

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 77

В. Н. РАЗУМОВА, Н. П. ХЕРАСКОВ
и А. Г. ЧЕРНЯХОВСКИЙ

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ
КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ
И ПРИМЕРЫ
ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ
НА ЮЖНОМ УРАЛЕ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 77

В. Н. РАЗУМОВА, Н. П. ХЕРАСКОВ
и А. Г. ЧЕРНЯХОВСКИЙ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ
КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ
И ПРИМЕРЫ
ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ
НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1963

Редакционная коллегия:

*член-корреспондент А. В. ПЕЙВЕ (главный редактор), М. С. МАРКОВ,
В. В. МЕННЕР, П. П. ТИМОФЕЕВ
Ответственный редактор Е. В. ШАНЦЕР*

ВВЕДЕНИЕ

Работа представляет собой сборник статей, итог многолетних работ по коре выветривания, проводимых ГИН АН СССР по теме «Генетические типы континентальных отложений».

В процессе работы была выработана методика, позволяющая разделить образования коры выветривания по возрасту (от триасовых до миоценовых) и выяснить особенности ряда генетических процессов, идущих в коре выветривания.

В статьях сборника освещаются основные вопросы геологии коры выветривания, а также некоторые новые данные, имеющие принципиальное значение для понимания процессов выветривания.

В первой статье анализируются общие условия возникновения кор выветривания и на основании этих данных выделяется ряд геологических типов кор выветривания, образовавшихся в зависимости от тектонических факторов. Эти типы отличаются друг от друга по характеру продуктов выветривания и комплексу связанных с ними полезных ископаемых. Впервые разбираются условия возникновения кор выветривания в геосинклинальных областях.

Отмечается, что единой формации коры выветривания не существует. В особую формацию может быть выделена только кора выветривания основания осадочного платформенного чехла вместе с сопутствующими продуктами ближнего перемыва. Во всех остальных случаях коры выветривания являются лишь одним из парагенетических членов очень разнообразных формаций.

Во второй и третьей статьях разбираются конкретные профили разновозрастных кор выветривания Южного Урала. Впервые для Урала описывается полный профиль верхнетриасовой красноцветной латеритной и верхнеолигоценовой «бейделлитовой» коры выветривания. Приведенные данные показывают что зональное строение мощных кор выветривания в ряде случаев обусловлено наложением друг на друга разновозрастных процессов. Устанавливается, что выветриванием нередко захватываются и перекрывающие кору выветривания осадочные породы.

В следующей статье дается общая картина распространения и развития разновозрастных кор выветривания на Орь-Илекском водоразделе, с которым связан ряд ценных полезных ископаемых.

В последней статье приводится описание континентальных меловых и третичных отложений южного окончания Урала, представляющих собой в значительной степени продукты ближнего перемыва разновозрастных горизонтов коры выветривания, с характеристикой наложенных процессов выветривания, сильно видоизменивших характер покровных отложений.

В. Н. Разумова и Н. П. Херасков

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ

При изучении кор выветривания обращает на себя внимание следующая закономерность. Хотя процессы выветривания шли на поверхности Земли в течение всего геологического времени на больших площадях суши, коры выветривания и особенно мощные появлялись лишь в некоторые геологические эпохи и в своем распространении строго ограничены определенными тектоническими структурами. Так, например, на громадной территории от Енисейского кряжа до Урала и Тянь-Шаня распространена доюрская кора выветривания (Ульянов и др., 1937; Гинзбург, 1939, 1946, 1947; Кротов, 1941, 1942; Вахрушев, 1949; Петров, 1948; Никифорова, 1948; Сигов, 1957; Разумова, 1956; Щукина, 1956; Казаринов, 1958; Михайлов и Петровская, 1959; Коннов, 1956; Перельман, 1955 и др.). По сравнению с этой древней корой выветривания более молодые коры на этой территории играют второстепенную роль. Вместе с тем крайне интересно, что эта кора выветривания не распространяется дальше Урала на Русскую платформу и область ее развития ограничивается Урало-Сибирской и Скифской эпигерцинскими платформами.

К западу от Урала, в пределах Русской платформы, распространена уже более древняя — дорифейская кора выветривания (Веселовская, 1957 и 1959; Афанасьев и Ермолаев, 1958; Белевцев и др., 1959; Дубянский, 1951; Никитина, 1960; Гинзбург, 1912; Луцицкий, 1936; Толстихина, 1952; Коржинский, 1956; Басс, 1958 и др.). Можно привести еще ряд подобных примеров. Таким образом, несомненно, что для образования и сохранения коры выветривания необходимы определенные геологические условия.

Несмотря на то, что кора выветривания изучалась на многих объектах и с самых различных точек зрения, геологические закономерности ее размещения достаточно полно никем не анализировались. Одна из немногих попыток в этом направлении была проведена В. Н. Казариновым (1958). Однако с выводами последнего трудно согласиться.

На основании многолетнего изучения кор выветривания (восточного склона Южного Урала, Казахского нагорья, Батумского побережья и Причерноморской впадины) авторам представляется возможным выделить некоторые основные геологические типы кор выветривания, которые отличаются друг от друга по условиям своего возникновения.

Геологические типы кор выветривания устанавливаются по характеру продуктов выветривания наиболее широко распространенных пород, т. е. силикатных пород изверженного, метаморфического и осадочного происхождения. Поэтому коры выветривания таких своеобразных в химическом отношении пород, как карбонатные, сульфидные и другие породы в данной работе не рассматриваются.

Развитие кор выветривания в значительной степени зависит от тектонических условий образования. Коры выветривания могут быть разделены на две основные группы: коры выветривания, возникшие в платформенных условиях, и коры выветривания, развившиеся в геосинклинальных складчатых областях. Основная масса имеющихся материалов относится к корам выветривания платформ, потому большинство исследователей считают, что коры выветривания развиваются только на платформах и являются типичными платформенными образованиями. В настоящее время с этим положением трудно согласиться, так как имеются, несомненно, случаи развития кор выветривания и в геосинклинальных условиях.

Однако коры выветривания геосинклинальных областей очень плохо изучены, и геологические условия их возникновения остаются в значительной степени неясными. Поэтому все дальнейшее описание относится главным образом к корам выветривания, развитым на платформах.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПЛАТФОРМ

Коры выветривания, развитые на платформах, могут быть разделены на следующие три геологических типа:

1. Коры выветривания, развитые непосредственно на складчатом основании платформ.
2. Коры выветривания, приуроченные к поверхности размыва внутри платформенного осадочного чехла.
3. Внутриформационные коры выветривания, развивающиеся совместно с накоплением континентальных толщ.

Приведем известные примеры всех трех типов кор выветривания.

Кора выветривания первого типа хорошо развита в подошве осадочного чехла Русской платформы. Вторым примером является кора выветривания основания осадочного платформенного чехла Урало-Сибирской и Скифской эпигерцинских платформ. Эти примеры являются основным материалом для дальнейшего анализа кор выветривания этого типа. Аналогичные коры выветривания развиты на Бразильской, Африканской, Индийской и Австралийской платформах.

Примером кор выветривания второго типа являются красноцветные коры на верхнетюртонских, руссильонских и верхнелевантинских отложениях Причерноморской впадины Русской платформы, а также коры выветривания, известные на Урало-Сибирской эпигерцинской платформе на рэтских, среднеюрских, меловых и нижнеолигоценых отложениях (табл. 1), и коры выветривания развитые на кембрийских (Копелиович, 1951) и девонских (Афанасьев, Ермолаев, 1958; Гинзбург, 1947; Винокуров, 1959 и др.) отложениях Русской платформы.

Коры выветривания, третьего типа развиваются одновременно с накоплением континентальных отложений. Такие коры выражены погребенными почвенными горизонтами и широко развиты среди лёссовидных отложений юга Русской платформы (Москвитин, 1950, Меклич, 1961) и Китайской Народной Республики (Чжин-Узун-ху, 1960).

Из всех трех типов наиболее хорошо изучены мощные коры выветривания, развитые на породах складчатого основания платформ. Это объясняется тем, что с этим типом кор выветривания (и продуктами их перемыва) связан целый комплекс полезных ископаемых: силикатные никелевые руды, каолины, маршалиты, магнетиты, отбеливающие земли, титановые россыпи, бокситы и т. д. Остальные два типа кор выветривания относительно слабо выражены, и в них пока не выявлены ценные полезные ископаемые. Поэтому они привлекали меньшее внимание, и изучены еще слабо. Переходим к описанию этих трех геологических типов кор выветривания.

Таблица 1

Элювиальные горизонты на поверхностях размыва внутри осадочного платформенного чехла Урало-Сибирской эпигерцинской платформы

	Возраст горизонта	Восточный склон Южного Урала	Тургайский прогиб	Казахский щит
Миоцен	Средний и верхний миоцен			—
	Нижний и средний миоцен			Красный (верхнемиоценовый) элювий на глинах аральской свиты (до 1—2 м)
	Средний и верхний олигоцен	Пестроцветный «бейделлитовый» элювий (верхней половины верхнего олигоцена) на песчаных бобовых железняках верхнего олигоцена Орь-Илекского водораздела (до 5—6 м)		
Палеоген	Нижний олигоцен		Каолиновый (средне-олигоценовый) элювий на глинах чеганской свиты (Бер, 1954; Михайлов, 1954)	
	Эоцен Палеоцен			Галлуазитовый (верхней половины верхнего олигоцена) и каолиновый (эоцен — олигоценовый) элювий на бокситовых залежах Амангельдинского месторождения (Разумова, 1961)
	Турон — сантон			
	Сеноман			
Мел	Апт—альб	Белый каолиновый (дотуронский) элювий на бокситовых залежах альбского возраста восточного склона Южного Урала (до 5—6 м) (по А. Г. Черняховскому)		
	Неоком			
	Средняя юра	Пестроцветный гидрослюдистый элювий на угленосных отложениях бат — байоса Орской депрессии (по А. Г. Черняховскому) до 10 м	Пестроцветный глинистый элювий на триас-юрских угленосных отложениях (по Г. Ф. Крашенинникову)	Пестроцветный глинистый элювий на угленосных юрских отложениях

	Возраст горизонтов	Восточный склон Южного Урала	Тургайский прогиб	Казахский щит
Юра	Рэт — лейас	Каолиновый (до-среднеюрский) элювий на отложениях рэт-лейаса Орской депрессии (по А. Г. Черняховскому) до 5—6 м		
	Палеозой	Мощная кора выветривания на породах палеозойского складчатого основания (до 50 м и более)		

Коры выветривания складчатого основания платформ

Характерной особенностью кор выветривания складчатого основания платформ является длительное их развитие, огромные по площади области распространения и исключительно большая мощность. Такие коры достигают мощности 50—100 м и более и имеют сложный, дифференцированный на горизонты профиль первично или вторично зонального строения. Развивались такие коры на платформах на начальных этапах их формирования, предшествуя образованию осадочного платформенного покрова. В соответствии с этим на Русской платформе время образования мощной коры выветривания падает на рифейское и дорифейское время, а на Урало-Сибирской эпигерцинской платформе на триас-юрское.

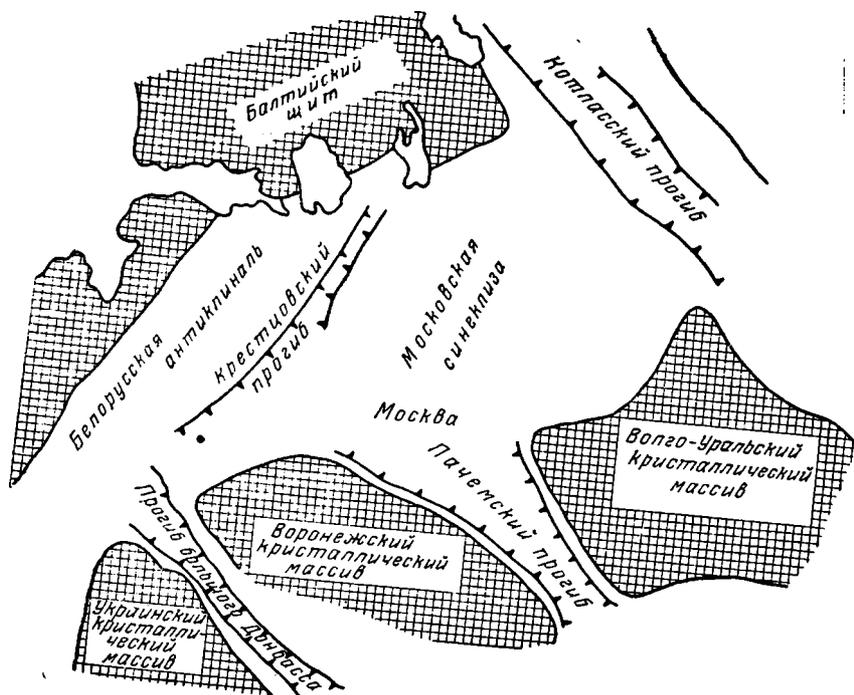
В. П. Казаринов (1958), в отличие от авторов связывает образование мощных кор выветривания не с началом платформенного, а с концом геосинклинального осадконакопления. Но с точкой зрения В. П. Казаринова трудно согласиться, так как коры выветривания развиваются на самых разнообразных по возрасту породах складчатого основания платформ, т. е. отделены от геосинклинального цикла осадконакопления длительным перерывом. Так, например, на Урало-Сибирской эпипалеозойской платформе триас-юрская кора выветривания развита на всех породах палеозоя вплоть до кембрия включительно одинаково как на каледонском, так и на герцинском основании. Вместе с тем ее очень трудно оторвать от триас-юрского осадконакопления, с которым она тесно связана и часто синхронична последнему.

Следовательно, мощные коры выветривания складчатого геосинклинального основания платформ являются типичными платформенными образованиями, базальными формациями осадочного платформенного чехла.

Закономерная приуроченность мощных кор выветривания к подошве осадочного платформенного чехла объясняется особыми тектоническими условиями ранних стадий развития платформ. Для типичных платформ, не испытывавших так называемой «активации», характерны условия равнины то затопленной морем, то слегка приподнятой. Однако такой рельеф, указывающий на слабую дифференцированность тектонических движений, характерен лишь для более поздних стадий развития платформ.

Результаты глубокого бурения показали, что на ранней стадии развития Русская платформа была разбита крупными разломами с образованием рвов (фиг. 1), в которых накапливались мощные рифейские отложения, и разделяющих эти рвы широких и плоских поднятий (Новикова, 1959, 1960). Эти поднятия, выраженные в рельефе приподнятыми плато, по-видимому, и являются наиболее благоприятными формами для развития мощной коры выветривания.

Прежние представления (Гинзбург, 1947; Страхов, 1960; Разумова, 1956, Петров, 1958; Казаринов, 1958) о развитии коры выветривания на пенепленах в условиях тектонического покоя в настоящее время не подтверждаются. В условиях пенеплена при достаточно влажном климате действительно создаются условия для интенсивного выветривания и сохранения продуктов выветривания на месте. Однако развитию процесса



Фиг. 1. Схема структуры Русской платформы конца рифейского времени (по А. С. Новиковой, 1959)

на глубину будет препятствовать высокий уровень грунтовых вод, вызванный влажным климатом и слабым стоком. Иные условия создаются на медленно поднимающихся плато. Интенсивный размыв, препятствующий сохранению продуктов выветривания, будет характерен лишь для бортовых частей этих плато, а глубокие долины обеспечат сток грунтовых вод и их низкий уровень в центральных частях плато, где эрозия будет предельно мала. По-видимому, только таким образом можно объяснить то, что на Русской платформе, например, в районе Кривого Рога, по отдельным трещинным зонам процессы выветривания проникли в фундамент платформы на глубину свыше 1000 м. Только большой региональный размах рельефа мог обеспечить такую глубокую циркуляцию грунтовых вод. Большой размах рельефа в это время устанавливается по обилию грубообломочных пород в рифейских отложениях.

На Урало-Сибирской (Тургайской) эпипалеозойской платформе ранние стадии ее развития проанализированы А. Л. Яншиным (1955). Они несколько отличаются от тех, которые наблюдаются на древних платформах, но и здесь создавались обширные слабо поднимающиеся плато, благоприятные для образования мощной коры выветривания. Развитие мощных кор выветривания на приподнятых и расчлененных разломами пенепленах особенно наглядно видно на Южно-Американской (Бразилия), Африканской (Гвинея и др.), Индийской (Деканское плато) и

Австралийской платформе. Таким образом, пенеппенизация лишь подготавливает условия, необходимые для формирования кор выветривания, но развиваются коры выветривания на глыбовых поднятиях, обеспечивающих глубокий дренаж грунтовых вод. На таких приподнятых плато эрозия идет по рекам, а основные водораздельные пространства не затрагиваются размывом. На них и формируется мощная кора выветривания. В этом отношении мощная кора выветривания требует тех же условий, которые необходимы для развития глубокого карста. Поэтому нельзя считать правильной точку зрения В. П. Казаринова в том (1958, стр. 40), что кора выветривания возникает на пенеппенах в условиях не благоприятных для возникновения карста.

Образование кор выветривания на скадчатом фундаменте платформ не ограничивается периодом, предшествующим накоплению осадочного платформенного чехла. На щитах (Балтийский щит, Казахский щит и др. и некоторые платформенные поднятия другого типа, как, например, Уральское), представляющих собой пологие поднятия, испытывающие медленный подъем, кора выветривания продолжает развиваться с некоторыми перерывами на всем протяжении дальнейшей истории развития платформ, так как здесь, в условиях приподнятого плато, кора, не будучи перекрыта сплошным осадочным покровом в течение многих геологических эпох, подвергается неоднократным преобразованиям и изменениям.

Благодаря длительному развитию, коры выветривания областей поднятий постоянно несут следы многочисленных наложенных процессов выветривания и обнаруживают связь с более молодыми отложениями вплоть до отложений третичного возраста. Примером могут служить наиболее хорошо изученные коры выветривания Казахского нагорья (Шлыгин, 1936; Никифорова, 1956; Еремин и Корин, 1952; Разумова, 1956, 1958; Лисицина 1958, 1959; Михайлов, 1956 и др.) и восточного склона Южного Урала (Гинзбург, 1946; Гинзбург и Рукавишникова, 1951; Кротов, 1942, 1945; Никифорова, 1948; Разумова, 1945; Петров, 1948; Сигов, 1957; Вахрушев, 1949; Корин, 1952 и т. д.), для которых установлена целая серия разновозрастных профилей, образовавшихся на древней коре выветривания палеозойских пород, в связи с изменением климата во времени. Так, например, ход процессов последовательного изменения серпентинитов Кемпирсайского гипербазитового массива Южного Урала, вероятно, происходил следующим образом:

1. Верхний триас ^{и юра} а) образование обеленных выщелоченных серпентинитов с магнезитовой зоной в основании; б) превращение верхних горизонтов выщелоченных серпентинитов в нонтрониты; в) разложение верхних горизонтов нонтронитов с образованием красных полосчатых охр. На этом заканчивается формирование так называемого основного нонтронитового профиля коры выветривания серпентинитов, состоящего из трех зон, сменяющих друг друга вверх по разрезу; выщелоченные серпентиниты — нонтрониты и охры.

2. Средний альб. Размыв коры выветривания с образованием залежей бокситов и красных бобовых железняков.

3. Сеноман. Образование в коре выветривания гнезд и жил красного железняка, в связи с выносом окислов железа при обелении бокситов и бобовых железняков среднеальбского возраста.

4. Верхний мел — эоцен. Морская трансгрессия, захватившая массив главным образом в маастрихтское и кампанское время. Основная регрессия в верхнем эоцене.

5. Средний олигоцен. Размыв морских отложений с образованием эрозионных депрессий, выполненных переотложенными продуктами коры выветривания (перемытые нонтрониты и охры). Образование в коре

выветривания у поверхности размыва горизонтов доломитизированных, кремневых и опализованных пород.

6. Верхняя половина верхнего олигоцена. Превращение вскрытых эрозий нонтронитизированных серпентинитов в пестроцветный, «бейделлитовый» элювий.

7. Неоген — четвертичное время. Незначительные изменения. Образование в коре выветривания серпентинитов нескольких карбонатных горизонтов и побурение пород близ поверхности.

Из приведенных данных вытекает, что образование мощных зонально построенных кор выветривания очень сложный и длительно развивающийся процесс, и притом многократно возобновляющийся. В результате определение возраста коры выветривания приобретает условный характер. Возраст коры выветривания обычно датируется по времени

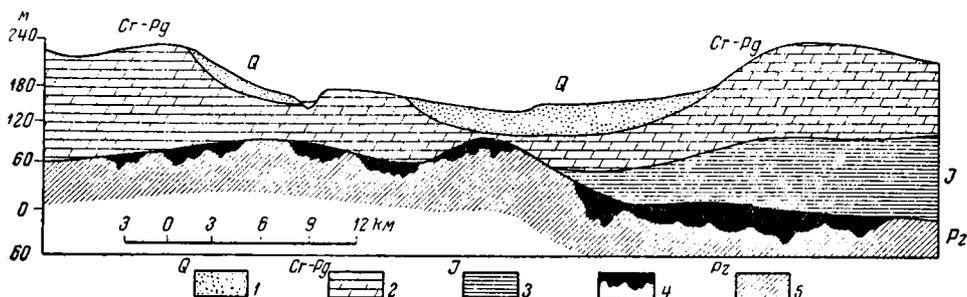


Рис. 2. Характер залегания древней коры выветривания в основании осадочного платформенного чехла. Схематический разрез через Тургайский прогиб, южнее ст. Кушмурун; (по Михайлову и Петровской, 1959).

1 — четвертичные отложения; 2 — мел — палеоген; 3 — юра; 4 — кора выветривания; 5 — поверхность палеозойского фундамента

формирования ее основного профиля. Так, например, возраст коры выветривания восточного склона Южного Урала считается триас-юрским, хотя профиль ее видоизменялся в течение всего мезозоя и кайнозоя.

В синеклизах в отличие от щитов коры выветривания оказались более или менее быстро погребенными. Поэтому коры выветривания, залегающие под осадочным чехлом синеклиз, хотя и сильно размыты (фиг. 2), но сохранились в относительно мало измененном виде, так как в значительно меньшей степени подвергались воздействию более поздних процессов выветривания. Примером может служить дорифейская кора выветривания Московской синеклизы, перекрытая гдовскими или редкинскими отложениями. Поскольку формирование синеклиз представляет собой длительный, развивающийся во времени процесс, то коры выветривания и здесь погребались не сразу и притом не одновременно на всей территории. Поэтому и в синеклизах коры выветривания складчатого основания нередко также несут следы тех или иных наложенных процессов выветривания. Такие процессы хорошо устанавливаются, например, в нижнемезозойской коре выветривания Тургайского прогиба. Тургайский прогиб начал формироваться как область аккумуляции с мелового времени, но прогибанием в мелу была захвачена только осевая часть синеклизы и только в эocene и нижнем олигоцене прогибание распространилось на всю область Тургайского прогиба, что привело к расширению морской аккумуляции до границ Казахского щита и осевых частей Южного Урала. Поэтому здесь нижнемезозойская кора выветривания подвергалась воздействию наложенных процессов выветривания как ниже-, так и верхнемелового возраста и только в период кампан-маастрихтской и палеогеновой трансгрессии древняя кора выветри-

вания была погребена под осадками и потому прекратила свое дальнейшее развитие. Доказательством служат разновозрастные профили кор выветривания Тургайского прогиба, описанные Б. М. Михайловым и Т. С. Петровской (1959) (табл. 2).

Особую группу наложенных образований представляют продукты вторичной минерализации, часто возникающие на контакте коры выветривания с покрывающими ее отложениями и в базальных частях последних. Условия залегания ясно показывают, что эти продукты образовались уже после того, как кора выветривания была полностью или частично погребена. Частично они связаны с процессами выветривания,

Таблица 2

Профили разновозрастных кор выветривания Тургайского прогиба
(по Михайлову и Петровской, 1959)

	Дююрская	Доальбская	Допалеогеновая
Покровные осадочные отложения	—	—	Осадочные бобовые бокситы (2—5 м)
Зоны коры выветривания	—	Обеленная каолиновая зона (с сидеритом) (5—10 м)	Гиббсит-каолининовая зона с Al—Fe бобвинами (3—5 м) Зона красных каолинов (10—12 м)
	Монтмориллонитовая зона (5—10 м)	Монтмориллонитовая зона (8—15 м)	Монтмориллонитовая зона (5—15 м)
	Зона карбонатизированных базальтов (2—4 м) Зона хлоритизированных базальтов (3—5 м)	Зона хлоритизированных эффузивов (10—15 м)	—
Материнские породы	Оливиновые базальты	Основные порфириты и базальты	Туфы андезитового состава

а частично, несомненно, относятся уже к катагенезу. В синеклизах и на погребенных щитах под покровом осадочных толщ развиты преимущественно вторично карбонатизированные, сидеритизированные и пиритизированные породы, образовавшиеся в результате инфильтрации растворов сверху из покровных отложений. Примером может служить кора выветривания Воронежского кристаллического массива, перекрытая среднедевонскими и более молодыми отложениями (Никитина, 1960; Калинин, 1960 и др.) или нижнемезозойская кора выветривания Тургайского прогиба, залегающая под осадками юрского и мелового возраста (Михайлов и Петровская, 1959).

Вторичные горизонты цементации, развитые в корях выветривания на щитах, под покровом переотложенных продуктов коры выветривания, имеют несколько иной состав и представлены преимущественно вторично ожелезненными, опализованными, окремнелыми или карбонатизированными породами. Своеобразный состав вторичных горизонтов цементации на щитах связан с особенностями их генезиса.

На щитах в периоды аккумуляции континентальных осадков, в связи с поднятием уровня грунтовых вод горизонты цементации перемещались

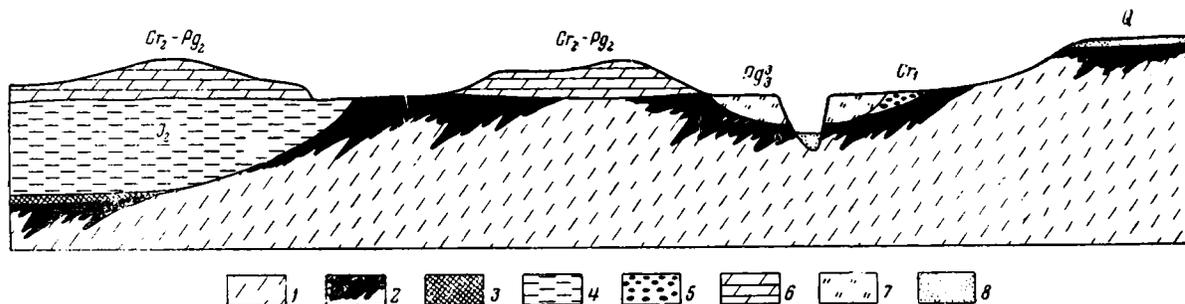
из коры выветривания в подошву осадочных отложений, выполняющих эрозионные котловины (фиг. 3), но горизонт грунтовых вод по-прежнему продолжал питаться продуктами выноса из коры выветривания. Поэтому горизонты цементации здесь часто имеют состав идентичный иллювиальным горизонтам коры выветривания. Так, например, в коре выветривания серпентинитов Кемпирсайского массива в основании среднеолигоценовых песков часто развивается горизонт окремнения. Причем процессом окремнения захвачены как пески среднего олигоцена, так и подстилающие их нонтронитизованные серпентиниты. В песках развиваются «караван» сливных кварцитовидных песчаников, а в нонтронитизированных серпентинитах — глыбы оливково-зеленых кремнистых пород (окремненные нонтронитизованные серпентиниты) с характерной неровной бугристой поверхностью, разбитой трещинами усыхания. Однако горизонты вторичной минерализации возникали на щитах не только в результате бокового приноса растворов из коры выветривания, но так же, как и в синеклизах и в результате инфильтрации растворов сверху из покровных отложений. Инфильтрационного типа глинистые прожилки различного состава, импрегнирующие верхние горизонты коры выветривания, описаны В. К. Ереминым и И. З. Кориным (1952), Д. П. Сердюченко (1953), Б. П. Кротовым (1942), А. П. Никитиной (1958) и многими другими.

