.
174. Abbot A. T. Occurrence of gibbsite on the island of Kauai Hawaiian islands. — Econ. Geol., 1958, N 7.
175. Bardossy G. I., Bardossy S. L. Contribution to the Geochemistry of Titanium. — Acta Geol. Acad. Hung., 1954.

176. Bardossy G. I. A magyar bausite geokemical vizsgalata. Budapest, 1961.
177. Besarie H. Gites Mineraux de Madagascar. — Annales geol. de Madagascar. Fasc. N XXXIV. Tananarive, 1966.
178. Brindly G. W., Gouell R. F. Ferrous shamosite and ferric chamosite. — Mineral. mag., 1953, 30, N 220.
179. Brindly G. W., Comer G. G. The structure and morphology of a Kaoline clay from les Eyzies (France). — Proc. Fourth Nat. Clays and clay Minerals, USA Nat. Res. Council Publ., 1956.
180. Correns C. W. The experimental chemical weathering of silicates. — Clay Mineral. Bull., 1961, N 4.
181. Correns C. W. Die chemische Verwitterung der Silicate. — Natur. Wissensch., 1940, N 28.
182. Ervin G., Osborn E. F. The system of $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$. — J. Geol., 1951, N 59.
183. Fox C. S. Bauxite and aluminous laterite. London, 1932.
184. Gastusche M. C., Kimpe C. de. La genese des mineraux de la famille de kaoline. — In: Genese et syntheses des argiles. Paris, 1962.
185. Graham E. R. Les argiles acides: un agent de l'erosion chimique. — J. Geol., 1941, N 6.
186. Henin S., Robichet O. A study of the synthesis of clay minerals. — Clay. Mineral. Bull., 1954, N 2.
187. La Iglesia-Fernandes A., Martin-Vivaldi S. L. A contribution to the synthesis of kaolinite. — In: International clay conference. Madrid, 1972, vol. 1, Preprints.
188. Gordon M., Tracey J. I., Ellis M. N. Geology of the Arkansas bauxite region. — U. S. Geol. Surv. Prof. Paper N 229, 1958.
189. Lapparent J. de. Caracteres mineralogiques des smectites. Application a la determination de quelques terres a Foulton de la France Metropolitain, susceptibles d'etre utilises comme terres decolorantes. Paris, 1936.
190. Linares J., Huertas F. Sintesis de utinetalis a temperatura ordinaria. Estudio preliminar. — Bol. Geol. J. Mineral. LXXXII—I, 1971.
191. Litchfield G., Wilkoxon F. The rank correlation method. — Anal. chemistry, 1955, N 2.
192. Moore Th., Maynard A. Solution, transportation and precipitation of iron and silica. — Econ. Geol., 1929, 24, N 3.
193. Pedro G. Premiers resultats concernant la realisation et experimentale d'un processus de lateritization. — C. R. Acad. Sci. Fr., 1958, N 247.
194. Pedro G. An experimental study on the geochemical weathering of crystalline rocks by water. — Clay. Mineral. Bull., 1961, 24, N 4.
195. Percival F. G. The lateritic iron deposits of Conakry. — Bull. Inst. Mining and metallurgy, 1965, 74, pt 8, N 702.
196. Siffert B., Wey R. Synthese d'une sepiolite a temperature ordinaire. — C. R. Acad. Sci. Fr., 1962, N 254.
197. Tsuzuki Yoshiro. Mechanism of the 980° exotherm of kaoline minerals. — J. Sci. Nagoya Univ., 1961, 9, N 2.
198. Valeton Ida. Zur Petrographie der Bauxitlagerstätten auf der «Charnockite-suite» in Salem-district und in den Nilgiri Hills. — Südost. Mineral. Deposita, 1968, 3, N 1.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I	
Триас-юрские коры выветривания и бокситы юга Средней Азии	5
Общие сведения о районе	5
Основные черты геологического строения района	6
История изученности кор выветривания и бокситов юга Средней Азии	15
Характер распространения, возраст и типы разрезов коры выветривания	19
Эпигенетические изменения в корах выветривания	46
Геохимическая характеристика нижнемезозойских профилей выветривания	60
Условия минералообразования в нижнемезозойских профилях выветривания Средней Азии	73
Характер распространения, возраст и типы бокситов	79
Эпигенетические изменения в бокситах	125
Выводы	133
Глава II	
Нижнеюрские коры выветривания и бокситы Северного Кавказа	135
История изученности кор выветривания Северного Кавказа	135
Геологическое строение района, характер распространения, типы кор выветривания и бокситов	137
Выводы	152
Глава III	
Триас-юрские коры выветривания и бокситы восточного склона Урала	154
Геологическое строение района, характер распространения и типы кор выветривания	154
Закономерности распространения и типы триас-юрских бокситов Урала	158
Выводы	161
Глава IV	
Сравнительная характеристика олигоцен-четвертичных и триас-юрских кор выветривания	163

<i>Глава V</i>	
Об условиях и механизме формирования латеритных (бокситоносных) кор выветривания	169
О термине «кора выветривания» и о ведущих химических процессах при гумидном выветривании	169
О механизме, агентах и кинетике процесса выветривания	172
<i>Глава VI</i>	
О связи триас-юрского боксито- и угленакопления и влиянии углей на качество бокситов	179
Заключение	183
Пояснения к таблицам	186
Литература	189

Борис Александрович Богатырев
ТРИАС-ЮРСКИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ
И БОКСИТЫ ЮГА СРЕДНЕЙ АЗИИ
И КАЗАХСТАНА

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

Редактор издательства Н.В. Знаменская
Художественный редактор С.А. Литвак
Технический редактор Н.М. Петракова

ИБ № 16559

Подписано к печати 27.02.80. Т-03951
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офс. № 1
Печать офсетная
Усл.печл. 12,5 + 1,1 вкл. Уч.-изд.л. 16,3
Тираж 600 экз. Тип. зак. 800
Цена 2р.40к.

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

2 p. 40 κ.

3459