Частая приуроченность продуктов вторичной цементации и инфильтрации к кровле рыхлых продуктов коры выветривания связана с тем, что кора выветривания, сложенная существенно глинистыми породами, является хорошим водоупором.

Древние коры выветривания щитов в период своего развития, в связи с дифференциальными движениями в области платформ, подвергались размыву. Поэтому с корами выветривания щитов постоянно ассоциируются очень своеобразные, разнообразного возраста осадочные породы озерного, делювиального и аллювиального генезиса (фиг. 4), представляющие собой продукты ближнего перемыва древней коры выветривания (Казаринов, 1958; Разумова, 1961). Размыв коры выветривания с образованием переотложения продуктов, и также вынос растворимых компонентов происходит как во время основного этапа развития коры выветривания, так и позднее, потому что коры выветривания на щитах в связи с поднятиями в некоторые эпохи начинали заново выщелачиваться, а иногда размываться. С размывом кор выветривания связано образование ряда месторождений полезных ископаемых: бокситы, оолитовые железные руды, вторичные каолины, рассыпные месторождения и пр. (Архангельский, 1937; Страхов, 1960; Казаринов, 1958; Никифорова и Разумова, 1959; Веклич и др. 1960; Корякин, 1961; Херасков и др., 1960 и др.). Мощные коры выветривания возникают на платформах, как правило, один раз, так как, по-видимому, лишь на начальных стадиях развития платформ возникают благоприятные для этого процесса тектонические условия.

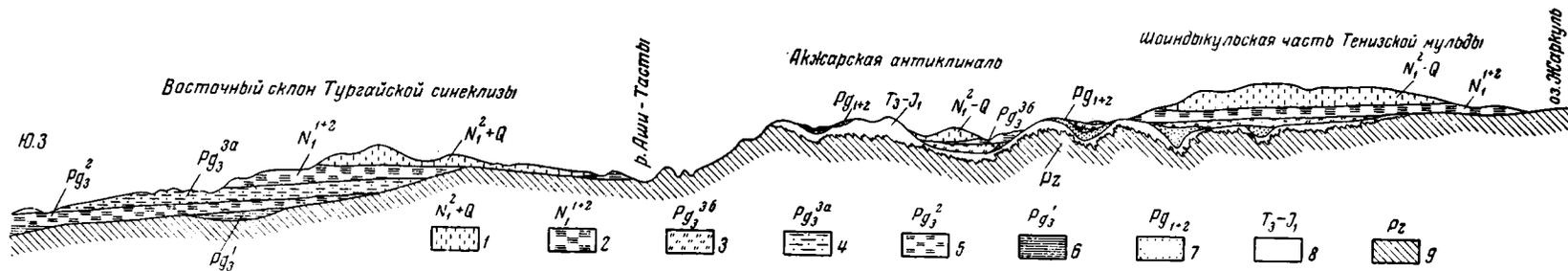
Имеющиеся в литературе высказывания о многократном развитии кор выветривания основаны на неправильном определении их возраста, по возрасту покрывающих кору выветривания осадочных пород. Последними могут быть значительно моложе возраста коры выветривания.

Континентальные отложения, залегают на щитах не сплошным покровом, а выполняются в коре выветривания впадинами эрозионного и тектонического происхождения и часто имеют небольшую мощность, поэтому выветриванием нередко оказываются захвачены одновременно как рыхлые продукты древней коры выветривания, так и осадочные породы. Например, на восточном склоне Южного Урала на границе олигоцена и миоцена наблюдается одновременное развитие бейделлитового элювия как на нонтронитизованных гипербазитах древней триас-юрской коры



Фиг. 3. Взаимоотношения коры выветривания с морскими (покров) и континентальными (эрозионные котловины) мезо-кайнозойскими отложениями на Орь-Илекском водоразделе.

- 1 — гипербазиты и другие породы палеозоя (Pz); 2 — кора выветривания (T_3-I_1); 3 — рет-лейасовые отложения (T_3-I_1); 4 — юрские отложения (I_2); 5 — бокситоносные отложения (Cr_1); 6 — морские отложения мела и палеогена (Cr_2-Pg_2); 7 — пестроцветные глины палеогена (Pg_3); 8 — четвертичные суглинки (Q)



Фиг. 4. Характер залегания древней коры выветривания палеозойских пород и связанных с ней продуктов перемыва в области Казахского щита и на склоне к Тургайскому прогибу.

- 1 — плиоцен — четвертичные отложения (N_1^2-Q); 2 — зеленые глины миоцена (N_1^{1+2}); 3 — пестроцветные глины верхнего олигоцена (Pg_3^{3b}); 4 — каолиновые глины и пески верхнего олигоцена (переотложенная кора выветривания) Pg_3^{3a} ; 5 — глины и алевроиты среднего олигоцена (Pg_3^2); 6 — зеленые листоватые глины морского палеогена (Pg_3^1); 7 — бокситоносные отложения нижнего и среднего эоцена (Pg_{1+2}); 8 — кора выветривания пород палеозоя (T_3-I_1); 9 — породы палеозоя (Pz)

выветривания, так и на покрывающих их бобовых железняках наурзумской свиты верхнего олигоцена.

Таким образом, под влиянием наложенных процессов выветривания видоизмененными оказываются не только породы коры выветривания складчатого основания щитов, но и связанные с ними осадочные породы, являющиеся продуктами переотложения коры выветривания. При этом в зону выветривания нередко оказываются включенными и рудные залежи, связанные как с самой корой выветривания, так и с продуктами переотложения. Наложённые процессы выветривания нередко приводят к интенсивной переработке рудных тел. Примером может служить разубоживание силикатно-никелевых руд коры выветривания гипербазитов Южного Урала и бокситовых залежей Казахского нагорья в условиях бейделлитового типа выветривания верхней половины верхнего олигоцена (Разумова, 1961). В первом случае образуется лишенный никеля пестроцветный бейделлитовый (монтмориллонитово-каолинитовый) элювий, во втором — высококачественные огнеупорные глины галлуазитового состава.

Продукты выветривания сносились со щитов в синеклизы, но здесь они, как правило, залегают уже не на коре выветривания, а среди пород осадочного платформенного чехла, т. е. оторваны от коры выветривания пространственно, а нередко и по времени образования. Переотложенные продукты коры выветривания синеклиз также являются носителями полезных ископаемых. Примером могут служить залегающие на верхнем девоне сухарные каолиновые глины и бокситы нижнего карбона северо-западного крыла Московской синеклизы и Прионежья. Те и другие обязаны своим происхождением сносу продуктов выветривания с Балтийского щита (Винокуров, 1959; Афанасьев и Ермолаев, 1958; Швецов, 1937; Соколов, 1940 и др.).

При трансгрессиях моря в прибортовые части синеклиз переотложенные продукты коры выветривания поступали и в морской бассейн, где накапливались, приводя к обогащению прибрежных морских осадков кварцевым песком и каолиновым материалом или продуктами выноса из коры выветривания. Примером могут служить каолиновые глины, залегающие среди девонских отложений Русской платформы по окраинам Воронежского массива (Ратеев, 1956), или продукты выноса из коры выветривания — прослой опок и цеолитовых пород, среди морских отложений палеогена Русской платформы (Шамрай, 1952) и Тургайского прогиба (Казаринов, 1958; Никифорова, 1956). Таким образом, *мощные коры выветривания щитов являются на платформах постоянными мощными источниками обломочного материала.* Собственно с их размытием и связано накопление на платформах осадочных толщ олигомиктового состава — автохтонных формаций платформ (Никифорова и Разумова, 1959, Разумова, 1961), включающих залежи бокситов, огнеупорных глин, вторичных каолинов, железных руд, титановых россыпей и других полезных ископаемых.

Трещинные коры выветривания

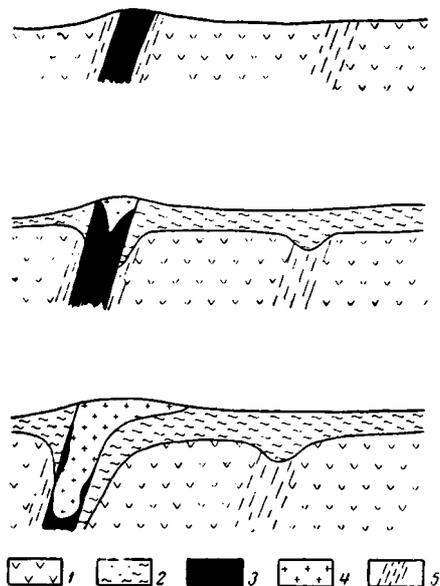
С площадной корой выветривания основания платформенного чехла тесно связаны особые трещинные коры. При разделении на геологические типы их следует рассматривать как особую разновидность коры выветривания первого типа. По морфологии и составу такие коры настолько своеобразны, что заслуживают самостоятельного описания.

На Урале при изучении силикатно-никелевых месторождений, связанных с корой выветривания гипербазитов, еще в 1932 г. Д. Г. Ульяновым было выделено три генетических типа силикатно-никелевых месторождений: 1) покровный или халиловский (влювиальный плащ, сложен-

ный преимущественно глинистыми продуктами выветривания; 2) трещинный или Аккермановский (продукты выветривания зоны тектонического дробления с преобладающим развитием продуктов цементации) и как подтип 3 контактовый или среднеуральский (приуроченный к тектоническим контактам серпентинитов с известняками (Ульянов и др., 1937).

В дальнейшем эта классификация никелевых месторождений коры выветривания и легла в основу предложенного И. И. Гинзбургом (1939, 1946, 1957) деления кор выветривания: на площадный и линейный типы. Однако в последнее время линейными корами часто стали называть и карманы коры выветривания, вытянутые вдоль контактов и трещинных зон. Тогда как между этими двумя типами кор выветривания существуют глубокие генетические различия. Площадный тип коры выветривания развивается выше и на уровне грунтовых вод, т. е. связан с зоной фильтрации атмосферных осадков (первичные каолины Украины, силикатно-никелевые месторождения Кемпирсайского гипербазитового массива Южного Урала и т. д.). Трещинные коры выветривания развиваются ниже подошвы коры выветривания площадного типа, т. е. ниже зоны интенсивной циркуляции грунтовых вод, в тектонически раздробленных зонах, лежащих иногда уже в зоне ослабленного водообмена. В соответствии с этим продукты цементации имеют здесь доминирующее значение.

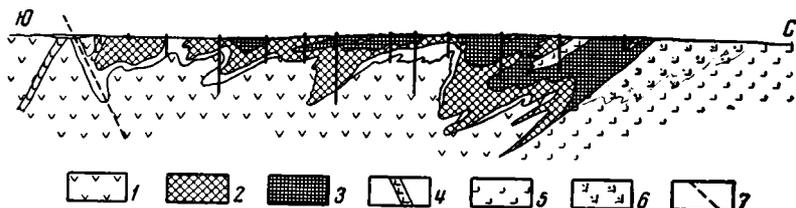
В горизонтально лежащих осадочных толщах имеется обычно несколько приуроченных к водупорам водоносных горизонтов. Тогда как в массивных трещиноватых породах водоносный горизонт располагается в основании зоны поверхностной трещиноватости (Плотников, 1949). В массивных трещиноватых породах (водопроницаемых по трещинам) количество трещин с глубиной резко падает, и на известной глубине образуется водупор, который имеет расплывчатые очертания и примерно повторяет рельеф поверхности плато: повышается к водоразделам и снижается к долинам. Эта картина нарушается присутствием повышенно трещиноватых зон, приуроченных к контактам секущих даек и контактам с породами иного состава. Поэтому вдоль таких зон в связи с погружением водупора в зоне фильтрации грунтовых вод возникают глубокие элювиальные карманы (фиг. 5 и 6). Но если трещиноватая зона носила характер зоны дробления, с тектонически открытыми трещинами, то эта зона превращалась в место спуска поверхностных вод, т. е. в зону глубинного стока. Такие зоны глубинного стока особенно характерны для крупных тектонических нарушений. К таким трещиноватым зонам часто приурочены речные долины и цепочки озерных котловин. В этом случае возникают условия благоприятные для стока вод вглубь трещиноватой зоны с прилегающих площадей, иногда со смешением вод различного состава. В результате зона дробления



Фиг. 5. Развитие монтронитового кармана вдоль габбро-диабазовой дайки на Кемпирсайском гипербазитовом массиве (Южный Урал).

1 — выщелоченные серпентиниты; 2 — монтрониты; 3 — габбро-диабазовая дайка; 4 — каолинизированный габбро-диабаз; 5 — зоны дробления

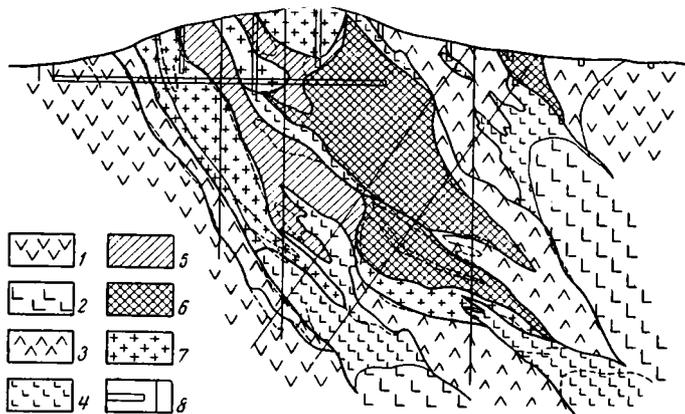
превращалась в зону интенсивного выщелачивания, окисления и цементации. Примером трещинных кор могут служить зоны глубинного окисления и выщелачивания Криворожского железнорудного бассейна (Коржинский, 1956; Белевцев, Епатко и Стрыгин, 1959 и др.), горы Магнитной (Буданцев, 1957), а также зоны выщелачивания и цементации



Фиг. 6. Карман рыхлых продуктов выветривания гипербазитов на контакте с габброидами подошвы Кемпирсайского массива.

1 — выщелоченные серпентиниты; 2 — нефелиниты; 3 — охры; 4 — габбро-диабазы; 5 — габбро-амфиболиты; 6 — монтмориллонитизированные и каолинизированные габбро-амфиболиты; 7 — сброс

Аккермановского никелевого месторождения Южного Урала и никелевых месторождений Уфалейского района. По данным Я. Н. Белевцева и др. (1959), в Кривом Роге глубинные зоны окисления связаны с зонами повышенной проницаемости пород: узлами поперечной складчатости, с

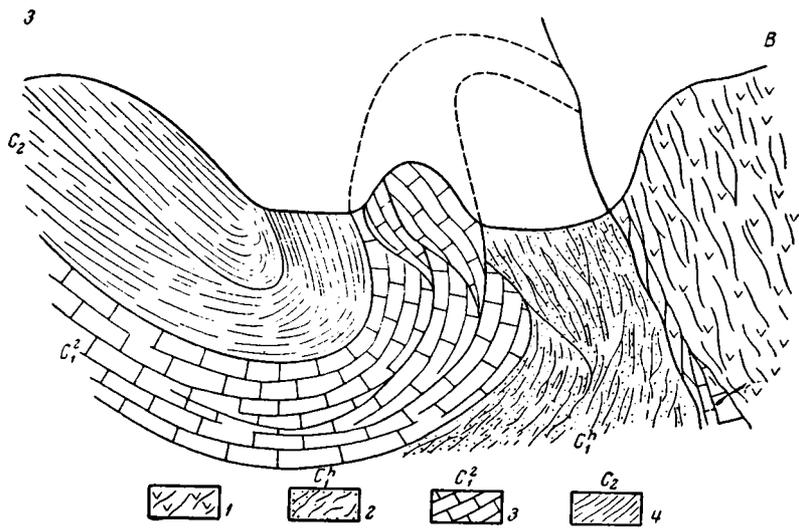


Фиг. 7. Строение Аккермановского никелевого месторождения (по Г. С. Грицаенко и Н. П. Хераскову).

Серпентиниты: 1 — перидотитовые, 2 — дунитовые, 3 — выщелоченные перидотитовые, 4 — выщелоченные дунитовые, 5 — сильно выщелоченные, разрыхленные, 6 — сетчато-минерализованные, 7 — охристо-кремнистые, 8 — горные выработки и скважины

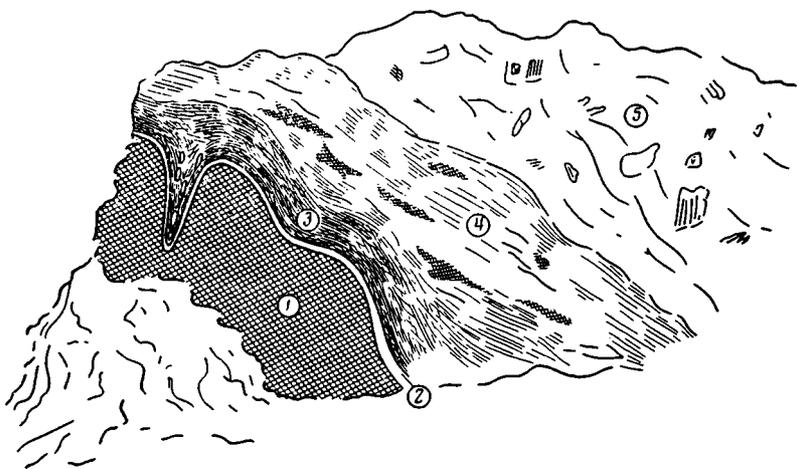
контактами пород верхней и средней свит (криворожской серии) и зонами разрывных нарушений. На Южном Урале, по Н. А. Буданцеву (1957), зоны глубокого выветривания приурочены к глыбовым разломам. Аккермановское никелевое месторождение по Д. Г. Ульянову и др. (1937), локализуется вдоль крупного тектонического нарушения, представленного широкой полосой тектонических брекчий и сильно перетертых и измененных пород. Главная плоскость разлома имеет крутое (около 80°) восточное падение и, по-видимому, носит характер надвига с небольшой амплитудой. Оруденение локализуется в тектонической трещиноватой зоне (фиг. 7) и уходит на глубину порядка 150 м. Различ-

ные по структуре и минеральному составу руды залегают в виде вытянутых в меридиональном направлении полос, совпадавших с общим направлением линии разлома. На Ново-Айдырлинском месторождении



Фиг. 8. Схема строения Ново-Айдырлинского никелевого месторождения (по Н. П. Хераскову).

1 — рассланцованные серпентиниты; 2 — брекчии сланцев угленосной свиты (C_1^2); 3 — известняки (C_1^1); 4 — айдырлинские сланцы, переходящие в брекчию (C_2)



Фиг. 9. Минеральные выделения на контакте с известняками в разрушенных до глины тектонических брекчиях пород карбона. Ново-Айдырлинское никелевое месторождение Южный Урал.

1 — доломитовая мука; 2 — каемка голубого галлуазита; 3 — зона ожелезнения; 4 — выветрелые до глины тектонические брекчии с сульфидами; 5 — выветрелые до глины; **никелевое месторождение, Южный Урал. Тектонические брекчии.**

(фиг. 8) и в Уфалейском районе такие зоны разлома прошли по контакту серпентинитов с известняками. Поэтому известняки сильно закарстованы, часто доломитизированы (Новый Айдырля) и несут на поверхности корки различных минеральных выделений в том числе никелевых силикатов (фиг. 9).

В трещинных зонах, в отличие от кор выветривания площадного типа процессы выщелачивания и аккумуляции развиваются в одних и тех же породах. Интенсивная минерализация в таких трещиноватых зонах обусловлена поступлением растворимых компонентов сверху из коры выветривания площадного типа, боковым привнесом и выщелачиванием самих пород зоны дробления. Так, например, на Аккермановском никелевом месторождении к продуктам катагенеза, по-видимому, относятся сетчато-карбонатизированные серпентиниты, а к продуктам выноса из коры выветривания штокверковые руды — выщелоченные серпентиниты с прожилками гарньерита и никелевого сепиолита (Ульянов и др., 1937). Однако разграничить продукты выветривания и катагенеза не всегда легко. К продуктам выноса из коры выветривания следует относить лишь те образования, для которых ясно, что их источником в той или иной степени являлась кора выветривания.

Мощность трещинных месторождений коры выветривания или глубинных зон окисления определяется колебаниями высотных отметок уровня грунтовых вод пенепленизированного плато и уровня долины, дренирующей плато. Судя по огромной мощности (порядка 1400 м) зоны окисления Криворожского железорудного бассейна, Кривой Рог в рифее представлял собой горстообразное высоко приподнятое плато с глубоко врезанными депрессиями типа современного Абиссинского плато с высотными превышениями более 1000 м.

Трещинные месторождения коры выветривания могли развиваться как одновременно, так и позднее развития коры выветривания площадного типа. Так, например, зоны выщелачивания и цементации Аккермановского никелевого месторождения возникли, по-видимому, позднее коры выветривания площадного типа, так как продукты глубинного выветривания резко отличаются от продуктов выветривания (нонтронитового профиля) площадной коры выветривания. Трещинная кора выветривания Аккермановского месторождения сложена выщелоченными, обохренными, окремнелыми и сетчато-карбонатизированными серпентинитами, обогащенными никелевыми силикатами. В нонтронитовом профиле коры выветривания площадного типа эти образования имеют подчиненное значение и связаны с более поздними наложенными процессами мел-палеогенового возраста. Поэтому можно думать, что продукты выветривания Аккермановского никелевого месторождения относятся к значительно более поздним образованиям, чем кора выветривания площадного типа. Реликты последней сохранились в районе Аккермановского месторождения (Гинзбург, 1939).

Из приведенных данных вытекает, что трещинные месторождения коры выветривания иногда (как, например, на Аккермановском никелевом месторождении) развиваются на более высоко приподнятых плато, чем ранее образовавшиеся коры выветривания площадного типа. В этих условиях площадная кора выветривания, по-видимому, размывалась, и процессы выветривания сосредоточивались в трещинных зонах.

В Кривом Роге и на Курской магнитной аномалии охристые и глинистые продукты выветривания в глубинных зонах окисления, по-видимому, возникли одновременно с корой выветривания площадного типа, так как имеют аналогичный с последним состав.

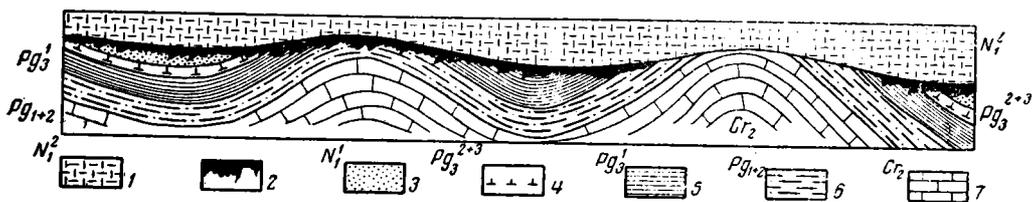
Ю. Г. Гершойг (1960) связывает образование глубинных зон окисления Криворожского железорудного бассейна с циркуляцией артезианских грунтовых вод в сложно дислоцированных толщах, возможно, в условиях высокогорного, резко отличного от современного рельефа. Участие в образовании глубоких зон окисления артезианских вод весьма вероятно, но трудно согласиться с предположением, что глубинные зоны окисления образовались в условиях высокогорного рельефа, так как в условиях Криворожского железорудного бассейна и Курской маг-

нитной аномалии глубинные зоны окисления, судя по составу их образовались одновременно с корой выветривания площадного типа, а последняя, судя по истории развития Русской платформы, могла образоваться на платформе только в условиях приподнятого пенепленизированного плато.

Исключительно большая мощность рифейской коры выветривания Кривого Рога и КМА, очевидно, обусловлена большой глубиной (по Новиковой, 1959; до 1600 м) желобообразных прогибов, прорезавших Русскую платформу в рифейское время (фиг. 1), которые и определяли исключительно большую глубину залегания уровня грунтовых вод.

Коры выветривания поверхностей размыва внутри платформенного осадочного чехла

Такие коры выветривания в отличие от кор складчатого основания платформ развиваются на слабо уплотненных осадочных породах (глинах, аргиллитах и др.) и притом преимущественно не в условиях расчлененного плато, на аккумулятивных равнинах при высоком стоянии уровня грунтовых вод. В связи с этим они имеют небольшую мощность, порядка 2—5 м, иногда 10 м. Однако там, где возникает расчлененный



Фиг. 10. Кора выветривания, образовавшаяся на границе нижнего и среднего миоцена на размывтой поверхности верхнемеловых и палеоген-миоценовых отложений. (Схематический профиль через восточную часть Устюрта, по А. Е. Шлизингеру).

1 — средний миоцен; 2 — кора выветривания; 3 — нижний миоцен; 4 — средний и верхний олигоцен; 5 — палеоцен — эоцен; 6 — палеоцен — эоцен; 7 — верхний мел

рельеф и условия отклоняются от равнины, можно ожидать более мощные коры выветривания, с хорошо развитой зоной выщелачивания. Примером может служить Орский грабен, где остаточная мощность коры выветривания на угленосных юрских отложениях достигает 10 м.

Элювиальные горизонты на поверхности размыва внутри осадочного платформенного чехла развивалась в относительно «короткий» промежуток времени, отвечающий стратиграфическому перерыву. Поэтому такие коры обычно лишены зонального строения и выражены преимущественно одним элювиальным горизонтом.

Если поверхность размыва сложена разновозрастными отложениями, то горизонт элювия легко диагностируется, так как элювиальный процесс захватывает одновременно разновозрастные отложения и сечет геологические границы (фиг. 10). Если же поверхность размыва сложена какой-нибудь одной толщей, то горизонт элювия легко принять за фациальные изменения толщи вверх по разрезу или при приближении к береговой линии (например, спутать с покраснением морских осадков в связи с обмелением бассейна).

Элювиальные горизонты поверхностей размыва легко классифицируются по минеральному составу и часто прослеживаются на больших площадях без изменения. Это связано с тем, что незначительные поднятия дна бассейна (или аккумулятивной поверхности) в области платформ вызывают осушение больших пространств и крупные регрессии моря. Поэтому на таких осушенных, слегка приподнятых равнинах

нередко развиваются коры выветривания, прослеживающиеся на пространствах, измеряемых сотнями километров. Примером могут служить красно-бурые коры на поверхностях размыва верхнеплиоценовых и нижнечетвертичных отложений, прослеженные К. В. Никифоровой на площади всей Причерноморской впадины Русской платформы.

Среди кор выветривания, связанных с поверхностями размыва внутри осадочного платформенного чехла, различаются; коры выветривания, выраженные мощным хорошо развитым элювием и коры выветривания, представленные недоразвитым элювиальным горизонтом. Коры выветривания с хорошо развитым элювием, хотя и лишены зонального строения, но по интенсивности элювиальной переработки пород и минеральному составу очень напоминают коры выветривания складчатого основания платформ. Это, по-видимому, связано с тем, что те и другие развивались в условиях достаточно влажного тропического климата. Такого типа элювиальные образования встречаются среди палеозойских, мезозойских и третичных отложений Русской и Урало-Сибирской эпигерцинской платформ. Сюда относится каолиновый элювий на синих кембрийских глинах (Копелиович, 1951) и на девонских отложениях (Афанасьев и Ермолаев, 1958; Винокуров, 1959; Гинзбург, 1947 и др.) Русской платформы; гидрослюдистый элювий на юрских угленосных отложениях Орской депрессии (по А. Г. Черняховскому), каолиновый элювий на глинах морского палеогена Тургайского прогиба (Бер, 1954; Михайлов, 1954) и т. д. К этому же числу следует пока условно отнести доживетскую кору выветривания на вулканогенных отложениях нижнего девона Минусинской котловины (Луцицкий, 1960), хотя условия здесь, по-видимому, не соответствовали типичным платформенным и пр.

Коры выветривания с недоразвитым элювием были встречены среди более молодых отложений: на плиоценчетвертичных отложениях Причерноморской впадины Русской платформы (Константинова, 1961). Это красноцветные образования, мощностью до 5—6 м, отличающиеся от материнских пород красной окраской, обусловленной присутствием красного гематитового пигмента. Кроме того, для таких кор, как и для иллювиальных глинистых горизонтов современных почв (Ярилова и Парфенова, 1957; Феофанова, 1960), характерны колломорфные выделения глинистых минералов. По своему характеру эти коры, вероятно, близки современному красноцветному элювию Чуйской синеклизы (Разумова, 1960). Коры выветривания на аккумулятивных равнинах развиваются и в настоящее время. Примером может служить современный элювий Тургайского прогиба (Михайлов и Петровская, 1959) и Чуйской синеклизы (Разумова).

Кор выветривания, связанных с поверхностями размыва, на платформах много, и, по-видимому, дальнейшее изучение пополнит их список, но вместе с тем этих горизонтов, несомненно, меньше, чем известных горизонтов размыва. Это вряд ли можно объяснить недостатком имеющих материалов. Так, например, распространенный на всей Русской платформе перерыв, предшествующий юрской трансгрессии и охватывающий средний и верхний триас и нижнюю юру, несмотря на то, что он был очень длительным и климат, по всей вероятности, был теплым и влажным, благоприятным для выветривания, до сих пор нигде достоверно не установлено развитие коры выветривания. Но существование доюрского карста свидетельствует о былом распространении здесь коры выветривания. Маломощные коры выветривания при морской трансгрессии на равнину, понятно, легко абрадируются. Поэтому нужны особо благоприятные условия для их сохранения. Для сохранения таких кор особенно важно, чтобы начало аккумуляции не сопровождалось сколько-нибудь значительным размывом, тогда коры выветривания, даже маломощные хорошо сохраняются. Так, например, в восточном

борту Тургайского прогиба охристая среднеолигоценовая кора выветривания на глинах морского палеогена хорошо сохранилась на больших площадях под осадками аллювиальной равнины верхнеолигоценового возраста. В то время как гидрослюдистый элювий на юрских угленосных отложениях Орского грабена; по данным А. Г. Черняховского, уцелел только на участках между эрозионными котловинами, выполненными континентальными третичными отложениями.

Внутриформационные коры выветривания

Внутриформационные коры выветривания развиваются на платформах внутри субаэральной-субаквальных и субаэральных толщ осадочного платформенного чехла в периоды прекращения привноса обломочного материала. Поскольку время формирования таких кор ограничено, то развиваются они еще более кратковременно, чем коры выветривания на поверхностях размыва. В соответствии с этим внутриформационные коры выражены, как правило, не хорошо развитым элювием, а более или менее ясно оформленными почвенными горизонтами с недоразвитым элювиальным горизонтом, но вместе с тем часто имеющими хорошо выраженный генетический профиль. Так, например, ископаемые почвы с хорошо сохранившимся генетическим профилем, идентичным современным почвам умеренных широт (серым лесным почвам, подзолам, черноземам и др.), описаны рядом исследователей (Крокос, 1927; Москвитин, 1950; Глазовская, 1956; Веклич, 1961 и др.) в верхне- и среднечетвертичных отложениях лёссового покрова юга Русской платформы. Сам же лёсс представляет собой породу, переработанную процессами выветривания в условиях более сухого и холодного климата (Берг, 1947; Неуструев, 1925). Далее очень своеобразные красно-бурые и коричневые почвы, сходные с красно-бурыми слабо выщелоченными почвами саванн, современных субтропиков и тропиков, описаны М. Ф. Векlichem (1961) среди нижнечетвертичных отложений Причерноморской впадины Русской платформы, на правом берегу среднего течения Днестра и Н. А. Константиновой (1961) в тех же отложениях на территории Молдавии и т. д.

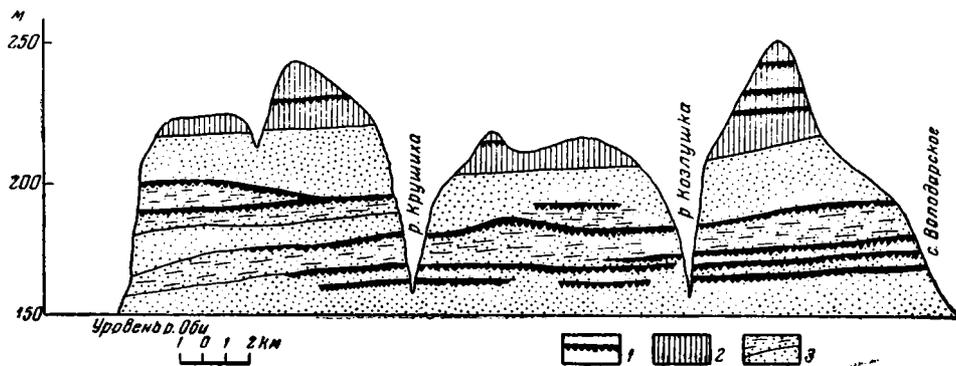
Погребенные почвенные горизонты встречаются в четвертичных и плиоценовых отложениях среди делювиальных отложений шлейфов склонов долин и речных террас и среди субаэральных суглинков водоразделов.

Ископаемые почвенные горизонты в отличие от современных почв имеют значительно большую мощность и обнаруживают более низкое содержание гумуса. Установлено, что в погребенных почвах сохраняются лишь наиболее устойчивые малоподвижные компоненты гумуса — темноокрашенные гумины (Глазовская, 1956). Необычно большая мощность погребенных почв (до 3—5 м) в ряде случаев может быть объяснена наращиванием гумусового слоя за счет намыва почвы с участков, расположенных гипсометрически выше, а также наложением почвенного процесса на процесс аккумуляции. Важной причиной большей мощности погребенных почв по сравнению с современными почвами, по-видимому, является их более длительное развитие. Известно, что скорость роста почвы в среднем составляет 3,5—4 см в 100 лет (Петров, 1948).

Погребенные почвенные горизонты встречаются также и среди осадков аллювиальной равнины. Примером может служить разрез четвертичных аллювиальных отложений Приобского плато (Ряпина, 1962) (фиг. 11).

Погребенные почвенные горизонты известны и среди более древних отложений. Так, например, Н. П. Херасковым (Вахрамеев, Пейве,

Херасков, 1936) описаны гипсовые солонцы среди меловых отложений Средней Азии, Чжан-Чжун-инь (1954) — почвенные горизонты типа каштановых почв среди красноцветов перми, Н. П. Петровым и И. В. Рубановым (1960) — латеритные почвы в разрезе нижнего мезозоя гор Сюрень-ата Приташкентского района и т. д. К этому же типу образований, по-видимому, должны быть отнесены и прослой каолиновых глин подугольных пластов угленосных толщ (Гинзбург, 1957, стр 320), представляющие собой, по всей видимости, почву болотного типа. Но чаще такие горизонты геологами не выделяются и описываются как осадочные образования. В древних толщах такие горизонты диагностируются с большим трудом, так как эпигенетически сильно изменены или трудно отделимы от продуктов катагенеза.



Фиг. 11. Погребенные почвенные горизонты в аллювиальных и субаллювиальных четвертичных отложениях степного плато верхнего Приобья (Рясина, 1962).

1 — погребенные почвенные горизонты; 2 — субаллювиальные четвертичные отложения; 3 — аллювиальные четвертичные отложения

Внутриформационные коры выветривания развиваются среди осадков субаллювиально-субаквального происхождения наподобие почв на пойме в периоды спада вод и прекращения привноса обломочного материала.

При последующем поступлении новых порций обломочного материала такие горизонты оказываются погребенными, но при новом перерыве в осадконакоплении возникают вновь, но уже на более высоком стратиграфическом уровне.

Субаллювиальные и частично субаквальные отложения эолового, пролювиального, делювиального и аллювиального генезиса нередко содержат по несколько почвенных горизонтов. Так, например, верхне- и среднетертичные суглинки Причерноморской впадины содержат до 4—5 горизонтов буроземов, а нижнетертичные суглинки до шести горизонтов красноземов.

Появление почвенных горизонтов среди субаллювиальных отложений может быть обусловлено как местными причинами, так и крупными изменениями физико-географической обстановки и условиями седиментации. Так, например, почвенные горизонты четвертичного лёссового покрова юга Русской платформы большинство геологов связывают с межледниковыми эпохами (Москвитин, 1950), т. е. с изменениями климатических условий от более суровых к более теплым и влажным. Это доказывается как стратиграфической выдержанностью почвенных прослоев на больших пространствах, так и тем, что состав пыльцы погребенных почв резко отличается от состава пыльцы, вмещающих почвы лёссовидных пород. В погребенных почвах отмечается увеличение

содержания древесной пыли и уменьшение пыли травянистых растений.

В аллювиальных и пролювиальных отложениях появление погребенных почвенных горизонтов может быть обусловлено и местными причинами: перемещением русла реки, миграцией временных водотоков и т. д. В погребенных почвах лёссового покрова юга Русской платформы минеральные преобразования не сопровождаются изменением состава глинистого вещества и сводятся к накоплению гумуса и иногда красного железистого пигмента (красно-бурые почвы нижнечетвертичных отложений Причерноморской впадины). Но в основании профиля часто развивается ясно выраженный иллювиальный глинистый, а иногда и карбонатный горизонт.

В целом, внутриформационные коры выветривания изучены еще очень плохо. Нужно отметить, что этого типа коры интересны еще и в том отношении, что занимают промежуточное положение между корами выветривания и субаэральными и субаэрально-субаквальными отложениями. Субаэральные и субаэрально-субаквальные отложения отличаются от кор выветривания тем, что благодаря постоянному поступлению новых порций осадка горизонты выветривания в них не обособляются. Поэтому в субаэральных и субаэрально-субаквальных условиях возникают толщи равномерно или беспорядочно выветрелых пород. Примером таких толщ являются лёссы юга Русской платформы и третичные красноцветы юга Урало-Сибирской эпигерцинской платформы (Никифорова, 1960, Разумова, 1961). Но как только прекращается принос обломочного материала на достаточно длительный срок (в геологическом понимании) в субаэральных и субаэрально-субаквальных отложениях возникают почвенные горизонты — внутриформационные коры выветривания.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Сюда относятся сложные по строению третичные коры выветривания Филиппинских островов, Малайского архипелага, Вест-Индии, Новой Каледонии и т. д., во многом сходные с нижнемезозойской корой Урало-Сибирской области. По современным представлениям все эти области, часто называемые островными дугами, являются примерами ныне живущих геосинклиналиных областей, отличных от современных альпид (тектоническая карта СССР, 2-е изд.). Таким образом, несомненно, что третичные коры выветривания этих областей не могли возникнуть в платформенных условиях.

Более древние коры выветривания в геосинклиналиных областях на территории Советского Союза пока установлены только на Кавказе, где они имеют простой профиль. Необходимо отметить, что коры выветривания, известные в орогенных складчатых зонах (например, в Средней Азии), не относятся к этому типу, так как, по-видимому, возникали во время платформенной стадии развития этих областей.

Условия возникновения коры выветривания в геосинклиналиных областях, т. е. в областях с активно развивающимся сложным рельефом, представляются явлением довольно загадочным и пока достаточно не разъясненным. За отсутствием хороших описаний, пока приходится ограничиваться лишь предварительными соображениями.

По-видимому, даже мощная и сложная по строению кора выветривания образуется здесь в условиях достаточно расчлененного и активно развивающегося рельефа. Однако процессы механического разрушения и сноса продуктов выветривания сильно затруднены бурной тропической растительностью. Судя по всему, здесь следует ожидать весьма неравномерное развитие кор: мощные глинистые коры быстро сменяются на площади участками, на которых выветривание проходит только

начальные стадии, так как снос мешает нормальному ходу развития процесса.

Кора выветривания должна сочетаться с широким развитием перемытых продуктов выветривания делювиального и других типов. В известной степени это подтверждается описанием о-ва Явы, данным Бемменом (1957). Чрезвычайно важно, что в этих условиях возникают богатые бокситовые, железные (Индонезия, Вест-Индия, Филиппины, и др.) и никелевые руды (Новая Каледония, Куба и пр.), которые являются либо элементами коры выветривания, либо связаны с продуктами ее перемыва (Хардер, 1959; Страхов, 1947; 1960; Marbut, 1932; Hardy a. Rodrigues, 1939; De Vletter, 1955 и др.).

Третичные коры выветривания островных дуг являются в известной степени геосинклинальными аналогами первого типа кор выветривания платформ, так как развиваются они на поверхности резко дислоцированных и размытых слоев. Угловое несогласие с покрывающими их отложениями здесь очень велико и напоминает несогласие в основании платформенного чехла. Однако имеются и существенные отличия. В геосинклинальных условиях такие резкие несогласия приурочены к ограниченному по площади поднятиям. Кроме того, рельеф этих поднятий, вероятно, значительно отличается от тех громадных по площади выравненных плато, с которыми связано образование первого типа платформенных кор.

Аналогом второго типа платформенных кор является латеритная кора выветривания Батумского побережья. Размыв и несогласие здесь незначительны и сходны с размывами, наблюдаемыми в осадочном платформенном чехле.

Вторым примером может служить батская кора выветривания, развитая в ущелье р. Цхенис-цкали и в районе Дзирульского массива в Грузии (Дзоценидзе, 1959), на байосской вулканогенной толще. Здесь батская пестроцветная кора выветривания достигает мощности 20—30 м и местами перекрыта пестроцветной верхнеюрской толщей, в значительной степени сложенной переотложенными продуктами коры выветривания.

Принимая во внимание общие особенности геосинклинальных комплексов: свойственная им быстрая фациальная изменчивость и быстрые появления и исчезновения в них перерывов, следует думать, что площади развития геосинклинальных кор определенного возраста значительно меньше, чем площади развития некоторых платформенных кор выветривания.

Геосинклинальным аналогом кор выветривания третьего типа является кора выветривания сел. Ахалибидисеули Цулукидзевого района Грузии, развитая в виде нескольких горизонтов на некоторых прослоях базальтовых покровов свиты Мтавари туронского возраста. Г. С. Дзоценидзе (1959) предполагает, что эти горизонты коры выветривания развивались на вулканических островах, в период накопления вулканогенной свиты Мтавари, содержащей водорослевые и мшанковые рифы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Коры выветривания подразделяются на две основные группы: коры выветривания платформ и коры выветривания геосинклинальных областей.

1. Коры выветривания платформ разделяются на три типа:

а) Коры выветривания складчатого основания платформ характеризуются большой мощностью (до 50—100 м), доходящей в отдельных трещинных зонах до глубины 1400 м. Для таких кор характерен сложный, дифференцированный на горизонты профиль с первичной и вторичной

зональностью. Наряду с основным периодом длительного и интенсивного развития коры выветривания, обычно выделяются периоды позднейших интенсивных преобразований. Характерно присутствие разнообразных по составу продуктов как ближнего, так и удаленного переноса. Развитие коры выветривания носит региональный характер.

б) Коры выветривания поверхностей размыва внутри осадочного платформенного чехла характеризуются коротким периодом образования и небольшой (до 10—20 м) мощностью. Они имеют простой не дифференцированный профиль и характеризуются слабым развитием или отсутствием продуктов перемыва. Развитие кор выветривания также носит региональный характер.

в) Внутриформационные коры выветривания представлены обычно несколькими горизонтами выветривания, которые имеют короткий период образования и профиль плохо отделимый от вмещающих субаэриальных осадков. Продукты перемыва практически неотличимы от задетых выветриванием пород. Развитие такого типа кор может иметь местный характер.

2. Коры выветривания геосинклинальных областей также представлены тремя типами, которые в известной степени аналогичны платформенным типам кор выветривания. Здесь различаются:

а) Коры выветривания, связанные с крупными перерывами, сопровождаемые значительными угловыми несогласиями. Насколько можно судить по имеющимся материалам, этот тип во многом сходен с корами выветривания складчатого основания платформ. Но рельеф подошвы коры выветривания здесь еще сложнее, а профиль менее постоянен. Продукты размыва и переотложения, по-видимому, имеют еще большее значение. Можно думать, что вторичная зональность в профиле выветривания здесь развита гораздо слабее, а период образования коры значительно короче.

б) Коры выветривания, связанные с незначительными перерывами в разрезе (угловые несогласия слабые или отсутствуют). Судя по немногим примерам коры выветривания этого типа сходны со вторым платформенным типом кор выветривания, но отличаются меньшей областью распространения и иногда имеют лишь местное значение. Продукты размыва, связанных с такими корами, может быть незначительно больше, чем в эквивалентном типе на платформах. Они развиваются на поднятиях, а в прилегающих прогибах скапливаются продукты перемыва.

в) Внутриформационные коры выветривания в геосинклинальных областях начинают только выявляться. Горизонты выветривания развиваются здесь не только по осадочным породам, но и по вулканогенным образованиям. Вместе с тем распространение внутриформационных геосинклинальных кор ограничено слабым развитием континентальных отложений в геосинклинальных сериях.

В геологической литературе кору выветривания иногда выделяют в виде особой формации и связывают ее с платформами (Страхов, 1960; Казаринов, 1958; Гинзбург, 1961; Никифорова, Разумова, 1959 и др.). Приведенный выше материал убедительно показывает, что эти представления в значительной степени уже устарели.

Прежде всего отметим, что, очевидно, нельзя говорить об одной формации коры выветривания. Коры выветривания появляются как в платформенных, так и в геосинклинальных условиях, причем в обоих случаях в условиях, характеризующих разные стадии развития этих структур. Таким образом, какой-то единой формации коры выветривания заведомо не существует.

Еще важнее, что, рассматривая формацию как закономерный парагенезис пород, нельзя отделять кору выветривания от продуктов ее перемыва.

Таблица 3

Характеристика геологических типов кор выветривания

Геологические типы	Мощность, м	Профиль	Условия образования	Характерные особенности	Примеры
Коры выветривания складчатого основания платформ	До 50—100, в трещинных зонах до 1500	Сложный, дифференцированный на горизонты с первичной или вторичной зональностью	На медленно поднимающихся пенепленизированных плато, в условиях глубокого дренажа грунтовых вод	Имеют большое региональное распространение Сопровождаются разнообразными по составу продуктами как ближнего, так и удаленного переноса Широко развиты вторичные, наложенные процессы	Древние коры выветривания Русской, Скифской, и Урало-Сибирской эпигерцинской платформ
Элювиальные горизонты на поверхностях размыва внутри осадочного платформенного чехла	До 10—20	Простой не дифференцированный на горизонты	На аккумулятивных равнинах при высоком стоянии грунтовых вод	Имеют региональное распространение Характерно слабое развитие или отсутствие продуктов размыва	Каолиновый элювий на синих кембрийских глинах и девонских отложениях Русской платформы; пестроцветный гидрослюдистый элювий на юрских угленосных отложениях Урало-Сибирской эпигерцинской платформы и пр.
Внутриформационные коры выветривания континентальных серий осадочного чехла (погребенные почвенные горизонты)	До 1—4	Плохо отделимый от вмещающих субэраэльных осадков	Развиваются внутри континентальных толщ в периоды прекращения приноса обломочного материала	Имеют местное распространение Продукты размыва неотличимы от задетых выветриванием пород	Ископаемые почвы среди лессового покрова юга Русской платформы и КНР. Ископаемые красно-бурые почвы среди нижнечетвертичных отложений Причерноморской впадины

Т а б л и ц а 3 (продолжение)

Геологические типы	Мощность, м	Профиль	Условия образования	Характерные особенности	Примеры
Коры выветривания, связанные с крупными перерывами, сопровождаемыми значительными угловыми несогласиями	До 50—100	Сложный, переменной мощности	Развиваются на поднятиях в условиях расчлененного и активноразвивающегося рельефа	Имеют относительное ограниченное распространение Продукты переотложения широко развиты Наложённые процессы выветривания выражены слабо	Третичные коры выветривания Филиппинских островов, Малайского архипелага, Вест-Индии, Новой Каледонии, меловая кора в Динаридах (Албания, Югославия) и др.
Коры выветривания, связанные с незначительными перерывами в разрезе (угловое несогласие слабое или отсутствует)	До 20—30	Профиля плохо изучены	Развиваются на слабо выраженных поднятиях и в пределах прогибов в стадии их замыкания	Имеют местное распространение Продукты перемыва скапливаются в прилегающих прогибах	Третичная латеритная кора выветривания Батумского побережья Кавказа; кора выветривания в основании среднего карбона Чешского массива
Внутриформационные коры выветривания	До 4—5			Распространение ограничено слабым развитием континентальных отложений в геосинклинальных сериях	Кора выветривания на туронских эффузивах сел Ахалибедисеули Шулукидзерского района Грузии

Коры выветривания геосинклинальных областей

В зависимости от геологических условий парагенетические связи между корой выветривания и продуктами ее перемыва сильно меняются. И как выше было показано, особенности этих соотношений являются важнейшими признаками, характеризующими отдельные типы кор выветривания.

В корях выветривания, развивающихся в основании платформенного чехла, значение самой коры выветривания столь велико, что такую кору выветривания с продуктами ее ближнего перемыва, несомненно, нужно выделять в самостоятельную формацию. Вероятно, что и эквивалентный геосинклинальный тип может рассматриваться вместе с продуктами перерыва так же как самостоятельная формация.

Во всех остальных случаях кора выветривания является лишь одним из парагенетических членов очень разнообразных формаций. Необходимо отметить, что в строении формаций коры выветривания второго и третьего типа занимают совершенно различное место. Коры выветривания второго типа являются типичными краевыми породами, по терминологии Н. П. Хераскова (1952), и по своему положению аналогичны базальным конгломератам и некоторым другим породам. В то время, как коры выветривания третьего типа являются внутренними органическими членами формации, в которые они входят.

В заключение остановимся на общих геологических условиях, вызывающих появление кор выветривания. Очевидно, коры выветривания появляются при благоприятных соотношениях: интенсивности выветривания, глубины зоны возможного выветривания и интенсивности размыва.

Общеизвестно и твердо установлено, что интенсивность выветривания возрастает с увеличением температуры и количества влаги (Стратхов, 1960).

Не последнюю роль играет и обилие в этих зонах гумусовых веществ, так как гумусовые вещества с их кислотными свойствами обладают способностью образовывать растворимые металлоорганические соединения с такими «нерастворимыми» компонентами как полуторные окислы и окислы титана (Роде, 1937; Антипов-Каратаев, 1937; Александрова, 1954, 1960; Кауричев и др., 1960 и др.). Аридные зоны в целом характеризуются малым количеством влаги, что крайне задерживает ход процесса выветривания. Но в условиях переменного влажного климата с чередованием засушливых и влажных периодов влаги уже достаточно, чтобы обеспечить интенсивное выветривание. Поэтому полностью преобразованные выветриванием продукты встречаются не только во влажных тропических зонах, но и в районах с весьма широким климатическим диапазоном. Естественно, что в зависимости от климата существенно меняется минералогический состав продуктов выветривания, и в настоящее время известны уже весьма разнообразные по составу коры (Гинзбург, 1941; 1957 и др.).

Второму фактору, содействующему образованию коры выветривания, а именно мощности зоны выветривания, до сих пор не придавали большого значения. Всеми принималось, что чем интенсивнее и длительнее течение процесса выветривания, тем мощнее будет кора выветривания. Между тем мощность зоны выветривания определяется глубиной залегания грунтовых вод, и в случае высокого стояния уровня грунтовых вод, даже при очень интенсивном выветривании и чрезвычайно слабом размыве, может образоваться лишь очень маломощный горизонт выветривания.

Если влажность климата содействует интенсивности выветривания, то она вместе с тем создает серьезные ограничения для глубины выветривания. В условиях тропического климата лишь при достаточно хорошем и глубоком дренаже может возникнуть мощная кора выветривания. Условия пенеппена, которые ранее считались самыми благоприятными

для формирования мощной коры выветривания, не позволяют развиваться мощной коре выветривания, так как при достаточной влажности уровень грунтовых вод на таких пенепленах всегда будет высоким.

Естественно, что наличие большей мощности зоны выветривания приобретает большое значение лишь в условиях интенсивного и достаточно длительного выветривания. В ряде случаев явные признаки выветривания исчезают значительно выше уровня грунтовых вод.

Третьим фактором, важным для образования коры выветривания, является размыв. И в этом случае приходится сталкиваться с упрощенным пониманием условий, благоприятных слабому размыву. В общем виде, конечно, правильно, что чем равниннее рельеф, тем слабее размыв. Однако эта закономерность осложняется рядом добавочных факторов. На пенеплене или на первичной аккумулятивной равнине размыв очень слаб, но как выше было указано, как раз эти условия не благоприятны для образования мощной коры выветривания.

Поэтому большое значение приобретает изучение условий, когда при достаточно глубоком и сильном расчлененном рельефе возникают площади, на которых размыв минимален. Хорошо известно, что наиболее интенсивно денудация идет вдоль эрозионной сети, а на плоских водоразделах размыв минимален.

Сравнительно невысокие, но широкие и слабо размываемые плато, вероятно, довольно часто возникали в платформенных тектонических условиях. Плато значительной высоты могут возникнуть на платформах, по-видимому, лишь при некоторых достаточно специфических условиях. Такие условия более или менее достоверно установлены на начальных стадиях развития платформ, и для этого времени крайне типично появление мощных кор выветривания. Хорошо известно, что платформы системы Гондваны в настоящее время очень высоко приподняты и что на них широко развиты расчлененные приподнятые плато с относительно молодой и мощной корой выветривания.

Слабый размыв на широких плато не может объяснить появление мощной коры выветривания в геосинклинальных условиях, так как все, что мы знаем о тектоническом режиме типичных геосинклинальных областей противоречит возможности образования плато, подобных развитым на платформах. Но, однако, и здесь создаются условия, когда при достаточно расчлененном рельефе и узких водоразделах возникают благоприятные условия для образования мощной коры выветривания. Пока мы знаем такую кору лишь в условиях тропического климата, по-видимому, размыв в данном случае задерживался тропическими зарослями.

В данной работе сделана лишь первая и, несомненно, несовершенная попытка анализа геологических условий, вызывающих появление кор выветривания. Но уже сейчас очевидно, что эти условия очень разнообразны и что выяснение их имеет большое значение для различных геологических дисциплин: тектоники, литологии, стратиграфии, палеоклиматологии и учения о полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- Александрова Л. Н. О природе и свойствах продуктов взаимодействия гуминовых кислот и гуматов с полутороокислами.— Почвоведение, 1954, № 1.
- Александрова Л. Н. Органические соединения и органоминеральные коллоиды в почве. В кн.: «Доклады советских почвоведов к VII Международному конгрессу в США». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Антипов-Каратаев И. Н. К вопросу о миграции железа в виде органических его соединений. В кн.: «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.

- Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис. В кн.: «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Афанасьев А. П., Ермолаев М. М. Минералогия древней коры выветривания на восточном склоне Балтийского щита.—Изв. Карельск. и Кольск. филиалов АН СССР, 1958, № 5.
- Басс Ю. Б. Бокситы юга Украины и их генезис. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Белевцев Я. Н., Епатко Ю. М., Стрыгин А. И. Глубинные коры окисления в породах Криворожского бассейна.—Сов. геология, 1959, № 11.
- Беммелен Р. В. Геология Индонезии. Сокр. пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957.
- Бер А. Г. О палеогеновой коре выветривания в Тургайской впадине.—Докл. АН СССР, 1954, 98, № 4.
- Берг Л. С. Климат и жизнь 2-е изд. М., Географиздат, 1947.
- Буданов Н. А. Роль новейшей тектоники в гидрогеологии Урала и связанных с ней трещинных нарушений.—Сов. геология, 1957, сб. 58.
- Вахрамеев В. А., Пейве А. В. и Херасков Н. П. Мезозой Таджикистана. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Вахрушев Г. В. Пестроцветная кора выветривания на территории СССР. Т. I. Саратов, Изд-во Саратов. ун-та, 1949.
- Веклич М. Ф. Ископаемые почвы в четвертичных (антропогеновых) отложениях юго-западной части Русской равнины. В кн.: «Четвертичный период». Выпуск 13, 14. 15. Киев, Изд-во АН УССР, 1961.
- Веклич М. Ф. и Условия формирования и закономерности размещения кайнозойских россыпей на территории Украинской ССР. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. 4. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Великовская Е. М. Бокситы северо-восточного Казахстана.—Труды Всес. ин-та мин. сырья, 1936, вып. III, бокситы, 1, ч. 2.
- Веселовская М. М. Донижнепалеозойская кора выветривания на Русской платформе.—Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 2.
- Веселовская М. М. О древних корях выветривания на Русской платформе по данным глубокого бурения.—Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-разв. ин-та, 1955, вып. 13.
- Винокуров П. К. Дениславское месторождение бокситов. В кн.: «Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии». М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Гершойг Ю. Г. Зоны окисления богатых железных руд ингулецкого типа в Криворожском бассейне. В сб.: «Кора выветривания». Вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Гинзбург И. И. Каолин и его генезис.—Изв. СПб. Политехн. ин-та, 1912, 17, вып. 1, 18, вып. 1.
- Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания в связи с никель-кобальтовым оруденением на Южном Урале. В кн.: «Труды Уральской научной конференции 1939 г.». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Гинзбург И. И. О типах монтмориллонитового и галлаузитового выветривания горных пород.—Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 41, серия рудных месторождений, (№ 5). 1941.
- Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания, ее минералы и месторождения полезных ископаемых. В кн.: «Юбилейный сборник, посвященный 30-летию Великой Октябрьской социалистической революции». Ч. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- Гинзбург И. И. Кора выветривания, ее диагностические признаки и значение в фациальном анализе. В кн.: «Методы изучения осадочных пород». Т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания СССР. В кн.: «Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Гинзбург И. И. Основные вопросы образования кор выветривания и их значение при поисках минеральных месторождений.—Геология рудных месторождений, 1961, № 5.
- Гинзбург И. И., Руквишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Гинзбург И. И. и др. Древняя кора выветривания ультраосновных пород Южного Урала. Ч. 1—2.—Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1946, вып. 80.
- Гипп С. К. О генезисе Кайраковского месторождения бокситов. В кн.: «Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии». М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Глазовская М. А. Почвенно-географический очерк Австралии. М., Географиз, 1952.
- Глазовская М. А. Погребенные почвы, методы их изучения и их палеогеографическое значение. В кн.: «Вопросы географии». Сб. статей для XVIII Международного географического конгресса. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Глазовская М. А. О соотношении процессов выветривания и почвообразования. В кн.: «Доклады советских почвоведов к VII Международному конгрессу в США». М., Изд-во АН СССР, 1960.

- Глинка К. Д. Латериты и красноземы тропических и субтропических широт и родственные им почвы умеренных широт.— Почвоведение, 1903, № 3.
- Горецкий Г. И. Доледниковая кора выветривания на Кольском полуострове.— Природа, 1938, № 4.
- Дзоценидзе Г. С. Древняя кора в Грузии. В кн.: «Труды 1-й конференции Закавказских университетов». Баку, Изд-во Азерб. ун-та, 1939.
- Дмитриевский В. С. О древней коре выветривания в северо-восточном Прибалхашье.— Вестник Казах. филиала АН СССР, 1946, № 2—3 (11—12).
- Дубинский А. Я. Об альб-сеноманских континентальных отложениях и коре древнего выветривания восточной части Большого Донбасса и прилегающих с юга территорий.— Докл. АН СССР, 1951, 31, № 3.
- Еремин В. К., Корин И. З. Пример многотипной древней коры выветривания в Казахстане. В кн.: «Кора выветривания». Вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Казаринов В. П. Генезис минеральных красок Западной Сибири.— Вестник Зап. Сиб. геол. упр-ния, 1947, вып. 6.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостехиздат, 1958.
- Калинин И. П. Геологическое строение и условия образования богатых руд Михайловского месторождения КМА. В кн.: «Кора выветривания». Вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Карякин Л. И. Минералогический состав огнеупорных глин Кировоградского и вторичных каолинов Полесского и Владимирского месторождений (УССР).— Сб. научных трудов Укр. научно-исслед. ин-та огнеупоров, 1960, вып. 3 (50).
- Кауричев И. С., Кулаков Е. В., Наздрюнова Е. М. О природе комплексных железоорганических соединений в почве. В кн.: «Доклады советских почвоведов к VII Международному конгрессу в США». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Кондрачук В. Ю. К вопросу о каолиновом типе выветривания на Украине. В кн.: «Исследование и использование глин». Тезисы докладов. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1957.
- Конинов Л. П. Древняя кора гумидного выветривания в Гиссарской горной системе.— Записки Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1956, вып. 10.
- Константинова Н. А. К вопросу о строении континентальных антропогенных отложений Южной Молдавии и прилегающих к ней районов юга Украины.— Докл. АН СССР, 1961, 140, № 1.
- Копелиович А. В. Некоторые вопросы стратиграфии нижнего кембрия центральных областей Русской платформы.— Докл. АН СССР, 1951, 78, № 5.
- Коржинский Д. С. К вопросу геологии Криворожского железорудного бассейна. В кн.: «Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна». Киев, Изд-во АН УССР, 1955.
- Коржинский Д. С. Связь богатых руд Кривого Рога с процессами коры выветривания. В кн.: «Кора выветривания». Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Корин И. З. Окремненные змеевки в коре выветривания. В кн.: «Кора выветривания». Вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Крокос В. И. Материалы по характеристике четвертичных отложений восточной и южной Украины.— Материалы исследования гранитов Украины, 1927, вып. 5.
- Кротов Б. П. Халиловское месторождение комплексных железных руд. Ч. 1—2.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1942, вып. 67, серия рудных месторождений (№ 6).
- Кротов Б. П. Закономерности распределения на Урале комплексных месторождений железо-никелевых и кобальтовых руд категории выветривания.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 2.
- Кудинова Е. А. К вопросу о древней коре выветривания траппов в северо-восточной части Сибирской платформы.— Науч.-сообщ. Якутск. филиала Сиб. отд. АН СССР, 1960, вып. 3.
- Лисицина Н. А. Глинистые продукты выветривания пород палеозоя и докембрия в бокситоносных районах Северо-Восточного Казахстана. В кн.: «Исследование и использование глин». Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1958.
- Лисицина Н. А. Древняя кора выветривания западной части Казахского нагорья.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 11.
- Лисицина Н. А. О гипситовой коре выветривания Батумского побережья Кавказа. В кн.: «Кора выветривания». Вып. 4. Изд-во АН СССР, 1961.
- Лучицкий В. И. Каолины Украины. М., Изд-во Научно-техн. упр-ние. ВСНХ, 1928.
- Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Мартыненко Л. И. К вопросу об образовании богатых руд Кривого Рога.— Ученые записки Черновиц. ун-та, 1950, 8, серия геол.-геогр., вып. 2.
- Михайлов Б. М. Минералого-петрографическая характеристика коры выветривания по глинам чеганской свиты в северо-восточной части Тургайского прогиба.— Докл. АН СССР, 1954, 98, № 4.
- Михайлов Б. М., Петровская Т. С. Литология мезозойских и кайнозойских отложений Тургайского буроугольного бассейна.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1959, 24.

- Михайлов Н. П. Типы и морфология древней коры выветривания на ультраосновных породах Бетпак-далы. В кн.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана». Л., 1956.
- Москвитин А. И. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Неуструев С. С. Почвенная гипотеза лёссообразования.— Природа, 1925, № 1—3.
- Никитин К. К. Кора выветривания на диоритах Южного Урала. В кн.: «Кора выветривания». Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Никитина А. П. Каолинизация и бёмитизация в коре выветривания хлоритовых сланцев Яковлевского месторождения КМА. В кн.: «Исследование и использование глин». Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1958.
- Никитина А. П. Кора выветривания на кристаллических породах Салтыковского участка Старосколяского рудного узла КМА. В кн.: «Кора выветривания». Вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Никифорова К. В. Континентальные мезозойские и кайнозойские отложения восточного склона Южного Урала.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 45, серия геол. (№ 13).
- Никифорова К. В. О возрасте коры выветривания Центрального Казахстана. В кн.: «Кора выветривания». Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Никифорова К. В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 45.
- Никифорова К. В., Разумова В. Н. Континентальные формации меловых и третичных отложений юга Урало-Сибирской эпигерцинской платформы и закономерности размещения в них полезных ископаемых. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Новикова А. С. К вопросу о тектоническом положении рифейных вулканогенных пород на Русской платформе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 1.
- Новикова А. С. Некоторые особенности тектонического развития Русской платформы на ранних этапах формирования ее чехла.— Докл. АН СССР, 1960, 131, № 2.
- Перельман А. И. Древняя кора выветривания Средней Азии.— Докл. АН СССР, 1955, 103, № 5.
- Перельман А. И., Батулин С. Г. Миграционные ряды элементов в коре выветривания. В кн.: «Кора выветривания». Вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые вопросы по минералогии и генезису глин вообще.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 95, серия петрогр. (№ 29).
- Петров В. П. Древние «коры выветривания» и их геологическое значение. В кн.: «Вопросы петрографии и минералогии». Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Петров В. П. Характер минералообразования при древнем выветривании различных пород. В кн.: «Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Петров Н. П., Рубанов И. В. Каолины Ангрена, их вещественный состав, условия образования и пути использования. Ташкент, Изд-во АН Узб.ССР, 1960.
- Писарчик Я. К. Материалы к характеристике древней коры выветривания северного склона Воронежского кристаллического массива. В кн.: «Материалы по геологии Европейской части СССР. М., Госгеолиздат, 1952.
- Писемский Г. В., Гинзбург И. И. Кора выветривания на породах зеленокаменной толщи Учалинского медно-колчеданного месторождения. В кн.: «Кора выветривания». Вып. 4. Изд-во АН СССР, 1961.
- Плотников Н. И. Условия водоносности трещиноватых пород палеозоя на примере изучения гидрогеологии района рудных месторождений Средней Азии.— Труды Ин-та геол. АН Узб.ССР, 1949, вып. 3.
- Полынов Б. Б. Кора выветривания. Ч. 1. Л., Изд-во АН СССР, 1934.
- Полынов Б. Б. Геоморфологические условия распределения продуктов выветривания. В кн.: Полынов Б. Б. Географические работы. М., Географгиз, 1952.
- Разумова В. Н. Генезис Ново-Айдырлинского сульфидно-никелевого месторождения.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1945, 20, вып. 3—4.
- Разумова В. Н. Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья. В кн.: «Кора выветривания». Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Разумова В. Н. Вторичные процессы в древней коре выветривания Джезказганского района. В кн.: «Материалы совещания по исследованию и использованию глин». Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1958.
- Разумова В. Н. Природа красных и зеленых окрасок пород красноцветных формаций мезо-кайнозоя Центрального и Южного Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.
- Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 46.
- Ратеев М. А. Распределение глинистых минералов в живецких и нижнешигровских отложениях Русской платформы. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований». Кн. 3—4. Львов, Изд-во Львов, ун-та, 1956.

- Роде А. А. Подзолообразовательный процесс. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Рубанов И. В. Некоторые данные о нижнемезозойской коре выветривания Узбекистана.—Информ. бюлл. Ком. по изуч. глин АН СССР, 1960, № 2.
- Ряпина В. Е. О генезисе и стратиграфии толщ степного плато верхнего Приобья.—Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. периода, 1962, № 26.
- Самодуров П. С. Древняя кора выветривания на осадках среднего карбона юго-восточной части Донбасса. В кн.: «Кора выветривания». Вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Самодуров П. С. Лёссовый тип выветривания на алевролитах тортона Предкарпатья.—Ученые записки Белорусск. ун-та, 1956, вып. 28.
- Семенов Е. И. К геохимии и минералогии гипергенных и эпипермальных процессов в щелочных массивах и их пегматитах. В кн.: «Минералогия и генезис пегматитов». М., 1960 (Международ. геол. конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 17).
- Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация.—Труды ин-та геол. наук АН СССР, 1953, вып. 140, мин.-геохим. серия (№ 14).
- Сигов А. П. Коры выветривания Урала.—Разведка и охрана недр. 1957, № 7.
- Сидоренко А. В. О доледниковой коре выветривания в северной части Балтийского щита.—Докл. АН СССР, 1956, 106, № 1.
- Соколов Б. С. Песчано-глинистые отложения нижнего карбона Подмосковского бассейна.—Сов. геология, 1940, № 5—6.
- Страхов Н. М. Железородные формации и их аналоги в истории Земли.—Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 73, серия геол. (№ 22).
- Страхов Н. М. I. К теории гумидного осадконакопления.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1960, 35, вып. 3.
- Страхов Н. М. 2. Основы теории литогенеза. Т. 1—2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Толстихина М. М. Девонские отложения центральной части Русской платформы и развитие ее фундамента в палеозое. М. Госгеолиздат, 1952.
- Трубина К. Н. Древняя латеритная кора выветривания Северо-Онежских месторождений бокситов. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Ульянов Д. Г. и др. Кобальтовые руды Урала.—Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1940, вып. 167.
- Ульянов Д. Г. и др. Месторождения силикатно-никелевых руд Орско-Халиловского района.—Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1937, вып. 118.
- Фагелер П. Основы учения о почвах субтропических и тропических стран. Перевод с нем. М., Изд-во Сов. секции междунар. ассоц. почвоведов, 1935.
- Феофарова И. И. Микроморфологическая характеристика глинистого вещества в почвах. В кн.: «Доклады советских почвоведов к VII международному конгрессу в США». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Хардер Е. Примеры бокситовых месторождений различного происхождения. В кн.: «Происхождение бокситов», М., Изд-во иностр. лит-ры, 1959.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения).—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1952, 27, вып. 5.
- Чайкин С. И. О генезисе богатых железных руд КМА.—Разведка и охрана недр. 1958, № 3.
- Чжан Чжун-инь. Генезис верхнепермских пестроцветных отложений района Воткинский ГЭС. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Л., 1954.
- Чжин Узун-ху. Новые данные о лёссовых породах Китая.—Сов. геология, 1960, № 7.
- Чумаков И. С. Кайнозойские отложения северо-западной части рудного Алтая.—Труды Всес. аэрогеол. треста, 1957, вып. 3.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шамрай И. А. Литологический очерк палеогеновых отложений в полосе — северовосточный Донбасс — Нижний Дон, Нижнее Поволжье.—Ученые записки Ростовна-Дону ун-та, 1958, 18.
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы.—Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 5.
- Шатский Н. С. Парагенезис осадочных и вулканических пород и формаций.—Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.
- Шведов М. С. История Московского бассейна в диантскую эпоху. В кн.: «Труды XVII сессии Международного геологического конгресса». Т. 1. М., ОНТИ, 1939.
- Шлыгин Е. Д. Кора выветривания северо-восточного Казахстана.—Проблемы сов. геологии, 1936, 6, № 10.
- Шокальская З. Ю. Почвенно-географический очерк Африки. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Щукина Е. Н. Бокситы Енисейского края. В кн.: «Бокситы», т. I, вып. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Щукина Е. Н. Геология и геоморфология коры выветривания Среднего Урала.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1946, 21, вып. 5.

- Щукина Е. Н. Древняя кора выветривания в Алтайском крае и ее значение для определения возраста и генезиса рельефа. В кн.: «Кора выветривания». Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Яковлева М. Н. Об аллитной коре выветривания во влажных субтропиках Закавказья.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, геол. отд., 1957, 32, вып. 6.
- Яковлева М. Н. Об аллитовой коре выветривания во влажных субтропиках Закавказья. В кн.: «Исследование и использование глин». Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1958.
- Яницкий А. Л. Железо-никелевые месторождения коры выветривания на Среднем Урале. В кн.: «Реферат научно-исследовательских работ за 1945 г.». Отделения геолого-географических наук АН СССР. М., 1947.
- Яншин А. Л. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южно-Эмбинского поднятия.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, 30, вып. 5.
- Ярилова Е. А., Парфенова Е. М. Новосформованные минералы глин в почвах.— Почвоведение, 1957, № 9.

А. Г. Черняховский

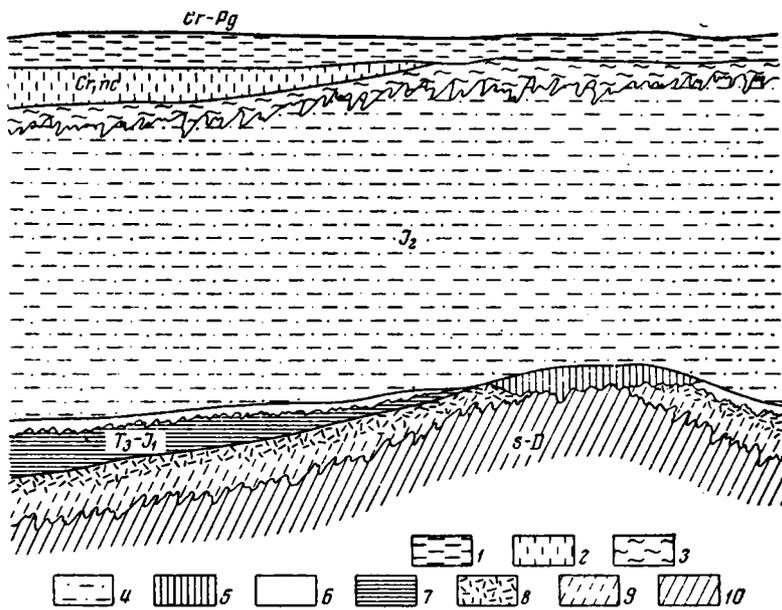
НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ОРСКОЙ ДЕПРЕССИИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Кора выветривания Южного Урала и его обрамления описана в работах: Безрукова и Яншина (1934), Хабакова (1935), Алешкова (1941), Гинзбурга (1946 и 1947), Никифоровой (1948), Петрова (1948), Гинзбурга и Рукавишниковой (1951) и др.

Благодаря этим исследованиям в настоящее время установлено, что кора выветривания как геологическое образование, развивалась длительное время. Однако нельзя считать, что в каком-либо месте этот процесс продолжался непрерывно и однонаправленно. Раз сформированная кора выветривания не остается неизменной. Последующие процессы выветривания, в той или иной степени преобразовывали уже сформированную кору или способствовали образованию нового элювия на различных неизменных выветриванием породах. Наложенные процессы выветривания хорошо выявляются в разрезе Орской депрессии Южного Урала.

Нижняя граница времени формирования нижнемезозойской коры выветривания Южного Урала не вполне выяснена. Петренко (1938), Хабаков (1935), и др. установили, что в пределах Южного Урала складчатость закончилась в верхнем палеозое. Интенсивные эрозионные процессы наряду с сухим климатом нижнего и среднего триаса препятствовали образованию коры выветривания. Нивелировка области Южного Урала завершилась в первой половине триаса, а к концу кейпера (Шварцбах, 1955) произошло общее для Европы увлажнение климата, т. е. появились условия, благоприятные для выветривания. В Южном Предуралье Вахрушевым (1949) кора выветривания установлена уже на породах среднего триаса. Остатки некогда мощной площадной коры выветривания верхнего триаса в пределах Южного Урала развиты повсеместно.

В Орской депрессии верхетриасовая кора выветривания носит латеритный характер, и местами покрывается осадочной толщей рэт-лейаса хлоритового состава. В рэт-лейасе на осадочных хлоритовых породах и красноцветной латеритной коре выветривания развивается белый каолинитовый элювий. В конце лейаса — начале средней юры направленность процессов выветривания меняется и на различных горизонтах размытой коры выветривания образуется зеленый монтмориллонитовый элювий. Накопление угленосных отложений средней юры привело к консервации древнего элювия в Орской депрессии, но как только осадконакопление прекратилось, элювиальный процесс возобновился вновь. В результате на угленосной средней юре был сформирован пестроцветный гидрослюдистый элювий (фиг. 1).



Фиг. 1. Схема структурного положения нижнемезозойских кор выветривания в Орской депрессии.

1 — морские и континентальные отложения мела и палеогена; 2 — красноцветы неокома; 3 — верхнеюрский гидрослюдистый элювий; 4 — угленосные отложения средней юры; 5 — среднеюрский монтмориллонитовый элювий; 6 — рэт-лейасовый каолиновый элювий; 7 — романкульская свита рэт-лейаса; 8 — красноцветные зоны выщелоченных и окисленных гидрохлоритов и гиббситово-каолининовая зона верхнетриасовой коры выветривания; 9 — зеленоцветные зоны дезинтеграции и гидрохлорит-каолининовая, верхнетриасовой коры выветривания; 10 — эффузивно-осадочная толща силуро-девона

ВЕРХНЕТРИАСОВАЯ КРАСНОЦВЕТНАЯ ЛАТЕРИТНАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ

В Орской депрессии верхнетриасовая красноцветная латеритная кора выветривания обнаружена буровыми скважинами Восточно-Уральской ГРП на глубине 150—300 м под отложениями рэт-лейаса.

Верхние горизонты этой коры в большинстве случаев были размыты еще в процессе накопления осадочной толщи рэт-лейаса, но местами латериты коры выветривания сохранились достаточно хорошо. Наиболее полный профиль ее вскрыт скв. 5273 в районе пос. Романкуль (фиг. 2).

Материнской породой в этом разрезе является миндалекаменный диабазовый порфирит, слабыветрелые разности которого встречены на глубине 217 м.

Профиль выветривания диабазовых порфиритов состоит из 4 зон: дезинтеграции, гидрохлоритово-каолининовой, зоны выщелоченных и окисленных гидрохлоритов и гиббситово-каолининовой. Две нижние зоны зеленоцветные, верхние — красноцветные.

Зона дезинтеграции

Диабазовые порфириты из зоны дезинтеграции по минеральному составу мало отличаются от свежих эффузивов. Это плотные темно-зеленые породы с многочисленными (0,5—2 мм) миндалинами белого и темно-зеленого цвета. Порода разбита сетью трещин, выполненных кальцитом.

Микроструктура породы порфиристая с гналопилитовой или интересергальной основной массой. Основная масса сложена хлоритизированным стеклом с хлопьями лейкоксена, в миндалинах обнаружены хлориты и цеолиты, порфиристые вкрапления образованы альбитом.

Хлориты основной массы составляют не менее 30% породы. Они окрашены в зелено-зеленый цвет, не плеохроируют, имеют индигово-синюю интерференционную окраску и показатель преломления $N_m = 1,588 \pm 0,003$. Хлориты, судя по данным термического анализа (см. ниже) принадлежат к гидротированным разновидностям.

Хлориты миндалин имеют радиально-лучистую структуру, пластинчатый габитус и отличаются от хлоритов основной массы более светлой окраской. Они плеохроируют от зеленого по N_g до почти бесцветного по N_p . Имеют прямое угасание и положительное удлинение. Чешуйки этих хлоритов интерферируют в индигово-синих и серых тонах, либо почти изотропны. Светопреломление их колеблется в незначительных пределах и приближается к величине $N_m = 1,609 \pm 0,003$. При вторичных изменениях хлоритов как миндалин, так и основной массы развиваются зеленовато-бурые хлориты. Эти образования имеют колломорфную структуру и более низкое значение светопреломления: $N_g = 1,579 \pm 0,003$; $N_p = 1,567 \pm 0,003$; $N_g - N_p = 0,012$.

Цеолиты миндалин бесцветны, имеют совершенную спайность, углы угасания порядка $30-35^\circ$ и показатели преломления: $N_g = 1,516$; $N_p = 1,504$; $N_g - N_p = 0,012$.

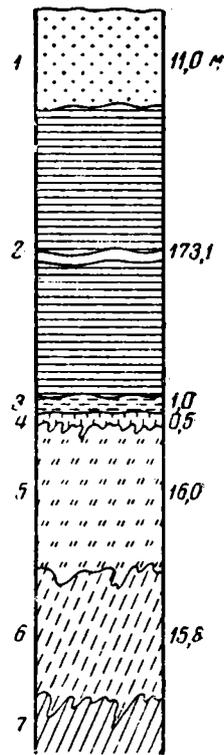
Судя по спектральному анализу (Mn — среднее; Ga — очень слабо; V — очень слабо; Cu — очень слабо; Na — среднее; Ti — среднее; Mg — среднее; Si — очень сильный; Al — сильно; Fe — сильно; Cr — очень слабо; Ca — сильно; Sr — слабо; Ba — выше среднего), цеолиты в основном кальциевые с большим содержанием железа, натрия и бария.

Полевые шпаты порфиристых вкрапленников и микролитов представлены альбитизированным плагиоклазом. Они составляют до 60% массы породы. Как микролиты, так и порфиристые выделения имеют близкое к прямому угасанию и показатели преломления характерные для альбита: $N_g = 1,537$; $N_p = 1,525$; $N_g - N_p = 0,012$.

Большинство зерен альбита замутнены. Наиболее крупные из них начинают замещаться вторичными продуктами в виде чешуйчатых агрегатов. Чешуйки вторичного минерала имеют прямое угасание и положительное удлинение, интерферируют в желтых или оранжевых тонах первого порядка и, вероятно, принадлежат монтмориллониту.

Кальцит слагает тонкие прожилки по плоскостям отдельности. В зоне дезинтеграции он интенсивно выщелачивается.

Лейкоксен встречается в виде неправильных хлопьевидных выделений, приуроченных к основной массе породы.



Фиг. 2. Разрез скв. 5273, пройденной Восточно-Уральской ГРП в районе пос. Романкуль.

1 — пески четвертичного возраста; 2 — угленосные отложения средней коры с галькой гиббситизированных пород коры выветривания в основании; 3 — белые каолиновые глины романкульской свиты с галькой гиббситизированных пород коры выветривания; 4 — гиббситово-каолинитовая зона коры выветривания диабазовых порфиритов; 5 — зона выщелоченных и окисленных гидрохлоритов; 6 — гидрохлоритово-каолинитовая зона; 7 — зона дезинтеграции

Гидрохлоритово-каолинитовая зона

Диабазовые порфириды гидрохлоритово-каолинитовой зоны представляют собой ломкую породу темно-зеленого цвета с хорошо сохранившейся структурой материнской породы. Минеральные преобразования в этой зоне выражаются в дальнейшей гидратации хлоритов и, главным образом, в каолинизации альбитизированного плагиоклаза. Преобладающими минералами являются гидрохлориты и продукты изменения альбита.

Мощность зоны 15,8 м.

Гидрохлориты основной массы и миндалины уже в нижних горизонтах описываемой зоны постепенно теряют свои индивидуальные черты: все они приобретают одинаковые оптические свойства и своеобразную сферолитовую структуру. Цвет гидрохлоритов зеленый без заметного плеохроизма. Показатели преломления: $n_p = 1,571 \pm 0,002$. Дву-преломление низкое.

Таблица 1

Дебаеграмма зеленых гидрохлоритов из верхних горизонтов гидрохлоритовой зоны коры выветривания диабазовых порфиритов (лаборатория рентгеновского анализа ИГЕМ АН СССР, С. И. Берхин. Образец 20-13а)

l	d/n	l	d/n	l	d/n
10	14,6	4м	3,51	1	2,357
10	7,12	4	3,32	1	1,843
6	4,43	3	3,23	1	1,798
3	4,20	1	2,98	3	1,519
1	3,92	1	2,75	3	1,489
1	3,75	5м	2,557		

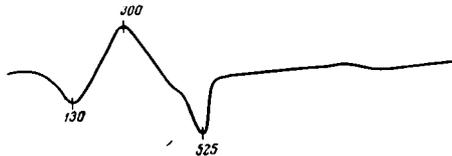
Таблица 2

Дебаеграмма начальных продуктов изменения альбита (Лаборатория рентгеновского анализа ИГЕМ АН СССР, С. И. Берхин. Образец 20-15а)

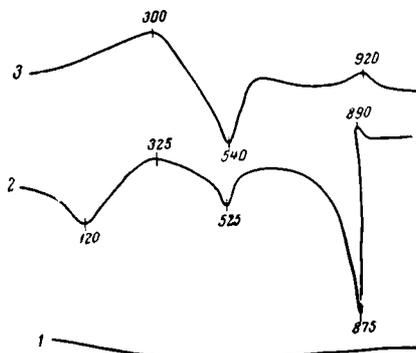
l	d/n	l	d/n	l	d/n
9	14,57	5	3,64	7	2,557
1	10,46	4	3,46	1	2,157
3	7,30	9	3,32	1	2,128
4	4,93	7	3,21	1	1,992
10	4,43	6	2,98	4	1,813
6	4,20	1	2,88	7м	1,487
5	3,75	1	2,75		

На их термограмме (фиг. 3) отчетливо видны две эндотермические при 130 и 525° и одна экзотермическая остановки при 300°. Первая эндотермическая остановка свидетельствует о принадлежности исследуемых хлоритов к гидрохлоритам, а низкотемпературная экзотермическая остановка — о наличии в них закисного железа.

На рентгенограмме отобранных под бинокляром гидрохлоритов (табл. 1) отчетливо видны типичные для хлоритов рефлексы: 14,6; 7,12; 4,43; 3,32 и 2,552 кх. Однако обработка этих гидрохлоритов глицерином показала, что решетка их разбухает и межплоскостное базальное расстояние увеличивается до 17,5 кх, т. е. по физическим свойствам анализируемые гидрохлориты приближаются к минералам группы монтмориллонита. Принадлежность их к хлоритам (гидрохлоритам) доказывается значительным содержанием в них закисного железа (больше 5%). Прокаленный при 550°, этот гидрохлорит даст рефлекс при 12 кх, в то время как минералы из группы монтмориллонита при этом условии дают отражение при 10 кх. Разбухающие гидрохлориты из глинистой



Фиг. 3. Термограмма хлорита с небольшой примесью каолинита, отобранного из гидрохлоритово-каолининовой зоны коры выветривания



Фиг. 4. Термограммы свежего и в различной степени выветрелого альбитизированного плагиоклаза из вкрапленников диабазовых порфиритов.

1 — свежий плагиоклаз; 2 — монтмориллонитизированный плагиоклаз с кальцитом; 3 — каолинизированный плагиоклаз

фракции почв, имеющие сходную дифракционную картину, описаны Стефеном и Мак Эваном (Stephen, Mac Ewen, 1951).

В верхних горизонтах гидрохлоритовой зоны изредка появляются высокодвупреломляющие светло-зеленые чешуйчатые гидрохлориты. Эти хлориты отчетливо плеохроируют от светло-зеленого по Ng до бесцветного по Np. Показатели преломления их: Ng = 1,573—1,576; Np = 1,552—1,555; Ng — Np = 0,018.

Продукты изменения альбита в нижних горизонтах гидрохлоритовой зоны представлены монтмориллонитом. Монтмориллонит развивается по альбиту в виде бурых чешуйчатых агрегатов с желтыми интерференционными окрасками и показателями преломления Nm = 1,550 ± 0,003. Обработанный солянокислым бензидином, этот минерал окрашивается в ярко-синие тона. Рентгенограмма его имеет характерные для минералов группы монтмориллонита линии 14,57 кх (табл. 2).

В верхних горизонтах гидрохлоритово-каолининовой зоны происходит каолинизация (фиг. 4) монтмориллонитизированного альбита. Чешуйчатые агрегаты каолинита, развитого по монтмориллониту, имеют низкое двупреломление и показатель преломления Nm = 1,564.

Цеолиты миндалиин в связи с выщелачиванием сильно корродированы по краям, что приводит к полному исчезновению мелких миндалиин. Сохранившиеся от выщелачивания зерна цеолитов сохраняют прозрачность. Показатели преломления их также не меняются.

Кальцит, присутствующий в форме жилок в зоне дезинтеграции, в гидрохлоритово-каолининовой зоне выщелачивается. Однако в нижних горизонтах этой зоны наблюдается вторичное обогащение кальцитом в виде тонких каемочек и секущих жилок около монтмориллонитизированных вкрапленников плагиоклаза. Кальцитовая оторочка вокруг

плагноклазовых вкрапленников образуется в результате выщелачивания из них кальция при монтмориллонитизации плагноклаза. Она растворяется в верхних горизонтах зоны при каолинизации монтмориллонита. Это явление отчетливо регистрируется термическим анализом (фиг. 4).

Лейкоксен в виде точечных выделений пронизывает агрегаты гидрохлорита. В верхних горизонтах гидрохлоритово-каолинитовой зоны выделения лейкоксена приобретают расплывчатые очертания и иногда захватывают зерна измененного плагноклаза. Тонкодисперсный лейкоксен местами слагает концентрические зоны в гидрохлоритовых сферолитах.

Гематит встречается в виде отдельных точечных включений в каолинизированных зернах плагноклаза.

Красноцветная зона выщелоченных и окисленных гидрохлоритов

Выветрелые диабазовые порфиры из зоны выщелоченных и окисленных гидрохлоритов отличаются пестрой окраской, которая вверх по разрезу быстро сменяется красной. Это ломкие глинистые породы. В нижних горизонтах зоны еще сохраняется структура диабазовых порфиритов и реликты отдельных минералов. В верхних горизонтах диабазовая структура с трудом улавливается под микроскопом, либо утрачивается полностью. В описываемом разрезе верхние горизонты зоны выщелоченных и окисленных гидрохлоритов обесцвечены. Обесцвечивание не связано с образованием данной зоны и обусловлено более поздними наложенными процессами (см. ниже). Основные преобразования, связанные с выветриванием в этой зоне, сводятся к окислению и выщелачиванию гидрохлоритов.

Мощность зоны 16,0 м.

Продукты выветривания гидрохлоритов. Малоизмененные выветриванием гидрохлориты в виде отдельных пятен еще сохраняются в самых нижних горизонтах зоны. В средних ее горизонтах они встречаются уже в виде реликтов и полностью исчезают в верхних горизонтах зоны. Слабовыветрелые гидрохлориты бесцветные, зеленоватые или зеленовато-бурые, неплеохроичные. Показатели преломления таких гидрохлоритов: $N_m = 1,573 \pm 0,003$, двупреломление низкое.

Окисленные и выщелоченные гидрохлориты густо пигментированы окислами железа и почти не действуют на поляризованный свет. Показатели преломления красных окисленных гидрохлоритов увеличиваются до $N_m = 1,582$. В лишенных гидрогематитового пигмента участках видно, что в результате окисления и выщелачивания гидрохлоритов получаются зеленоватые чешуйчатые каолиноподобные минералы с низким двупреломлением, показателями преломления: $N_m = 1,564 \pm 0,003$ и термическими эффектами (фиг. 6 кривая 2 и 3), присущими минералам каолинитовой группы. В то же время рентгеноструктурный анализ, выполненный Т. В. Далматовой, показывает, что это еще хлориты с характерными линиями $d/n = 13,36$ кХ (табл. 3).

Каолинит, образованный в результате выветривания полевых шпатов в гидрохлоритово-каолинитовой зоне, на всем протяжении зоны выщелоченных и окисленных гидрохлоритов остается без изменения. В верхних горизонтах этой зоны нарушается прямоугольная форма псевдоморфоз каолинита по полевому шпату и в связи с этим — диабазовая структура породы в целом.

Гидрогематит образуется как побочный продукт при окислении закисного железа гидрохлоритов. Выделению гидрогематитового пигмента обязана красная окраска породы. Характерно, что в процессе развития этой зоны выноса гидроокислов железа из коры выветривания

не происходит. Появление в верхних горизонтах обеленных участков связано с процессами более позднего времени. Принадлежность красного пигмента к гематиту доказывается отсутствием на термограмме пород, густо пигментированных окислами железа, характерной для гематита эндотермической остановки при 330—350° (фиг. 6, кривая 4).

Таблица 3

Дебаеграммы пород из верхних горизонтов коры выветривания диабазовых порфиритов Орской депрессии (лаборатория рентгеновского анализа ГИН АН СССР, Т. В. Долматова)

Из верхних горизонтов зоны выщелоченных и окисленных гидрохлоритов (Обр. 20-4)		Из гипбситово-каолининовой зоны (обр. 20-3)	
<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>
Ср. ш	13,36	О. сил. ш.	13,4
»	10,2	Сл.	10,6
О. сил.	7,2	О. сил.	8,83
О. сил.	5,75	О. сл.	7,22
ш	4,93	О. сл.	6,55
О. сил.	4,44	Ср. ш.	5,97
Сил.	4,18	Ср. ш.	5,35
Ср.	3,87	Ср. ш.	5,19
О. сил.	3,49	О. сил.	4,79
Ср. сил.	2,68	О. сил.	4,43
О. сил.	2,56	О. сил.	4,18
О. сил.	2,49	Ср.	3,88
Ср.	2,42	О. сил.	3,54
Сил.	2,33	Ср. сил.	3,38
Ср.	2,28	Сил.	2,55
Ср. сл.	2,186	Сил.	2,49
О. сл.	2,07	Сил.	2,34
Ср. сл.	1,97	Ср.	2,29
Сл.	1,88	Сл.	2,20
Сл.	1,83	Ср. сл.	1,98
О. сл.	1,79	О. сл.	1,94
Ср. сил.	1,67	О. сл.	1,895
Ср. сил.	1,65	О. сл.	1,83
Сл. ш.	1,629	Сл.	1,79
Ср.	1,5992	Ср. сил. ш.	1,69
О. сил.	1,5436	Ср. сил.	1,655
Ср.	1,4856	Ср. сл.	1,620
Ср.	1,4457	О. сил.	1,5334
Ср.			1,4630
		Ср.	1,4308

Цеолиты в виде сильно корродированных с краев зерен ($N_g = 1,519$) встречаются в нижних горизонтах зоны. Вверх по разрезу цеолиты исчезают.

Лейкоксен не выносится из коры выветривания. Скопления его в виде примазок и хлопьев встречаются во всех горизонтах описываемой зоны.

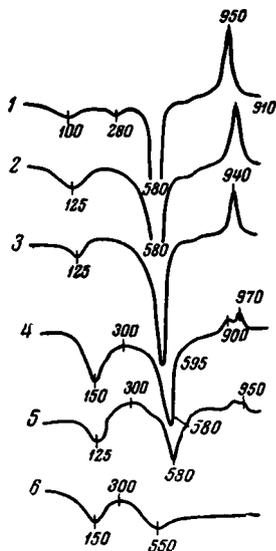
Сидерит появляется в верхних горизонтах в результате инфильтрации из лежащих выше рэт-лейасовых отложений.

Гиббситово-каолининовая зона

Гиббситово-каолининовая зона в профиле выветривания диабазовых порфиритов Орской депрессии сохранилась плохо. Это белые маркированные глины с редкими бледно-розовыми реликтовыми пятнами железистого пигмента.



Фиг. 5. Термограмма породы из гиббситово-каолининовой зоны коры выветривания диабазовых порфиритов (образец не отмечен)



Фиг. 6. Термограммы слабозмененных и в различной степени выветрелых диабазовых порфиритов Орской депрессии.

1 — гиббситово-каолининовая зона (отмечен от сидерита и гиббсита); 2 и 3 — верхние горизонты зоны выщелоченных и окисленных гидрохлоритов; 4 — нижние горизонты зоны выщелоченных и окисленных гидрохлоритов; 5 — гидрохлоритово-каолининовая зона; 6 — зона дезинтеграции

сое $< 30^\circ$, удлинение отрицательное, $N_g = 1,591$; $N_p = 1,579$; $N_g - N_p = 0,012$. На термограмме гиббситизированных пород отчетливо проявляется характерная для гиббсита эндотермическая остановка при 325° (фиг. 5).

Лейкоксен в виде непрозрачных скоплений встречается так же часто, как и в нижележащих зонах.

Гидрогема тит в результате вторичных процессов обеления почти полностью вынесен.

Под микроскопом видно, что отдельные участки породы брекчированы и претерпели незначительные перемещения, однако местами еще видна реликтовая структура диабазов. В гиббсит — каолининовой зоне происходит каолинизация окисленных и выщелоченных гидрохлоритов и образование как побочного продукта каолинизации гиббсита.

Сохранившаяся мощность зоны 0,5 м. Каолинит, как видно по термограмме (фиг. 6, кривая 1), является главным породообразующим минералом этой зоны. Наряду с каолинитом здесь остались еще реликты окисленных и выщелоченных гидрохлоритов. Последние устанавливаются лишь рентгеновскими методами (табл. 3) по наличию на их дебаграмме рефлексов 13,4 кХ. Эти рефлекссы проявляются даже более отчетливо, чем в значительно менее выветрелых гидрохлоритах зоны окисленных и выщелоченных гидрохлоритов, что объясняется рентгенологом Т. В. Долматовой большей глиноземностью этих минералов, чем у выветрелых гидрохлоритов предыдущей зоны. Каолинит, образованный в результате выветривания полевых шпатов в нижних горизонтах коры выветривания и новообразованный за счет распада выщелоченных и окисленных гидрохлоритов, оптически почти не различается, лишь изредка видны псевдоморфозы каолинита по хлоритовым сферолитам. Каолинит встречается в виде бесцветных веерообразных чешуйчатых или дисперсных агрегатов, со слабым, однако ясно заметным двупреломлением и показателем преломления $N_m = 1,561 - 1,564$.

Гиббсит встречается в виде неправильных скоплений хорошо ограниченных кристаллов или причудливо ветвящихся прожилков. Размер таких скоплений 2 мм. Отдельные кристаллики гиббсита достигают величины 0,1—0,2 мм, но обычно более мелкие. Цвет гиббсита белый, угасание ко-

Сидерит кристаллизуется в виде мелких (до 1 мм в диаметре) сферолитов с радиально-лучистой структурой. Местами буквально переполняет породу. Сидерит является наиболее поздним по времени выделения минералом, так как замещает все перечисленные выше образования. Появление его связано с инфильтрацией из вышележащих отложений рэт-лейаса.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕТРИАСОВОЙ КОРЫ ВывЕТРИВАНИЯ

Выветривание диабазовых порфиритов в профиле верхнетриасовой коры выветривания идет в направлении гидратации, выноса оснований и кремнекислоты и окисления закисного железа (табл. 4, 5 и 6). В результате конечные продукты выветривания обогащаются свободными окислами железа, алюминия и титана. Как следует из минералогического описания, для каждой зоны коры выветривания характерны определенные минеральные ассоциации. В соответствии с этим в каждой зоне идут свои, присущие только ей, химические преобразования исходного материала.

Зона дезинтеграции мало отличается от неизменных выветриванием пород. Полевые шпаты в ней остаются практически неизменными, а хлоритизированное в результате зеленокаменного изменения стекло основной массы диабазовых порфиритов начинает гидратироваться. Термограмма из породы этой зоны (фиг. 6, кривая 6) уже имеет низкотемпературную эндотермическую остановку, связанную с выделением гигроскопической воды. За счет увеличения объема хлоритов в процессе их гидратации на этой стадии выветривания происходит дезинтеграция и разрыхление породы.

В гидрохлоритово-каолинитовой зоне преобразование исходной породы более существенно. Здесь происходит дальнейшая гидратация хлоритов и главным образом каолинизация плагиоклазов. Для

Таблица 4

Характеристика основных процессов, происходящих в верхнетриасовой коре выветривания диабазовых порфиритов

Зона	Диабазовый порфирит свежий	Зона дезинтеграции	Зеленоцветная гидрохлорит-каолинитовая зона	Красноцветная зона окисленных и выщелоченных гидрохлоритов	Красноцветная гиббсит-каолинитовая зона
Минералогическая характеристика процесса	Альбит	Альбит →	→ Монтмориллонит ↓ каолинит →	→ Каолинит →	→ Каолинит
	Хлорит	Гидрохлорит →	→ Гидрохлорит →	Окисленные и выщелоченные гидрохлориты → гидрогематит →	{ Каолинит гиббсит гидрогематит гидрогематит
Химическая характеристика процесса	Хлорит	Гидратация хлорита	Дальнейшая гидратация хлорита	Окисление $Fe^{++} \rightarrow Fe^{+++}$ вынос MgO и SiO_2 накопление: F_2O_3	Вынос SiO_2 Накопление: Al_2O_3 ; Fe_2O_3 ; TiO_2
	Альбит	Без изменения	Вынос: RO ; R_2O и SiO_2	Без изменения	Без изменения

Примечание. Стрелки обозначают направление процесса.

Таблица 5

Химический состав слабоизмененных и в различной степени выветрелых диабазовых порфиров Орской депрессии

Компоненты	Зона дезинтеграции		Гидрохлоритово-каолининовая зона		Зона выщелоченных и окисленных гидрохлоритов						Гиббситово-каолининовая зона	
	Обр. 20=17		Обр. 20=13		Обр. 20=11		Обр. 20=5		Обр. 20=4		Обр. 20=3	
	вес. %	мол. коллич.	вес. %	мол. коллич.	вес. %	мол. коллич.	вес. %	мол. коллич.	вес. %	мол. коллич.	вес. %	мол. коллич.
SiO ₂	45,57	759	43,86	731	41,13	684	37,60	626	40,63	677	39,93	664
TiO ₂	0,86	011	1,42	018	1,53	019	1,75	021	1,00	013	1,74	021
Al ₂ O ₃	18,18	178	21,99	215	29,02	284	29,55	289	31,14	306	37,49	368
F ₂ O ₃	4,51	028	5,96	037	9,76	061	14,73	092	8,26	052	2,39	015
FeO	6,65	093	5,35	074	1,92	026	1,11	015	2,52	035	1,66	023
CaO	3,91	070	0,97	018	0,82	014	0,70	013	0,80	014	0,54	010
P ₂ O ₅	0,17	001	0,07	001	0,08	001	0,08	001	Не опред.	—	Не опред.	—
MnO	0,08	—	0,12	001	0,04	—	0,08	—	Не опред.	—	Не опред.	—
MgO	5,68	141	3,01	074	1,05	025	0,28	006	0,24	006	0,11	003
Na ₂ O	2,75	044	0,79	013	0,21	003	0,17	002	0,42	006	0,31	005
K ₂ O	1,10	012	2,15	022	0,61	006	0,14	001	0,08	001	0,08	001
H ₂ O ⁺	6,36	353	9,27	516	10,15	565	10,87	605	11,52	641	12,75	710
H ₂ O ⁻	3,90	216	5,42	305	4,09	227	2,93	163	3,34	185	2,19	122
CO ₂	0,16	—	Нет	—	Нет	—	0,23	—	0,16	—	0,09	—
C	0,01	—	Нет	—	0,05	—	0,08	—	0,35	—	0,18	—
Сумма	99,83	—	100,38	—	100,46	—	100,30	—	100,46	—	99,46	—

Аналитик А. Н. Зарубицкая, ГИН АН СССР.

Таблица 6

Коэффициенты выветривания диабазовых порфиров Орской депрессии

Коэффициенты	Зона дезинтеграции	Гидрохлоритово-каолининовая зона	Зона окисленных и выщелоченных гидрохлоритов			Гиббситово-каолининовая зона
	Обр. 20=17	Обр. 20=13	Обр. 20=11	Обр. 20=5	Обр. 20=4	Обр. 20=3
Выщелачивание оснований SiO ₂ : (RO + R ₂ O) . . .	2,8	5,7	14,2	28,4	25,0	35,0
Гидратации H ₂ O ⁺ : (RO + R ₂ O) . . .	1,3	4,0	11,8	27,5	23,7	37,4
Окисления Fe ₂ O ₃ : FeO . . .	0,3	0,5	2,3	6,1	1,48	0,65
Силитизации SiO ₂ : Al ₂ O ₃ . . .	4,2	3,4	2,4	2,1	2,21	1,8
Сиферритизации SiO ₂ : Fe ₂ O ₃ . . .	27,1	19,7	11,2	6,8	13,0	44,2
Алитизации Al ₂ O ₃ (кон.) : Al ₂ O ₃ (исх.) . . .	1	1,2	1,6	1,6	1,7	2,06
Ферритизации Fe ₂ O ₃ (кон.) : Fe ₂ O ₃ (исх.) . . .	1	1,3	2,1	3,3	1,85	0,53

характеристики зоны важно, что отношение $Fe_2O_3 : FeO$ даже в самых верхних ее горизонтах остается меньше 1 и почти не отличается от такового в зоне дезинтеграции. По сравнению с нижележащей зоной из гидрохлоритово-каолинитовой зоны выщелачиваются кальций, натрий и кремнезем, которые входят в состав альбитизированного плагиоклаза Магний и кальций, связанные с хлоритами и цеолитами, не выщелачиваются. Каолинизация альбитизированного плагиоклаза происходит в две стадии. На первой стадии в результате диффузионного выщелачивания Са и Na, вокруг каждого зерна плагиоклаза образуется щелочная микрозона. В этих условиях происходит монтмориллонитизация полевого шпата, а по периферии зерна формируется кальцитовая оторочка. По мере выщелачивания щелочей кальцитовая оторочка растворяется и начинается каолинизация монтмориллонита. Это, помимо оптических наблюдений, хорошо иллюстрируется термограммой из верхних горизонтов гидрохлоритово-каолинитовой зоны, на которой в отличие от кривой из зоны дезинтеграции появляются каолинитовые термические эффекты (фиг. 6, кривая 5). Надо думать, что возникновение подобного рода реакционных щелочных оболочек вокруг зерен полевых шпатов возможно лишь в условиях очень слабого движения вод. Каолинизация полевых шпатов и присутствие в зеленоцветных зонах значительного количества закисного железа свидетельствует о том, что формирование этих зон происходило в кислой слабо восстановительной среде.

Красноцветная зона окисленных и выщелоченных гидрохлоритов в описываемом районе развита на зеленоцветной гидрохлорит-каолинитовой зоне и является как бы непосредственным ее развитием. Для этой зоны характерны процессы окисления закисного железа и выщелачивания магния и кремнезема, связанных с гидрохлоритами. Каолинит, образованный по полевым шпатам, в верхних горизонтах предыдущей зоны заметных изменений не претерпевает.

Нижние горизонты этой зоны представлены пестроцветными, а затем красными глинистыми породами с плохо сохранившейся структурой диабазов. Отношение $Fe_2O_3 : FeO$ равное 0,5 в верхних горизонтах гидрохлоритово-каолинитовой зоны в зоне окисленных и выщелоченных гидрохлоритов резко увеличивается до 2,3, выше по профилю происходит почти полное окисление закисного железа гидрохлоритов с образованием красного гидрогематитового пигмента. Одновременно выщелачивается и выносятся из коры выветривания магний. В результате образуются своеобразные каолиноподобные хлориты с термическими (фиг. 6 кривые 4, 3, 2) и оптическими свойствами каолинита и хлоритовой структурой (см. табл. 3).

Одновременно с преобразованием гидрохлоритов происходит растворение цеолитов.

В зоне выщелоченных и окисленных гидрохлоритов процесс выветривания приобретает латеритный характер, так как начинается обогащение коры полуторными окислами. Микроскопические исследования и данные химических и термических анализов показывают, что на первых стадиях формирования красноцветного латеритного профиля происходит обогащение пород коры выветривания только окислами железа.

Собственно латеритная, гиббситово-каолинитовая зона формируется тогда, когда почти завершились процессы окисления и выщелачивания гидрохлоритов. В этой зоне происходит распад гидрохлоритов на каолинит, гиббсит и гидрогематит. Каолинит, образованный в результате выветривания полевых шпатов в нижних горизонтах коры выветривания, по-прежнему не меняется.

Механизм распада окисленных и выщелоченных гидрохлоритов не совсем ясен. Судя по химическим анализам разрушение решетки и каолинизация выщелоченных гидрохлоритов сопровождается выносом из

нее окисного железа и кремнекислоты. В низах гиббситово-каолинитовой зоны окисного железа всего 2%—2,4%, а молекулярное отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ падает ниже 2. Окисное железо, по-видимому, садится здесь же в виде пигмента, добавляясь к пигменту, прежде образованному за счет окисления закисного железа, а кремнекислота выносятся. Вынос кремнекислоты свидетельствует о распаде кремнекислородных тетраэдров, этих наиболее устойчивых слоев хлоритовой решетки (Сердюченко, 1953). Если предположить, что часть кремния в тетраэдрах окисленных и выщелоченных гидрохлоритов была замещена алюминием, то распад последних и вынос связанной с алюминием кремнекислоты должен сопровождаться освобождением алюминия, который шел на образование гиббсита. Следует отметить, что в описываемом латеритном профиле выветривания диабазовых порфиритов отсутствуют характерные для осадочных бокситов бобовые структуры, не наблюдались также псевдоморфозы гиббсита по каолинизированному полевоому шпату.

Исходя из общего строения мощной зональной коры выветривания Орской депрессии следует, что формирование ее не могло происходить в стабильных условиях. Нижние зеленоцветные зоны коры выветривания, по-видимому, образовались в условиях высокого стояния грунтовых вод и притом ниже их уровня. Для этих зон характерна восстановительная среда и кислые слабоподвижные воды. Развитие достаточно мощной красноцветной зоны выщелоченных и окисленных гидрохлоритов и выше лежащей гиббситово-каолинитовой зоны, по-видимому, происходило в результате эрозийного расчленения рельефа и связанного с этим понижения уровня грунтовых вод. Зеленоцветные зоны попадают в сферу воздействия достаточно подвижных, кислых, насыщенных кислородом вод. Происходит окисление и выщелачивание, а затем разрушение и каолинизация гидрохлоритов и растворение цеолитов.

Формированию верхних красноцветных зон коры выветривания местами предшествовал значительный размыв зеленоцветных зон. В этих случаях латеритное выветривание накладывалось на малоизмененные породы, в результате чего образовывались латериты с прекрасно выраженной структурой эффузивов, в которых основная масса представлена красными окисленными хлоритами, а плагиоклазовые вкрапленники полностью замещены гиббситом. Подобные породы были встречены нами в перемытом виде среди лежавших на коре выветривания осадочных отложений средней юры и др.

Верхние части описываемой красноцветной коры выветривания обелены. Процесс обеления является вторичным наложенным. Это убедительно доказывается тем, что самые верхние горизонты выщелоченных и окисленных гидрохлоритов см. табл. 5 обр. 20-4, обелены почти полностью, хотя степень их выветрелости, если судить по содержанию FeO , вследствие неравномерности хода процесса выветривания значительно меньше, чем у пестроокрашенного образца (обр. 20-5), взятого несколько ниже по разрезу. Обелением захвачены и покрывающие кору выветривания отложения рэт-лейаса. Подробнее о процессах обеления см. ниже.

БЕЛЫЙ КАОЛИНИТОВЫЙ ЭЛЮВИЙ НА ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ РЭТ-ЛЕЙАСА И ЛАТЕРИТНОЙ КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Верхнетриасовая красноцветная кора выветривания в Орской депрессии с глубоким размывом перекрывается зеленоцветной осадочной толщей, преимущественно хлоритового состава, описанной под названием романкульской свиты.

Верхние горизонты романкульской свиты на глубину до 5 м изменены последующими элювиальными процессами. Выветрелые породы отлича-

Химический состав свежих и в различной степени выветрелых глиноземно-железистых серпентин-хлоритов романкульской свиты

Компоненты	Свежий серпентин-хлорит Обр. 217		Окисленный серпентин-хлорит Обр. 216		Каолинизированный серпентин-хлорит Обр. 214	
	вес. %	молек. части	вес. %	молек. части	вес. %	молек. части
SiO ₂	38,45	642	42,13	700	43,06	717
TiO ₂	1,32	16,5	1,55	19,4	1,16	14,5
Al ₂ O ₃	30,28	297	34,65	340	36,79	360
Fe ₂ O ₃	6,54	40,8	4,04	25,2	1,61	10,5
FeO	7,51	104	1,20	16,7	0,53	7,35
CaO	0,17	3,0	0,41	7,3	0,48	8,6
MgO	0,14	3,47	0,14	3,47	0,08	2,0
Na ₂ O	0,39	6,3	0,30	4,8	0,42	6,8
K ₂ O	0,42	4,46	0,54	5,3	0,42	4,4
H ₂ O ⁺	11,52	640	12,04	666	12,25	680
H ₂ O ⁻	3,52	180	2,83	157	3,03	166
CO ₂	Нет	—	Нет	—	Нет	—
C	0,10	—	0,15	—	0,08	—
Сумма	100,09		99,98		99,91	

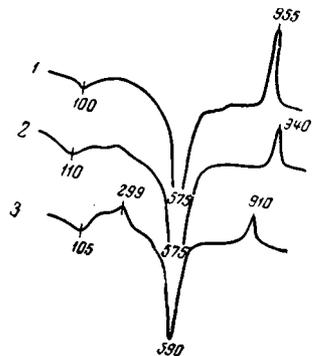
Аналитик А. Н. Зарубицкая, ГИН АН СССР.

ются слабо заметной пестрой окраской с постепенным усилением обеленности по направлению к поверхности.

В разрезе скв. 5270, пробуренной Восточно-Уральской ГРП в районе пос. Романкуль элювиально изменены зеленые хлоритовые глины, сложенные глиноземно-железистым серпентин-хлоритом. Химический состав свежих хлоритов приведен в табл. 7. Структурная форма его, рассчитанная на 14 кислородов «по сухому веществу», по методу Сердюченко (1953): $(\text{Si}_{3,66} \cdot \text{Al}_{0,34})^4 [(\text{Al}_{2,48} \cdot \text{Ti}_{0,09} \cdot \text{Fe}^{3+}_{0,46})_{3,03} \cdot \text{Fe}^{2+}_{0,59} \text{Mg}_{0,02} \cdot \text{Ca}_{0,01}]_{0,62} \text{Na}_{0,07} \cdot \text{K}_{0,05}]^{3,77} (\text{OH})_{7,35} \cdot \text{O}_{10,33}$. Выветривание хлоритов сводится к их каолинизации. Показатели преломления свежих серпентин-хлоритов: $\text{Ng} = 1,595$; $\text{Np} = 1,588$, уменьшаются до: $\text{Ng} = 1,579$; $\text{Np} = 1,573$ в пестрых окисленных хлоритах и, наконец, до величины $\text{Ng} = 1,570$; $\text{Np} = 1,567$ на конечных стадиях каолинизации.

На термограммах, сделанных из свежих и в различной степени выветрелых пород (фиг. 7) видно, что каолинизация серпентин-хлоритов сопровождается постепенным исчезновением эндотермических эффектов при 100—105° и экзотермического при 299°, что связано с уменьшением количества закисного железа. В то же время увеличиваются термические эффекты, присущие каолиниту.

В таблице 7 приведены данные химического анализа свежих и в различной степени выветрелых серпентин-хлоритов, в табл. 8



Фиг. 7. Термограммы свежего и в различной степени выветрелого глиноземно-железистого серпентин-хлорита романкульской свиты¹ (рэт-лейас) Орской депрессии.

1 — белый каолинизированный серпентин-хлорит; 2 — пестроокрашенный выветрелый серпентин-хлорит; 3 — зеленый серпентин-хлорит

рассчитаны коэффициенты выветривания (Гинзбург, 1946). Как видно из таблиц, процесс каолинизации серпентин-хлоритов заключается в окислении закисного железа (коэффициент окисления увеличивается более чем в 3,7 раза). Одновременно происходит вынос трехвалентного

Т а б л и ц а 8

Коэффициенты выветривания глиноземно-железистых серпентин-хлоритов романкульской свиты

Коэффициент	Свежий серпентин-хлорит обр. 217	Окисленный серпентин-хлорит обр. 216	Каолинизированный серпентин-хлорит обр. 214
Выщелачивания			
$\text{SiO}_2 : (\text{RO} + \text{R}_2\text{O})$	37,2	33,5	32,9
Гидратации $\text{H}_2\text{O}^+ : (\text{RO} + \text{R}_2\text{O})$	37,1	31,9	31,2
Окисления $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$.	0,39	1,51	1,43
Сналитизации $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$.	2,16	2,06	1,99
Сиферритизации $\text{SiO}_2 : \text{Fe}_2\text{O}_3$	15,75	27,8	68,4
Алитизации			
Al_2O_3 (кон.) : Al_2O_3 (исх.)	1	1,14	1,21
Ферритизации			
Fe_2O_3 (кон.) : Fe_2O_3 (исх.)	1	0,61	0,25

железа, что приводит к осветлению породы (коэффициент ферритизации уменьшается в 4 раза). Почти полностью выщелачивается магний.

Каолинизация хлоритов сопровождается выносом кремнекислоты и эквивалентного количества алюминия. Железо выносится намного легче Si и Al, поэтому элювий обогащается Al_2O_3 и SiO_2 , при этом отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ почти не меняется, незначительно сдвигаясь в сторону относительного увеличения в элювии Al_2O_3 . Накопления свободного глинозема в элювии не происходит (табл. 9).

Т а б л и ц а 9

Характеристика основных процессов в рэт-лейасовом каолинитовом элювии

Характер выветривающихся пород		Элювий
Красноцветная латеритная кора выветривания	Каолинит	Каолинит + гиббсит Вынос Fe_2O_3
	Гиббсит	
	Гидрогематит	
Романкульская свита	Железо-глиноземистые хлориты	Окисленные и выщелоченные хлориты → каолинит Окисление Fe^{2+} Вынос: Fe_2O_3 ; MgO и некоторого количества SiO_2 ; Al_2O_3

По данным рентгенолога Т. В. Долматовой, зеленые серпентин-хлоритовые глины имеют смешенно-слоистую решетку со слоями хлоритового и шамозитового типа. Каолинизация серпентин-хлорита в соответствии

с этим происходит в две стадии. На первых стадиях, по мнению Т. В. Долматовой, каолинизируются шамозитовые слои, на второй — хлоритовые (табл. 10).

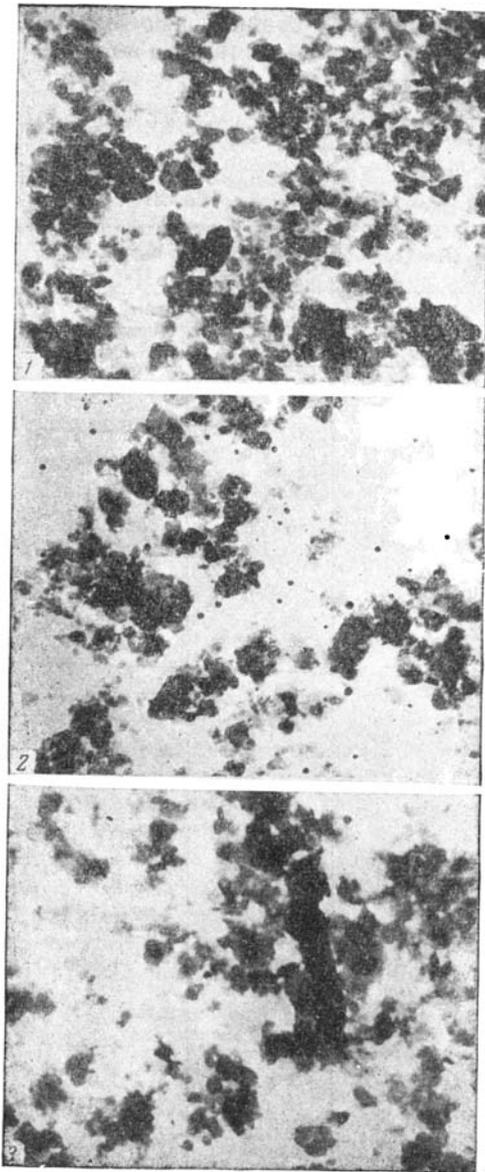
Таблица 10

Дебаеграммы серпентин-хлорита романкульской свиты и продуктов его выветривания (по Т. В. Долматовой — обр. 21-7 и 21-6, С. И. Берхину — обр. 21-4)

Серпентин-хлорит		Окисленный серпентин-хлорит		Каолинизированный серпентин-хлорит	
Обр. 217		Обр. 216		Обр. 214	
J	d/n	J	d/n	J	d/n
Сил. ш.	13,4	Ср. сил. ш.	14,9	—	—
	9,8		10,04	—	—
О. сил.	7,02	О. сил.	7,025	10	7,21
	5,4		5,25	—	—
Ср. ш.	4,74	Сл. ш.	4,79	2	4,97
О. сил.	4,4	О. сил.	4,39	10	4,46
Сил.	4,16	О. сил.	4,18	6	4,17
Ср. сл.	3,88	Ср.	3,88	1	3,93
О. сил.	3,51	О. сил.	3,53	8	3,53
Сл.	3,36	Сл.	3,36	—	—
О. сл.	3,04	—	—	—	—
О. сл.	2,83	—	—	1	2,85
Ср.	2,66	Сл.	2,66	1	2,75
О. сил.	2,56	О. сил.	2,54	5	2,61
О. сил.	2,48	О. сил.	2,48	4	2,49
О. сл.	2,41	—	—	—	—
Сил.	2,35	О. сил.	2,33	5	2,347
Ср.	2,27	Сил.	2,29	1	2,286
Ср. сл. ш.	2,21	Ср. сл.	2,20	1	2,188
	2,09	—	—	—	—
Ср.	1,98	Ср.	1,98	1	1,999
Ср. сл.	1,88	Ср. сл.	1,88	—	—
Сл.	1,76	О. сл.	1,8355	—	—
	1,69	Сл.	1,78	—	1,701
Ср. сил. ш.	1,65	Сл.	1,67	2 р. ш.	1,676
Ср. сл.	1,62	Ср.	1,65	—	1,643
Сил.	1,55	Сл.	1,61	—	—
Ср.	1,5212	Сл.	1,528	—	—
О. сил.	1,4798	О. сил.	1,4822	9	1,487
Ср.	1,4531	Ср.	1,4489	1 р.	1,288
Ср.	1,4123	—	—	1 р.	1,243

Судя по электронномикроскопическим снимкам, существенных изменений в габитусе минералов при каолинизации не происходит (фиг. 8). Полученные данные по спектральному анализу в различной степени выветрелых пород свидетельствуют о том, что каолинизация серпентин-хлоритов не сопровождается заметной миграцией малых элементов (табл. 11).

В разрезе скв. 5246, в районе пос. Романкуль, были встречены выветрелые аргиллитоподобные породы с реликтовой бобово-оолитовой структурой (фиг. 9). Свежие породы сложены хлоритом ($Nm=1,621-1,612$), хлоритовыми оолитами и магнетитовыми бобами с характерной для хлоритов романкульской свиты термограммой (фиг. 10, кривая 2).



Фиг. 8. Электронно-микроскопические снимки свежего и в различной степени выветрелого глиноземно-железистого серпентин-хлорита романкульской свиты (увеличение 10 000).

1 — каолинизированный серпентин-хлорит; 2 — выветрелый серпентин-хлорит; 3 — свежий серпентин-хлорит

бине 299 м. В этом разрезе элювиально изменены зеленые глины, состоящие из глиноземно-железистого пеннина с $Si_{IV} = 3,52$; $Fe^{2+} : R^{2+} = 0,26$ и $Fe^{3+} : R^{3+} = 18,7$ (табл. 12).

Выветривание хлорита сопровождается выносом железа, магния и титана, в результате чего увеличивается относительное количество SiO_2 и Al_2O_3 . Отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ уменьшается от 2,34 в свежих хлоритах

Выветривание аргиллитоподобных бобово-оолитовых пород также сводится к их каолинизации. Это буровато-розовые плотные породы, участками обогащенные округлыми маритовыми бобовинками, образованными за счет окисления магнетита.

Основная глинистая масса их тонкопигментирована гидроокислами железа, плохо действует на поляризованный свет и имеет показатели преломления близкие каолиниту: $N_m = 1,570$. Оолиты сложены белым восковидным тонкочешуйчатым каолинитом ($N_m = 1,561$) и обычно имеют оторочку или пронизаны тонкими жилками бурых окислов железа. Термограмма выветрелых аргиллитоподобных пород (фиг. 10, кривая 1) отличается отсутствием низкотемпературного эндотермического и экзотермического эффектов, характерных для кривой нагревания хлоритов романкульской свиты. На ней резко выражена эндотермическая остановка при 600° и экзотермический пик при 900° , т. е. термограмма аналогична кривым, характерным для глин каолинитового состава.

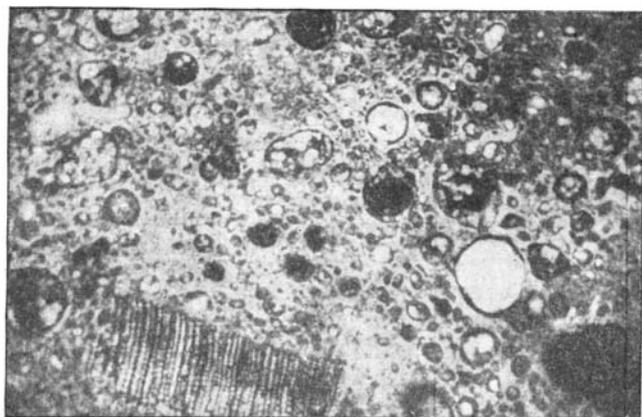
Процесс формирования белого каолинитового элювия продолжался в течение всего времени накопления романкульской свиты. Это видно из того, что в периоды перерыва в осадконакоплении свиты образовывались своеобразные, впоследствии погребенные элювиальные горизонты внутри самой романкульской свиты. Процессы элювиального изменения в этих горизонтах аналогичны описываемым выше, т. е. в них происходит каолинизация хлоритов и образование белого каолинитового элювия. Такого типа элювий вскрыт скв. 5270 в районе пос. Романкуль на глу-

Спектральные анализы глиноземно-железистого серпентин-хлорита и прудук.свого выветрелания из романкульской свиты Орской депрессии

Порода	Be	Se	Mn	Pb	Ga	Mo	V	Cu	Na	Zn	Ti
Свежие серпентин-хлориты	0,000п—	—	0,0п	0,00п	0,00п	0,000п	0,п—	0,0п—	0,п	0,0п—	п—
Выветрелые серпентин-хлориты	0,000п—	0,00п—	0,0п—	0,00п	0,00п	—	0,0п	0,00п	0,п	—	п
Каолинизированные серпентин-хлориты	0,000п—	0,00п—	0,00п—	—	0,00п+	—	0,0п+	0,00п+	0,п	0,0п—	п—

Порода	Co	Ni	Zr	Mg	Si	Al	Fe	Cr	Ca	Sr	Ba
Свежие серпентин-хлориты	0,0п	0,00п+	0,0п	0,п—	п+	п+	п+	0,00п	0,п	—	—
Выветрелые серпентин-хлориты	0,00п+	0,00п	0,0п+	0,п	п+	п+	п+	0,00п	0,п	0,0п	—
Каолинизированные серпентин-хлориты	0,00п	0,00п+	0,0п+	0,п—	п+	п+	п	0,00п+	0,п	0,0п—	0,00п—

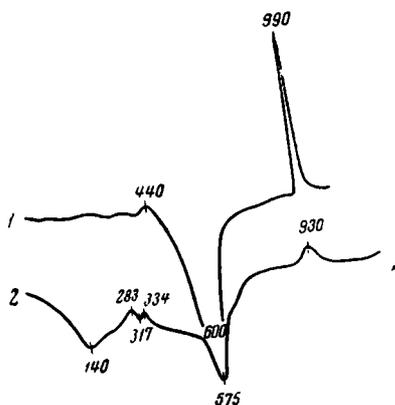
до 2,14 в окисленных, т. е. приближается к таковому в каолините. Показатели преломления свежих хлоритов $N_g = 1,621$, $N_p = 1,618$ уменьшаются до $N_g = 1,592$ и $N_p = 1,582$. Выветривание в этом случае не дошло до образования каолинита, однако направленность процесса очевидна. С эпохой формирования белого каолинитового элювия связано вторичное



Фиг. 9. Микрофотография выветрелых аргиллитов с реликтовой бобово-оолитовой структурой романкульской свиты (шл. 22-1, николи 11, увел. 27)

обеление верхних красноцветных горизонтов латеритной коры выветривания Орской депрессии. Процессы каолинизации и обеления накладывались в этом случае на уже частично каолинизированные породы, поэтому значительного минералогического изменения в элювии здесь не

происходит. Процесс сводится лишь к выносу окисного железа, обелению и незначительному разрыхлению породы. В верхних горизонтах красноцветная латеритная кора выветривания обелена полностью, но уже на глубине 4—6 м осветление распространяется только по секущим трещинам (фиг. 11).



Фиг. 10. Термограммы свежих и каолинизированных бобово-оолитовых аргиллитов романкульской свиты.

1 — каолинизированный аргиллит;
2 — свежий аргиллит



Фиг. 11. Характер осветления красноцветной латеритной коры выветривания в нижних горизонтах наложенного рэт-лейасового элювия

Наложенные процессы каолинизации и обеления и в этом случае в первую очередь вели к постепенному выщелачиванию железа. Поэтому, сохранившиеся в настоящее время нижние горизонты обеленной зоны еще содержат неполностью разложившиеся хлориты (2,5—1,8% FeO).

Таблица 12

Химический состав свежих (обр. 21-17) и окисленных (обр. 21-14) хлоритов из группы пеннина

	Обр. 21-17	Обр. 21-17
SiO ₂	35,32	41,32
TiO ₂	3,86	1,15
Al ₂ O ₃	26,63	32,65
Fe ₂ O ₃	9,26	5,59
FeO	9,03	2,27
CaO	0,74	0,11
MgO	0,27	1,19
Na ₂ O	0,42	0,42
K ₂ O	0,50	0,56
H ₂ O ⁺	8,08	12,03
H ₂ O ⁻	5,25	3,28
CO ₂	0,62	0,12
C	0,35	0,33
Сумма	99,33	100,02

Аналитик А. Н. Зарубицкая, ГИН АН СССР.

Процессы обеления и каолинизации довольно часто связывают с воздействием кислых болотных вод. В данном случае источником таких вод могли бы служить покрывающие романкульскую свиту угленосные отложения средней юры. Однако в ряде разрезов Орской депрессии угленосные отложения средней юры лежат непосредственно на красноцветных породах романкульской свиты без следов обеления. В других районах развития отложений рэт-лейаса, например на Мангышлакском Каратау, мы наблюдали контакты угленосной юры как с белым каолинистым элювием, так и с красноцветными песчаниками пермо-триаса. Сходная картина на-

блюдается и в других районах Казахстана и Средней Азии. Все это заставляет приписывать каолинизацию и обеление процессам выветривания.

В конце первой половины лейаса, в связи с изменением климата, образование каолинитового элювия прекращается. Начинает формироваться новый, монтмориллонитовый элювий.

МОНТМОРИЛЛОНИТОВЫЙ ЭЛЮВИЙ ВЕРХНЕГО ЛЕЙАСА — НИЗОВ СРЕДНЕЙ ЮРЫ

Дальнейшая эволюция климата приводит к тому, что к середине лейаса формирование каолинитового элювия прекращается и начинается эпоха монтмориллонитового выветривания. Монтмориллонитовый элювий обнаружен на различных горизонтах размытой верхнетриасовой коры выветривания, развитой на разнообразных породах. Повсеместно элювий этого типа перекрывается среднеюрскими отложениями. Примером монтмориллонитового элювия может служить разрез, описанный в районе р. Катывадыр по керну скв. 5915 (фиг. 12).

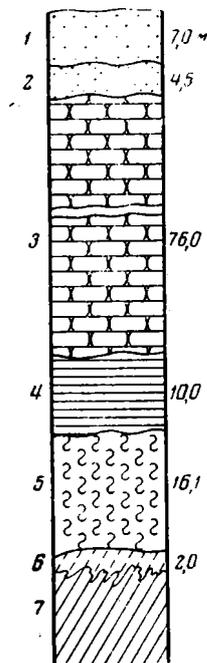
Кора выветривания развита здесь на диоритах.

Первоначальный профиль ее был аналогичным латеритному профилю диабазовых пород, описанному в районе пос. Романкуль, однако к началу формирования монтмориллонитового элювия верхние латеритные горизонты коры были размыты. Обломки из этих горизонтов коры выветривания, в том числе гальки гидбситизированных пород, довольно часто встречаются в подошве средней юры. Монтмориллонитизацией захвачена гидрохлоритово-каолинитовая и частично зона дезинтеграции верхнетриасовой коры выветривания, причем первая из них переработана почти полностью. Размытый профиль коры выветривания с наложенным монтмориллонитовым элювием состоит из двух зон: 1) дезинтеграции и 2) монтмориллонитовой.

Неизменные диориты

Неизменные выветриванием диориты встречаются скважиной на глубине 116,2 м. Они представляют собой средне- или мелкозернистую породу темно-зеленого цвета. Под микроскопом видно, что диориты имеют гипидиоморфно-зернистую структуру и состоят из альбитизированных плагиоклазов, кварца, роговой обманки, эпидота и ильменита. Вторичные минералы представлены кальцитом и хлоритом.

Плагиоклазы составляют 50—60% породы. Представлены слегка замутненным альбитом с $N_g = 1,537$.



Фиг. 12. Разрез скв. 5915, пройденной Восточно-Уральской ГРП в районе Катывадыр Орской депрессии

1 — суглинки четвертичного возраста; 2 — алевроиты верхнего олигоцена; 3 — песчано-глинистые отложения морского мела и палеогена; 4 — угленосные отложения средней юры. Кора выветривания; 5 — монтмориллонитовый элювий; 6 — зона дезинтеграции; 7 — неизменный диорит

Кварц образует редкие скопления зерен до 0,2—0,4 мм в диаметре. Роговые обманки слагают до 30—40% породы. Плеохроируют от желтовато-зеленого по Nr до темно-зеленого по Ng и имеют угол угасания порядка 15°, угол призматической спайности 120—122° и показатели преломления: Ng=1,674—1,678; Nr=1,658.

В результате разложения роговой обманки образуются хлориты. Цвет их бледно-зеленый с чуть заметным плеохроизмом. Хлориты отличаются слабым двупреломлением и индигово-синими интерференционными окрасками. Показатель преломления хлоритов, по Nm=1,650.

Эпидот развивается как по плагиоклазу, так и по роговой обманке. Встречается в виде редких неправильных зерен величиной до 0,2 мм.

Ильменит и образующийся по нему лейкоксен встречается в форме небольших пятен и точечных выделений.

Кальцит встречается в виде прожилков, мощностью 0,2—0,3 см, секущих породу по трещинкам отдельности. Вскипает в холодной соляной кислоте, имеет несколько повышенные по отношению к кальциту показатели преломления: Ng=1,678; Nr=1,504; Ng—Nr=0,174.

Диориты из зоны дезинтеграции

Зона дезинтеграции в профиле выветривания диоритов имеет незначительную мощность (около 2 м). Верхняя граница этой зоны расплывчатая, так как хлориты, образующиеся в процессе преобразования роговых обманок, уже в самых нижних горизонтах зоны дезинтеграции захвачены наложенным процессом монтмориллонитизации. Таким образом, зона, по аналогии с профилем выветривания диабазовых порфиритов района пос. Романкуль, может быть выделена лишь поскольку в ней сохранились малоизмененные плагиоклазы.

Диориты из зоны дезинтеграции в нижних горизонтах по внешнему виду мало отличаются от свежих пород. Выше они становятся несколько более рыхлыми, окраска их светлеет до травяно-зеленой и становится менее равномерной. Минеральные изменения в этой зоне сводятся к монтмориллонитизации плагиоклазов и хлоритизации роговых обманок.

Плагиоклазы в нижних горизонтах остаются без изменения, выше они еще более мутнеют и слегка разрыхляются, однако показатели преломления их остаются близкими альбиту (Ng=1,537). Некоторые зерна альбита как и в описанных выше диабазовых порфиритах верхнетриасовой коры выветривания начинают замещаться чешуйками монтмориллонита.

Кварц остается без изменения.

Роговые обманки еще сохраняются в нижних горизонтах зоны, но вверх по разрезу очень быстро замещаются хлоритами полностью.

Хлориты и продукты их преобразования. Хлориты, образовавшиеся на первых стадиях изменения роговых обманок, бледно-зеленые, со слабым плеохроизмом, низким двупреломлением и показателем преломления по Nm=1,650. В дальнейшем, по-видимому, в ходе гидратации, цвет хлоритов меняется до темно-зеленого. В гидратированных хлоритах плеохроизм почти отсутствует, заметно увеличивается двупреломление и уменьшаются показатели преломления до величины Nm=1,597.

Дальнейшее изменение хлоритов связано уже с наложенным процессом монтмориллонитизации. На первых стадиях процесса монтмориллонитизации цвет хлоритов становится несколько более бледным. Хлориты через буровато-зеленые разности переходят в оливково-зеленые монтмориллониты. Соответственно с этим происходит снижение показателей

преломления от $N_m=1,597$ для густо-зеленых хлоритов, к $N_m=1,585—1,555$ для буровато-зеленых монтмориллонитизированных хлоритов. Показатели преломления оливково-зеленых монтмориллонитов, которые почти целиком замещают хлориты в верхних горизонтах зоны дезинтеграции, равны: $N_g=1,546$; $N_p=1,531$; $N_g-N_p=0,015$.

Ильменит и лейкоксен находятся в таком же виде, как и в неизмененных диоритах. Иногда ильменит приурочен к хлоритизированным зернам роговых обманок. Выделения ильменита часто констатируются вдоль трещин призматической спайности.

Кальцит в верхних горизонтах зоны дезинтеграции выщелачивается полностью.

Зона монтмориллонитового элювия

Породы монтмориллонитовой зоны отличаются травяно-зеленой или синевато-зеленой окраской. При внимательном наблюдении среди них можно обнаружить реликты материнской структуры диоритов. Микроскопическое изучение показывает, что процессами монтмориллонитизации изменена гидрохлоритово-каолинитовая зона верхнетриасовой коры выветривания диоритов. Гидрохлориты и каолинизированные плагиоклазы сохранились здесь лишь в виде реликтов.

Мощность зоны 16 м.

Продукты изменения плагиоклазов. В описываемой зоне вторично наложенной монтмориллонитизации подвергались уже в значительной степени каолинизированные альбиты, последние замещены монтмориллонитом почти полностью и лишь в редких случаях остаются реликты каолинита с $N_m=1,561 \pm 0,003$.

Наряду с каолинизированными альбитами наложенным процессам монтмориллонитизации подвергаются и реликтовые зерна свежих альбитов.

Кварц существенных изменений не претерпевает. Зерна его теряют прозрачность и лишь слегка корродированы с краев глинистой массой.

Гидрохлориты в той или иной степени монтмориллонитизированы, хотя остаточные сростки их и встречаются во всех горизонтах монтмориллонитового элювия. Оптические свойства их близки к описанным выше, наименее измененным хлоритам ($N_m=1,591 \pm 0,003$), однако такие зерна встречаются редко. У большинства реликтовых зерен гидрохлоритов N_m снижается до 1,585.

Монтмориллонит почти нацело замещает хлориты, свежие и каолинизированные зерна альбита. Образует буровато или травяно-зеленые чешуйчатые агрегаты с $N_g=1,552—1,544$; $N_p=1,537—1,528$; $N_g-N_p=0,015—0,016$.

Титанистые минералы представлены тем же ильменитом и лейкоксеном. В некоторых шлифах встречены игольчатые выделения рутила, следовательно, с этой группой минералов в зоне монтмориллонитового элювия существенных изменений не происходит.

Каолинит встречается в верхних горизонтах профиля. Здесь каолинит наблюдается в виде белых прожилков, секущих породу в вертикальном направлении. Он образует чешуйчатые агрегаты с низким дву-преломлением и показателем преломления по $N_m=1,560$. Появление каолинита связано с проницанием в монтмориллонитовый элювий кислых вод из вышележащей угленосной юры.

Сидерит подобно каолиниту встречается в верхних горизонтах профиля и связан с инфильтрацией растворов из угленосной юры.

**Общая характеристика монтмориллонитового элювия,
развитого на нижних горизонтах верхнетриасовой коры
выветривания диоритов**

Монтмориллонитовый элювий развит на уже выветрелых диоритах, в которых роговые обманки превращены в хлорит и гидрохлориты, а полевые шпаты в монтмориллонит и каолинит. Минеральные преобразования в монтмориллонитовом элювии сводятся к монтмориллонитизации

Т а б л и ц а 13

*Химический состав свежих, хлоритизированных и монтмориллонитизированных
диоритов коры выветривания Орской депрессии*

	Свежий диорит обр. 18-10		Хлоритизированный и частично монтмориллонитизированный диорит (зона дезинтеграции) обр. 18-8		Монтмориллонитизированный хлоритизированный диорит обр. 18-5	
	вес, %	молек. части	вес, %	молек. части	вес, %	молек. части
SiO ₂	48,62	810	45,30	754	48,50	808
TiO ₂	1,41	18	1,54	19	2,19	28
Al ₂ O ₃	15,34	150	16,92	166	20,35	199
Fe ₂ O ₃	3,79	24	10,37	65	10,43	66
FeO	10,41	145	5,50	77	1,63	23
CaO	5,01	89	1,85	32	0,55	10
MgO	6,00	149	4,62	114	1,78	45
Na ₂ O	4,58	74	1,31	21	0,26	4
K ₂ O	0,24	2	0,91	10	0,37	4
H ₂ O ⁺	3,72	205	6,55	363	7,15	397
H ₂ O ⁻	0,50	28	5,37	298	6,85	380
CO ₂	0,16	—	0,18	—	Нет	—
C	1,01	—	Нет	—	Нет	—
С у м м а	99,79		100,42		100,06	

Аналитик А. Н. Зарубицкая, ГИН АН СССР.

хлоритов, гидрохлоритов и каолинита. Химические анализы пород монтмориллонитовой зоны (табл. 13) свидетельствуют о том, что монтмориллонитизация хлоритов и гидрохлоритов сопровождается выносом некоторого количества MgO, гидратацией и переходом большей части Fe²⁺ → Fe³⁺. Часть окисного железа остается в решетке монтмориллонита. Цвет породы остается зеленым. Перестройка решетки при переходе хлорита в монтмориллонит, по-видимому, сопровождается внутрислоевыми перемещениями элементов, в результате чего алюминий из тетраэдров решетки хлоритов замещает освобожденные при выщелачивании магния места в октаэдрах. Магний и двухвалентное железо бруситовых слоев выщелачивается, а Fe³⁺ и Al, если они там были, либо переходят в октаэдры слюдоподобных слоев, монтмориллонитизированных хлоритов, либо захватываются в октаэдрические слои монтмориллонита, образованного по каолинизированным плагиоклазам. Во всяком случае химические анализы выноса этих элементов из элювия не регистрируют. Бруситовые слои хлоритов при этом разрушаются.

Монтмориллонитизация каолинизированных плагиоклазовых вкрапленников особенно интенсивно идет в верхних горизонтах элювия. Надстройка двухслойной решетки каолинита до трехслойной монтмориллонита требует добавочного количества SiO₂. Судя по химическим анализам, значительного привноса SiO₂ в элювий при монтморилло-

тизации не наблюдается. По-видимому, некоторая часть кремнекислоты, которая используется для надстройки каолиновой решетки до монтмориллонитовой, получается в результате монтмориллонитизации слабо выветрелого плагиоклаза в самом процессе образования монтмориллонитового элювия (табл. 14).

Таблица 14

Общая характеристика монтмориллонитового элювия, развитого на нижних горизонтах верхнетриасовой коры выветривания диоритов

	Свежие диориты	Хлоритизированные и частично монтмориллонитизированные диориты (зона деэнтгерации)	Монтмориллонитовый элювий на гидрхлоритово-каолининовой зоне верхнетриасовой коры выветривания
Характер минеральных преобразований	Роговые обманки	Хлорит + гидрхлорит → монтмориллонит	гидрхлорит → монтмориллонит
	Альбит	Альбит + монтмориллонит	Монтмориллонит + каолинит → монтмориллонит
Химическая характеристика процесса	—	Гидратация, выщелачивание MgO переход Fe ²⁺ → Fe ³⁺ при монтмориллонитизации хлоритов	Дальнейшая гидратация, выщелачивание MgO и вынос Fe ²⁺

По отношению к предыдущим эпохам красноцветного латеритного и отбеливающего каолинового выветривания климат эпохи образования монтмориллонитового элювия характеризуется относительной аридизацией и похолоданием.

ВЕРХНЕЮРСКИЙ КРАСНОЦВЕТНЫЙ ГИДРОСЛЮДИСТЫЙ ЭЛЮВИЙ НА УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СРЕДНЕЙ ЮРЫ

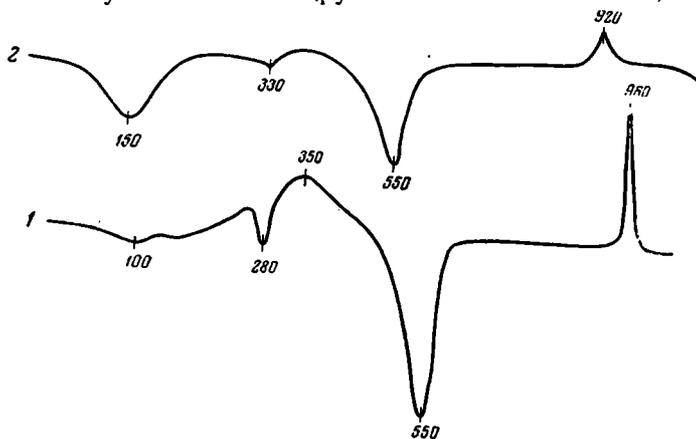
В начале средней юры (Малюгина, 1959) в Орской депрессии начинается накопление осадков мощной угленосной толщи.

В составе базальных горизонтов среднеюрских угленосных отложений преобладает местный материал, в числе которого довольно много обломков из разных горизонтов коры выветривания, в том числе обломки гиббситизированных пород из латеритной зоны верхнетриасовой коры выветривания с примесью слюдистого материала и углистых частиц. В ряде мест удается установить монтмориллонитовый состав глинистого цемента этой части разреза ($N_g=1,531$; $N_p=1,522$).

Скорость накопления материала первоначально была незначительная, а глубина бассейнов не велика, поэтому состав цемента в этих случаях отражает направленность процессов выветривания начала средней юры. Примесь органического вещества и связанное с этим увеличение кислотности вод приводит к частичной каолинизации слюдистого материала, которая тем больше, чем больше органики в породе.

Вверх по разрезу количество привнесенного со стороны материала, представленного главным образом биотитом с примесью кварца, мусковита, полевых шпатов и др., начинает значительно превышать количество местного материала, принесенного из коры выветривания; однако роль обломков пород коры выветривания и здесь достаточно велика, это видно хотя бы из того, что обломки гиббситизированных пород, т. е. пород из одной лишь сравнительно маломощной зоны коры выветривания встречаются в ядрах почти всех просмотренных нами скважин. В одной из них (скв. 5242 Романкульского участка) эти обломки были обнаружены на горизонте, расположенном на 136 м выше кровли коры выветривания.

Параллельно с увеличением роли полимиктового материала постепенно возрастает и привнос органического вещества, поэтому вверх по разрезу начинают преобладать процессы каолинизации. Диагенетическая переработка поступающего материала под влиянием кислых, обогащенных органикой вод, сводилась в основном к слабой гидратации и главным образом, каолинизации биотита, каолинизировались преимущественно мелкие чешуйки биотита. Крупные листочки биотита, мусковит и



Фиг. 13. Термограммы глин угленосных отложений средней юры Орской депрессии (фракция <math><0,001</math>)

1 — серые углистые глины каолинитового состава; 2 — гидрослюдистые глины из пестроцветного элювия

полевые шпаты, также как и участки пород с малым количеством органики каолинизацией почти не затронуты. Железо, освобожденное при каолинизации биотита, используется на образование сидерита.

Глинистая фракция, выделенная из этих отложений, имеет гидрослюдисто-каолининовый состав, причем каолинит с $Ng=1,567$, $Np=1,559$; $Ng-Np=0,008$ значительно преобладает. Термограмма фракции 0,001 имеет каолининовый облик (фиг. 13, кривая 1), но усложнена дополнительными эффектами, связанными с разложением гидроокислов железа (-280°) и органики (350°).

Красноцветный элювий

Верхние горизонты сероцветных угленосных отложений средней юры на глубину более чем в 10 м несут выветрелую зону, где элювиально переработанные горизонты сложены глинами и алевритами, окрашенными в пестрые главным образом красные тона, а угли превращены в сажу. Красноцветный элювий по угленосным отложениям можно наблюдать в прекрасных обнажениях урочища Кызылсай; здесь элювий перекрыт красноцветной толщей неокома. Площадное распространение юрского элювия в пределах Орской депрессии доказывается разведочными материалами Г. Ф. Филипова, З. П. Варламова, А. В. Бойко и И. С. Кулик (1955—1957).

Выветривание среднеюрской толщи сводится к гидратации слюд, при этом в первую очередь разрушается биотит. Разрушение биотита происходит в результате окисления закисного железа, которое в виде тонкого пигмента, ореолом окружает каждую из чешуек биотита. Незначительная часть железистого пигмента окрашивает и саму породу. Вследствие диффузионных явлений происходит стягивание железистого

пигмента в крупные кольца лизеганга. Обогащенные железом концентры почти не прозрачны в проходящем свете, а в осветленных концентрах видно, что чешуйки биотита после окисления железа не превращаются в каолинит, а образованы желтовато-бурой гидрослюдой. В некоторых чешуйках еще сохранился заметный плеохроизм.

Мусковит подвергается выветриванию значительно слабее. В нижних горизонтах элювированной зоны чешуйки мусковита не изменены совершенно, а в верхних горизонтах расщеплены на волокна, что связано со слабой их гидратацией. Глинистая фракция элювия имеет однородный гидрослюдистый состав с $N_g=1,600-1,630$; $N_p=1,589-1,618$.

Термограмма фракции $<0,001$ из пестрых глин отличается от термограммы серых глин отсутствием экзотермического эффекта, связанного с разложением органики. На термограмме пестрых глин появляется низкотемпературная эндотермическая остановка при 150° , что свидетельствует о гидратации вещества, и небольшая гетитовая остановка при 330° (фиг. 13, кривая 2).

По данным Малютиной (1959), верхние горизонты угленосной толщи Орской депрессии содержат флору верхов средней юры. Угленосные отложения средней юры и развитый на них элювий перекрыты красноцветной толщей неокома, т. е. время образования пестроцветного гидрослюдистого элювия падает на верхнюю юру.

Суммируя сказанное выше, можно нарисовать общую картину изменения процессов выветривания для Орской депрессии с верхнего триаса по верхнюю юру включительно (табл. 15). Начало формирования

Таблица 15

Общая характеристика нижнемезозойских процессов выветривания в Орской депрессии

Возраст		Геологическая характеристика	Основные процессы, связанные с выветриванием	Реконструкция климата
Верхняя юра (мальм)		Слабый размыв	Формирование красноцветного гидрослюдистого элювия	Переменно-влажный, достаточно теплый
Средняя юра (доггер)	Бат	Накопление угленосных отложений в депрессиях. Слабый размыв коры на водоразделах	Формирование монтмориллонитового элювия на различных горизонтах размытой коры выветривания (вынос: MgO окисление Fe)	Умеренно-теплый с переменным увлажнением
	Байос			
	Аален			
Нижняя юра (лейас)	Верхний	Слабый размыв коры выветривания		
	Средний			
	Нижний			
Верхний триас	Рэт	Накопление осадков романкульской свиты. Размыв коры на водоразделах	Формирование белого каолинитового элювия (Вынос: R_2O ; RO и части Al_2O_3 ; SiO_2 ; Fe_2O_3)	Влажный тропический
	Кейпер			
Нижний и средний триас		Интенсивные процессы химического выветривания	Формирование красноцветной латеритной коры выветривания, (Вынос: R_2O ; RO и части SiO_2 Накопление: Fe_2O_3 ; Al_2O_3)	Тропический, переменно-влажный
		Нивелировка рельефа	Физическое выветривание	Сухой жаркий

коры выветривания падает на середину кейпера. В течение верхнего триаса образуется наиболее мощная в Орской депрессии, хорошо развитая зональная кора выветривания латеритного типа, с верхней красноцветной зоной, обогащенной окислами железа и алюминия. Уже в конце рэта и особенно в начале лейаса характер выветривания меняется. В благоприятных геоморфологических условиях начинает формироваться белый каолиновый элювий. Каолиновый элювий развит на хлоритовых глинах романкульской свиты рэт-лейаса и на различных горизонтах верхнетриасовой коры выветривания.

Во второй половине лейаса происходит новая смена процессов выветривания. На разных горизонтах размытой верхнетриасовой коры выветривания начинает формироваться зеленый монтмориллонитовый элювий. Элювиальные процессы этого типа, по-видимому, продолжались в течение почти всей средней юры. Однако сильная эрозия водоразделов не способствовала значительному накоплению монтмориллонитового элювия. В средней юре монтмориллонитовый элювий наряду с продуктами более древнего выветривания погребается под мощной толщей угленосных осадков. В конце средней юры осадконакопление прекращается, в это же время происходит дальнейшее изменение в направленности процессов выветривания, и на осадках средней юры формируется красноватый гидрослюдистый элювий.

Определенную направленность в изменении характера выветривания с верхнего триаса до верхней юры, от латеритного к гидрослюдистому трудно объяснить какими-либо другими причинами, кроме как климатическими изменениями. В настоящее время считается установленным (Чухров, 1955, Гинзбург, 1958, Страхов, 1960 и многие другие), что латеритное выветривание не может идти вне областей тропического климата, так же как гидрослюдистое выветривание характерно для районов с недостаточным увлажнением (Гинзбург, 1958 и др.). Последовательные изменения типа выветривания в Орской депрессии от латеритного к каолиновому, монтмориллонитовому и, наконец, гидрослюдистому свидетельствуют о закономерном изменении климата от переменного и влажного жаркого до достаточно сухого теплого. Однако следует указать, что существующие представления о теплом влажном климате средней юры не вяжутся с монтмориллонитовым типом выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

- Алешков А. Н. О возрасте коры выветривания на Южном Урале.— Природа, 1941, № 1.
- Безруков П. Л., Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения бокситов на Южном Урале.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. и мин., 1934, вып. 7.
- Вахрамеев В. А. Ботанико-географическая и климатическая зональность на территории Евразии в юрское и меловое время. В кн.: «Вопросы палеогеографии и био-стратиграфии». М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Вахрушев Г. В. Пестроцветная кора выветривания на территории СССР. Т. I. Саратов, Изд-во Саратов. ун-та, 1949.
- Гинзбург И. И. Некоторые физико-химические моменты в образовании глин. В кн.: «Исследование и использование глин». Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1958.
- Гинзбург И. И., Руквишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Гинзбург И. И. и др. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Ч. 1—2.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1946, вып. 80, серия Уральск. компл. экспед., (№ 1); 1947, вып. 81, серия Уральск. компл. экспед., (№ 2).
- Малютина З. А. К вопросу о выделении мамытской свиты в континентальных юрских отложениях восточного склона Южного Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 8.
- Михайлов Б. М., Петровская Т. С. Литология мезозойских и кайнозойских отложений Тургайского бурогоугольного бассейна.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1959, 24.

- Никифорова К. В. Континентальные мезозойские и кайнозойские отложения восточного склона Южного Урала.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 45, серия геол. (№ 13).
- Петренко А. А. Об условиях образования осадков эпохи континентального выветривания Приорского района.— Проблемы сов. геологии, 1936, 6, № 3.
- Петров В. П. Геолого-минералогическое исследование уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще.— Труды Ин-та геол. наук СССР, 1948, вып. 95, петрогр. серия (№ 29).
- Петров Н. П., Рубанов Н. В. Каолины Ангрена, их вещественный состав, условия образования и пути использования. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1960.
- Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 46.
- Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1953, вып. 140, мин.-геохим. серия, (№ 14).
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1—2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Хабаров А. В. Доюрский рельеф и древняя кора выветривания в южной части Южного Урала.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1935, 67, вып. 2.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре, М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шварцбах М. Климаты прошлого. Перевод с нем. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1955.
- Stephen I., Mac Ewan D. M. C. Some chloritic clay minerals of unusual type. Clay Min.— Bull., 1951, 1, № 4.

В. Н. Разумова

**«БЕЙДЕЛЛИТОВАЯ» ВЕРХНЕОЛИГОЦЕНОВАЯ
КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ДРЕВНЕМ ЭЛЮВИИ
СЕРПЕНТИНИТОВ КЕМПИРСАЙСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО
МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

На Орь-Илекском водоразделе, в пределах Кемпирсайского гипербазитового массива, на размытом нонтронитовом профиле нижнемезозойской коры выветривания серпентинитов сохранился пестроцветный верхнеолигоценовый элювий, связанный с породами нонтронитового профиля постепенными переходами.

Пестроцветный «бейделлитовый» элювий образовался в верхней половине верхнего олигоцена. Это доказывается тем, что элювиальным процессом захвачены не только породы нижнемезозойской коры выветривания серпентинитов, но и покрывающие их бобовые железняки наурзумской свиты верхнего олигоцена. Весь этот комплекс пород, в свою очередь, перекрыт зелено-серыми глинами аральской свиты нижне- и среднемиоценового возраста.

Верхнеолигоценовый процесс выветривания наложился на сильно размытый профиль нижнемезозойской коры выветривания. Поэтому в зависимости от эрозионного среза элювиально переработанными оказались породы различных горизонтов этого профиля; красные полосчатые охры, нонтрониты, а местами даже выщелоченные серпентиниты. Там же, где нонтрониты перекрыты бобовыми железняками наурзумской свиты, в пестроцветный элювий превращен и этот горизонт осадочной покровной толщи. Мощность пестроцветного элювия достигает 5—7 м.

СТРОЕНИЕ ПРОФИЛЯ БЕЙДЕЛЛИТОВОГО ЭЛЮВИЯ

Пестроцветный верхнеолигоценовый элювий особенно хорошо выражен на Орь-Илекском водоразделе в пределах Кемпирсайского гипербазитового массива в краевых частях Батамшинской депрессии, выполненной в основном синхронными по возрасту с элювием, пестроцветными бейделлитовыми глинами верхней свиты верхнего олигоцена. Разрез элювированной толщи в схеме рисуется в следующем виде (фиг. 1). На сильно размытой поверхности нижнемезозойской коры выветривания гипербазитов, представленной выщелоченными и нонтронитизованными серпентинитами, залегают бобовые железняки и каолиновые глины наурзумской свиты, мощностью от 0,5 м до 5—6 м. Весь этот комплекс пород на глубину 5—7 м от поверхности захвачен наложенными процессами выветривания и превращен в пестроцветный бейделлитовый элювий. Приводим описание сводного разреза (снизу вверх).

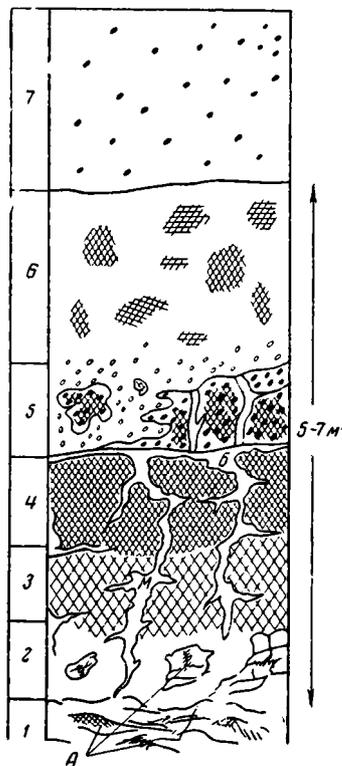
1. Материнские породы — выщелоченные и нонтронитизованные серпентиниты.

В основании разреза залегают выщелоченные серпентиниты, представленные белесой, относительно легкой породой, распадающейся при лежании на поверхности или при ударе молотка на мелкие кусочки угловато-раковистой формы. Местами в породе различаются, приуроченные к пологим трещинам отдельности, мелкие секущие жилки и прожилки керолита (1—2 см). Видимая мощность выщелоченных серпентинитов 1—1,5 м.

Выше по разрезу выщелоченные серпентиниты приобретают зеленоватый оттенок и очень постепенно переходят в табачно-зеленый, рыхлый нонтронитизованный серпентинит (0,1—0,5 м), а затем в нонтрониты — нацело нонтронитизованные серпентиниты, представленные оливково-зеленой глинистой породой восковидного сложения. В верхних горизонтах нонтрониты слегка обохрены и содержат по трещинам отдельности прожилки и сажистые скопления асболана.

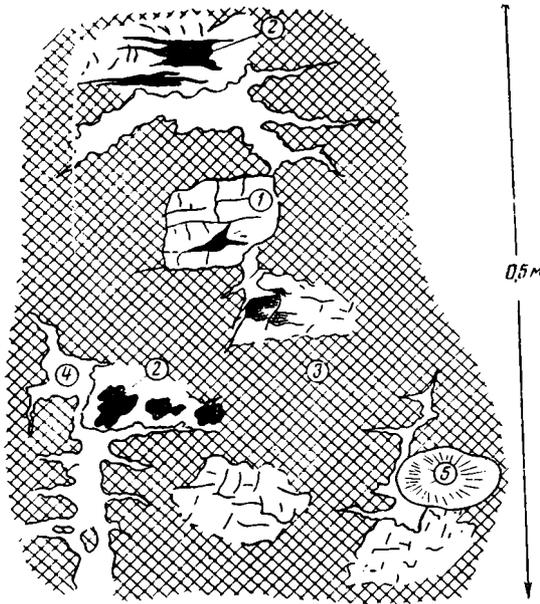
Горизонт, обогащенный асболанами, достигает мощности 0,5—1 м и, по-видимому представляет собой иллювиальный горизонт «бейделлитовой» коры выветривания, так как тесно ассоциирует с последней.

2. Осветленные слабо обохранные нонтрониты. Выше по разрезу нонтрониты обнаруживают ясные следы разложения. Они слегка обохрены, осветлены и утратили характерный для них восковидный облик. В слабо переработанных участках видно, что вся масса нонтронита пронизана сеткой тончайших, нитевидных жилок серого монтмориллонита, который местами обособляется в более крупные жилки и гнезда. Прожилки и гнезда монтмориллонита носят метасоматический характер, а потому имеют неясные очертания и плохо обособлены от вмещающей их нонтронитовой массы. Развиваются они метасоматически по трещинам отдельности нонтронитов. Среди осветленной нонтронитовой массы сохранились небольшие остаточные участки и пятна (до 0,1 м) совершенно неизмененного оливково-зеленого, восковидного нонтронита (фиг. 2). Остаточные пятна нонтронита, как и неизмененные нонтрониты нижних горизонтов разреза, насыщены сажистыми выделениями асболана. В осветленной же монтмориллонитизированной массе выделения асболана, как правило, отсутствуют. Очевидно, асболаны были выщелочены из нонтронитов по мере развития и опускания осветленной зоны.



Фиг. 1. Строение профиля бейделлитовой верхнеолигоценовой коры выветривания Батамшинской депрессии Кемпирсайского гипербазитового массива.

1—оливково-зеленые нонтрониты и нонтронитизированные серпентиниты с прожилками асболана (А); 2—зеленовато-серые осветленные нонтрониты с остаточными гнездами нонтронита; 3—бурые обохранные и осветленные нонтрониты с метасоматическими прожилками голубовато-серого монтмориллонита (М); 4—красно-бурые монтмориллонитизированные нонтронитовые охры с прожилками голубовато-серого монтмориллонита и бейделлита (Б); 5—выщелоченные красные бобовые железняки с прожилками бейделлита инфильтрационно-метасоматического происхождения; 6—бейделлитизированные песчаные каолиновые глины верхнего олигоцена с красными железистыми пятнами; 7—глины нижне- и среднемиоценового возраста



Фиг. 2. Реликтовые пятна нонтронита (1) с гнездами асболана (2) в осветленных нонтронитах (3) с прожилками бейделлита (4) и стяжениями арагонита (5)

Монтмориллонит, образовавшийся по нонтрониту, относится к железоглиноземистым разновидностям (табл. 1, обр. 100-2), имеет следующие оптические свойства: $Ng' = 1,530$; $Np' = 1,504$; $Ng - Np = 0,026$; и термокривую монтмориллонитового типа, но с более резко выраженной второй эндотермической остановкой. На рентгенограмме имеется характерный для монтмориллонита рефлекс первого порядка $d_{001} = 15,05$ кХ.

Интересно отметить, что там, где подошва осветленных монтмориллонитизированных нонтронитов спускается до выщелоченных серпентинитов, видно, что жилки керолита, развитые в выщелоченных серпентинитах, переходя в горизонт осветленных монтмориллонитизированных нонтронитов, утрачивают хрупкость

и приобретают глинистое сложение и сероватую окраску в связи с переходом керолита ($SiO_2 \cdot MgOnH_2O$) в монтмориллонит.

Выше по разрезу осветленные нонтрониты становятся охристо-бурыми. Кривая нагревания осветленного, обохренного нонтронита (фиг. 3,

Таблица 1
Химические анализы, характеризующие бейделлитовый профиль выветривания нонтронитизированных серпентинитов

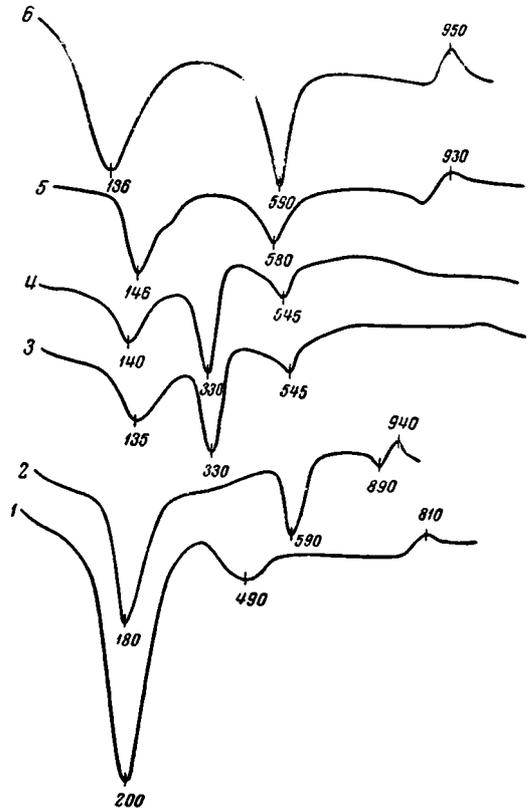
Компоненты	Оливково-зеленые нонтронитизированные серпентиниты	Осветленные нонтрониты	Осветленные и обохренные нонтрониты	Красно-бурая монтмориллонитизированная нонтронитовая охра	Голубовато-серый бейделлит из метасоматических прожилков
	Обр. 100-1	Обр. 100-2	Обр. 100-3	Обр. 100-5	Обр. 120-2
SiO ₂	45,28	50,07	47,09	27,63	45,96
TiO ₂	0,17	0,43	0,47	0,48	0,94
Al ₂ O ₃	11,61	19,54	15,51	13,91	27,04
Fe ₂ O ₃	12,30	5,58	12,60	21,29	5,96
FeO	0,06	0,18	0,17	0,24	0,28
CaO	0,95	0,48	0,79	0,71	1,42
MgO	7,17	4,51	3,61	2,12	3,03
Na ₂ O	0,52	0,70	0,50	0,50	0,27
K ₂ O	0,12		0,65	0,44	0,50
H ₂ O ⁺	9,00	5,58	6,69	9,58	7,29
H ₂ O ⁻	12,98	9,42	11,81	6,22	7,90
CO ₂	Нет	—	Нет	Нет	Нет
C	0,11	—	0,01	0,09	Нет
Сумма	100,27	96,49	99,74	100,21	100,59

Аналитик А. Н. Зарубицкая. Химическая лаборатория ГИН АН СССР (кроме обр. 100-2).

обр. 3) характеризуется тремя эндотермическими остановками, из которых первая и третья (135° и 545°) связаны с дегидратацией монтмориллонита, а вторая (при 330°) обусловлена присутствием гематитового пигмента.

Осветленные обохренные нонтрониты содержат хорошо оформленные жилки голубовато-серого монтмориллонита.

Монтмориллонитовые ($Ng' = 1,530$; $Np' = 1,504$; $Ng - Np = 0,026$) жилки имеют некоторую ориентировку (фиг. 4). Различаются пологие и крутопадающие жилы. Преобладают крутопадающие жилы с ветвистыми очертаниями. В отдельных жилах видны ступенчатые изгибы, часто сопровождающиеся расширениями и сужениями. В каждой жилке различается средняя часть, состоящая из чистого на глаз голубовато-серого монтмориллонита. К краям монтмориллонитовая масса сменяется переходными разностями к нонтрониту, что обуславливает расплывчатость контуров жилок. В жилках относительно большей мощности выделяется переходная кайма, которая отличается от монтмориллонита средней части жилки зеленоватым оттенком, благодаря пятнистой перемежаемости участков монтмориллонитового и нонтронитового состава. В целом, морфология жилок указывает на их метасоматическую природу и исключает возможность их секреторного происхождения.



Фиг. 3. Кривые нагревания пород монтмориллонит-бейделлитового элювия нонтронитизированных серпентинитов.

1 — нонтронит (обр. 204—8); 2 — осветленный монтмориллонитизированный нонтронит (обр. 100—2); 3 — обохренный монтмориллонитизированный нонтронит (обр. 100-6); 4 — красно-бурая монтмориллонитизированная нонтронитовая охра (обр. 100-5); 5 — монтмориллонит из прожилков в красно-бурой, ожелезненной охре (обр. 136-2); 6 — бейделлит из прожилков в красно-бурой, ожелезненной охре.

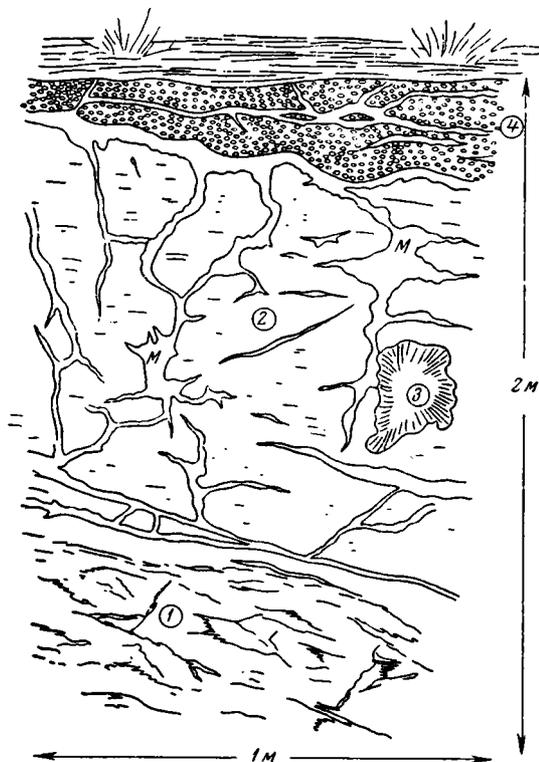
Внутри жилок, особенно в местах разветвления и раздувов развиваются округлые желвачки арагонита. Эти желвачки размером от 1 см могут возрастать до глыб в 0,5 м величиной. В этих случаях связь со штокверком утрачивается. Желвачки и глыбы арагонита имеют радиально-лучистое строение (фиг. 4).

Мощность осветленных и обохренных нонтронитов не превышает 0,5—1 м.

Процесс монтмориллонитизации нонтронитов очень отчетливо прослеживается микроскопически. В шлифах хорошо видно, что темно-зеленые, яркointерферирующие агрегаты нонтронита ($Ng' = 1,570$, $Np' = 1,546$, $Ng - Np = 0,024$) постепенно замещаются бесцветным ярко поляризующим агрегатом монтмориллонита ($Ng' = 1,530$; $Np' = 1,504$; $Ng - Np = 0,026$).

На начальных этапах процесса агрегаты монтмориллонита образуют псевдоморфозы по листочкам нонтронита, а в слабо нонтронитизированных серпентинитах сохраняют структуру нонтронитизованных шнуров хризотила, но при дальнейшем развитии процесса реликты первичной структуры постепенно исчезают, и порода приобретает тонкочешуйчатое или колломорфное сложение.

Осветленные агрегаты нонтронита имеют бледно-зеленую окраску. Затем бледно-зеленые тона постепенно исчезают, и агрегаты монтмориллонита становятся почти бесцветными, но чаще они имеют буроватый оттенок, благодаря присутствию пылевидных выделений гидроокислов железа. В то время как присутствующие здесь же в породе остаточные агрегаты неизмененного нонтронита лишены железистого пигмента, имеют густо-зеленую окраску и местами обогащены точечными и пылевидными выделениями асболана.



Фиг. 4. Бурые обохренные нонтрониты с сеткой прожилков голубовато-серого монтмориллонита.

1 — оливково-зеленые нонтрониты с гнездами и прожилками асболана (черное); 2 — бурые обохренные нонтрониты с сеткой прожилков голубовато-серого и зеленовато-серого монтмориллонита (м); 3 — стяжения арагонита радиально-лучистого строения; 4 — бурые железняки боковой структуры с прожилками бейделлита

Из приведенных соотношений следует, что железистый пигмент в данном случае относится не к реликтовым образованиям, охристым продуктам разрушения нонтронитов, а является продуктом аутигенного процесса, образовавшемся при монтмориллонитизации нонтронитов.

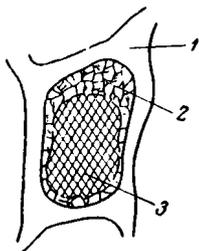
В элювиально переработанной толще нонтронитов была встречена небольшой мощности дайка каолинизированного габбро-диабазы. Дайка сильно деформирована. Присутствие такой дайки служит дополнительным доказательством элювиального происхождения

толщи и исключает предположение об ее осадочном образовании.

3. Красно-бурые охры с прожилками бейделлита. Выше по разрезу обохренные и осветленные нонтрониты сменяются красно-бурой нонтронитовой охрой, пронизанной хорошо оформленными жилками голубовато-серого монтмориллонита или бейделлита. Красно-бурые охры, так же как и подстилающие их нонтрониты, монтмориллонитизированы, так как и здесь остаточные агрегаты нонтронита замещены монтмориллонитом ($Ng' = 1,534$; $Np' = 1,519$; $Ng - Np = 0,015$). В соответствии с этим кривая нагревания красной глинистой охры идентична кривой нагревания осветленных обохренных нонтронитов (см. фиг. 3, обр. 5 и 6). Состав охры монтмориллонитово-гетитово-гематитовый.

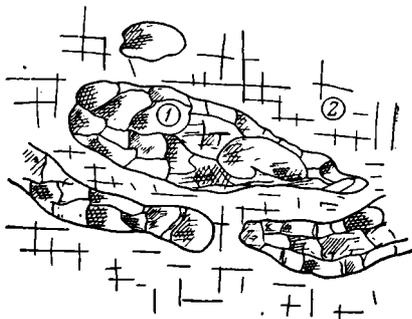
Основная охристо-глинистая масса более или менее однородна по структуре и несмотря на сильную обохренность во влажном состоянии

пластична. Местами она приобретает узловатое сложение, в связи с неравномерным чередованием глинистых, охристых и плотных железистых участков. Уплотненные участки имеют вид не вполне оформленных плотных комочков напоминающих бобовины, но имеют жилковатое строение. В других случаях, ожелезнение сосредотачивается на контакте с прожилками бейделлита или монтмориллонита (фиг. 5), тогда охристо-глинистая масса ячеек вкрая уплотнена и превращена в плотный красный железняк. Внутренняя же часть ячеек имеет сетчатое строение и состоит



Фиг. 5. Ячейка монтмориллонитовой сетки, сложенная в краях красным (позднее лимонитизированными) железняком.

1 — зелено-серый монтмориллонитизированный нонтронит; 2 — плотная железистая корка; 3 — обохренные и осветленные нонтрониты (крупинки глины, пронизанные охрой)



Фиг. 6. Пестроцветный элювий шток-верковой структуры с красным плотным железняком (1) в ячейках бейделлитовой сетки (2)

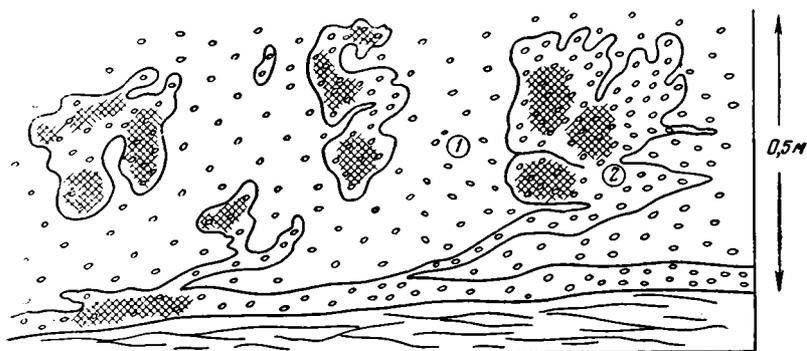
из глинистой массы, в той или иной степени превращенной в красно-бурю охру или крупитчатую охристо-железистую массу. Наконец, в ряде случаев ячейки между бейделлитовыми жилками целиком сложены плотным красным железняком (фиг. 6) ореховатой структуры. Жилки голубовато-серого бейделлита и монтмориллонита в отличие от таких же минералов более нижних горизонтов разреза здесь хорошо оформлены и легко могут быть отделены от вмещающей их охристо-глинистой массы. Жилки иногда как бы изогнуты. Создается впечатление, что элювиальный процесс сопровождался уменьшением объема породы с соответствующей деформацией бейделлитовых прожилков. Местами сетка жил имеет линзовидное строение. Бейделлит, слагающий прожилки, обнаруживает пластинчатую, параллельную стенкам отдельность, связанную, по-видимому, с высыханием. От крупных пологих бейделлитовых прожилков иногда отходят вертикально вытянутые, тонкие нитевидные жилки. Последние пронизывают охристые участки породы, а в сильно ожелезненных участках проникают между плотными комочками красного железняка. При этом плотные железистые стяжения, оказавшиеся включенными в узлах бейделлитовой сетки, кажутся осветленными и имеют белесовато-красную окраску. Очевидно, процесс ожелезнения охры в основном предшествовал процессу монтмориллонитизации.

Бейделлит, выделенный из прожилков (обр. 120-2), в красно-бурой сильно ожелезненной охре, по данным химического (табл. 1), рентгеновского (табл. 4), термического (см. фиг. 3, обр. 5) и оптического ($N_{g'} = 1,549$; $N_{p'} = 1,533$; $N_{g-Np} = 0,016$) анализов, состоит из монтмориллонита и дисперсного каолинита.

4. Бейделлитовый элювий бобовых железняков и каолиновых глин верхнего олигоцена. На красно-бурых охрах с прожилками бейделлита (или монтмориллонита) с ясной границей,

размыва залегает пласт сильно элювированных бобовых железняков наурзумской свиты, мощностью до 0,5—1 м, также пронизанный прожилками голубовато-серого бейделлита.

Пласт сильно разрыхлен и более или менее сильно выщелочен. В связи с этим он легко рассыпается на разнообразные по величине «железистые бобовины» или представляет собой белесовато-красную песчано-глинистую породу, переполненную более или менее осветленными железистыми бобовинами. Железистые бобовины, размером до 1—2 см, имеют округлую и овальную форму и представляют собой часто не бобовины, а округлой формы обломки железистых алевритов, песчаников и красных плотных железняков. Среди разрыхленного агрегата мелких «бобовин» нередко встречаются крупные валуны размером до 0,3—0,5 м, побурелого красного железняка червевидной структуры, содержащего



Фиг. 7. Бейделлитовые глины (1) реликтово-бобовой структуры с остаточными гнездами (2) красного разрыхленного «бобового железняка»

иногда в виде включений хорошо окатанную кварцевую гальку эллипсоидальной формы до 2—3 см размером, несомненно происходящую из отложений морского верхнего мела или палеогена. В основании пласта иногда встречаются крупные (до 0,1 м) довольно хорошо окатанные обломки подстилающих пород: габброидов, плотных красных железняков, реже бокситов среднеальбского возраста. Элювированный пласт бобового железняка так же, как и подстилающие его красно-бурые охры импрегнирован жилками светло-серого бейделлита. Бейделлит образует в бобовом железняке штокверк, состоящий из вертикальных жил (до 5—10 см) и отходящих от них апофиз (до 2—3 см мощностью), вытянутых в горизонтальном направлении. Кроме того, бейделлитом местами замещены целые участки пласта. Такие бейделлитизированные участки сложены голубовато-серой вязкой бейделлитовой глиной, переполненной остаточными светло-бурыми, сильно выщелоченными железистыми «бобовинами». Очевидно, поступающие сверху из пестроцветной глинистой толщи коллоидальные глинистые растворы не только перерабатывали породу вдоль трещин, но метасоматически замещали целые участки пласта (фиг. 7.). Вверх по разрезу выщелоченные бобовые железняки иногда сменяются белесовато-бурой вязкой глиной с тонкими прожилками бейделлита, по-видимому, представляющей собой элювий песчанистых каолиновых глин, перекрывающих бобовые железняки.

Общая мощность элювированных бобовых железняков и глин достигает 1 м, реже 2—3 м, иногда 5 м.

В элювированном бобовом железняке окислы железа вынесены как из «бобовин», так и из цементирующей массы, а оставшийся на месте

осветленный песчано-глинистый агрегат импрегнирован метасоматическими жилками бейделлита. В связи с этим в шлифах бобовых железняков отчетливо различаются осветленные участки песчано-глинистого состава; иногда с остаточными красными железистыми пятнами, а также участки и прожилки, образованные буроватыми колломорфными выделениями аутигенного бейделлита ($Ng' = 1,549-1,556$; $Np' = 1,524-1,547$; $Ng-Np = 0,009-0,020$).

Остаточный песчано-глинистый агрегат состоит из низкоинтерферирующего агрегата каолинита ($Ng' = 1,560$; $Np' = 1,557$; $Ng-Np = 0,003$), кривая нагревания каолинитового типа: (фиг. 3, обр. 2) переполненного алевритовыми зернышками кварца. Изредка встречаются, крупные, хорошо окатанные кварцевые песчаники размером до 1—2 мм.

Распльчатый характер контуров бейделлитовых прожилков свидетельствует о том, что образование их сопровождалось метасоматическим замещением кварцево-каолинитового агрегата. Судя по тому, что бейделлитизированные участки лишены мелких кварцевых зерен можно думать, что процесс метасоматоза сопровождался выщелачиванием кварца.

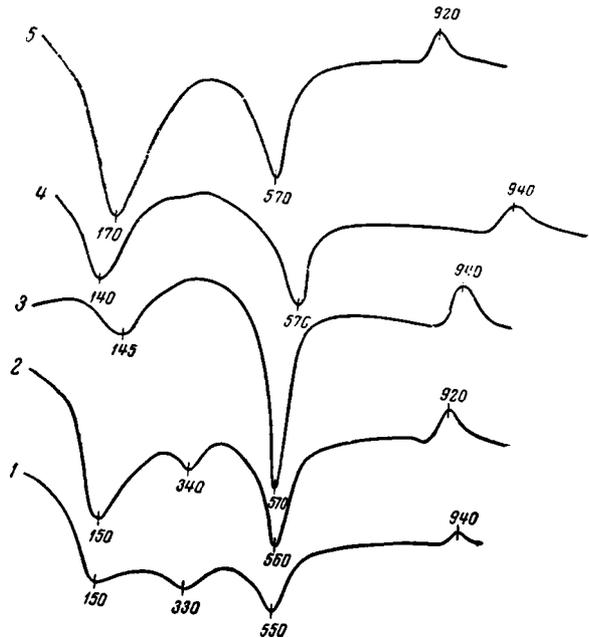
Голубовато-серый бейделлит (обр. 100-10) из прожилков, и метасоматически замещенных участков, судя по данным оптического и термического (фиг. 8, обр. 3) анализов, близок бейделлиту из монтмориллонитизированных нонтронитовых охр (см. фиг. 3, обр. 5).

В бортах депрессии там, где мощность бобовых железняков и глин наурзумской свиты достигала 4—5 м, элювиальной переработке подверглись только бобовые железняки и глины, а подстилающие их породы нижнемезозойской коры выветривания вследствие затухания процесса с глубиной уже почти не несут следов элювиальной переработки.

5. Вглубь депрессии элювированные бобовые железняки уходят под покров пестроцветных бейделлитовых глин верхней свиты верхнего олигоцена Батамшинской депрессии.

Мощность глин достигает 10—20 м.

6. На пестроцветных бейделлитовых глинах или непосредственно на бобовых железняках наурзумской свиты залегают желто-бурые глины аральской свиты. Глины содержат мелкую редко рассеянную гальку бобовин бурого железняка. Галька представлена единичными бобовинами, так как к моменту отложения аральской свиты бобовые железняки наур-



Фиг. 8. Кривые нагревания продуктов выветривания красных бобовых железняков наурзумской свиты.

1, 2 — элювированный бобовый железняк (обр. 103-1 и 102-4); 3, 4 — осветленные песчано-глинистые участки из элювированных бобовых железняков (обр. 100-9а и 9б); 5 — голубовато-серая бейделлитовая глина из метасоматически замещенных участков (обр. 102-3)

зумской свиты верхнего олигоцена были уже элювированы и в связи с этим при перемыве легко распадались на отдельные бобовины. Мощность глин аральской свиты достигает 2—3 м.

ПРОЦЕСС БЕЙДЕЛЛИТИЗАЦИИ НОНТРОНИТОВ

В коре выветривания серпентинитов Южного Урала выделения бейделлита и монтмориллонита впервые были описаны Г. С. Грицаенко и Е. И. Искюль (1937), позднее они были отмечены Б. П. Кротовым (1942, стр. 63) в нонтронитизированных серпентинитах Халиловского района.

Все исследователи связывают образование бейделлитовых прожилков в продуктах выветривания серпентинитов с инфильтрацией глиноземистых растворов сверху вниз (Кротов, 1942) или с вымыванием коллоидных глинистых растворов сверху из переотложенных продуктов коры выветривания (Грицаенко и Искюль, 1937).

Таким образом, присутствие в коре выветривания серпентинитов Южного Урала прожилков бейделлита отмечалось неоднократно, но никто до сих пор не придавал этому процессу большого значения. Между тем оказалось, что процесс бейделлитизации не ограничивается образованием прожилков, а представляет собой мощный наложенный, на древнюю кору выветривания, элювиальный процесс, притом настолько мощный, что приходится говорить о бейделлитовой коре выветривания.

При изучении бейделлитовой коры выветривания нонтронитизированных серпентинитов Кемпирсайского массива привлекает к себе внимание резко выраженное жилковатое строение элювия. Такая своеобраз-

Таблица 2

Химические анализы, характеризующие процесс преобразования нонтронита в бейделлит

Компоненты	Оливково-зеленый нонтронит		Слабо осветленный оливково-зеленый нонтронитизированный серпентинит	Зелено-серый монтмориллонитизированный нонтронит	Голубовато-серый бейделлит
	Обр. 6686	обр 204—8 (Фр < 0,061 м.м)	Обр. 100—1	Обр. 100—2	Обр. 120—2
SiO ₂	44,88	44,98	45,28	50,07	45,96
TiO ₂	Не опред.	Не	0,17	0,43	0,94
Al ₂ O ₃	3,58	1,92	11,61	19,54	27,04
Cr ₂ O ₃	1,19	Не опред.	Не опред.	0,28	Не опред.
Fe ₂ O ₃	24,47	23,75	12,30	5,58	5,96
FeO	0,44	0,39	0,06	0,18	0,28
MgO	4,11	4,93	7,17	4,51	3,03
CaO	1,10	0,73	0,95	0,48	1,42
NiO	2,63	Не опред.	2,42	0,89	Не опред.
Na ₂ O	Не опред.	0,30	0,52	0,70	0,27
K ₂ O	Не опред.	0,13	0,12		0,50
H ₂ O ⁺	5,58	6,82	9,00	5,58	7,29
H ₂ O ⁻	13,23	16,27	12,38	9,42	7,90
Сумма . .	101,21	100,22	101,98	97,66	100,59
SiO ₂ :(Fe, Al) ₂ O ₃	4,0 : 1	4,4 : 1	4,0 : 1	3,7 : 1	2,5 : 1
Ng'	—	1,570	—	1,530	1,549
Np'	—	1,546	—	1,504	1,533
Ng — Np	—	0,024	—	0,026	0,016

Химическая лаборатория ГИН АН СССР.

разная структура элювия связана с тем, что подвергшиеся выветриванию нонтронитизированные серпентиниты были бронированы пластом каменистого бобового железняка. Поэтому растворы поступали в нонтрониты не сплошным фронтом, а фильтровались через монолитную плиту бобовника по вертикальным трещинам отдельности. В результате процесс разложения локализовался в нонтронитах по трещинам и постепенно затухал, отходя от трещин вглубь породы. Следствием этого и явилось штокверковое строение бейделлитового элювия нонтронитизированных серпентинитов. Поэтому полный профиль выветривания нонтронитизированных серпентинитов может быть прослежен в данном случае не по изменению пород снизу вверх, а по изменениям от вмещающей породы вглубь прожилка жильного штокверка. При таком подходе мы получаем следующий ряд: Нонтронит → монтмориллонит → бейделлит.

Остановимся на сущности процесса бейделлитизации нонтронитов.

1. Нонтрониты — материнские породы бейделлитовой, верхнеолигоценовой коры выветривания, представляют собой оливково-зеленые, восковидные породы, сложенные водными силикатами железа. При пересчете химического анализа нонтронита (табл. 2, обр. 6686), на структурную формулу минерала получаем глиноземистый ферримонтмориллонит следующего состава:

$\text{Ca}_{0,08}(\text{Ni}_{0,20}\text{Mg}_{0,51}\text{Cr}_{0,10}\text{Fe}_{0,03}^{2+}\text{Fe}_{1,55}^{3+})[\text{Si}_{3,43}\text{Al}_{0,55}\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot 3,7\text{H}_2\text{O}$; или в упрощенном виде: $(\text{Ni}_{0,20}\text{Mg}_{0,50}\text{Fe}_{1,55}^{3+})[\text{Si}_{3,45}\text{Al}_{0,55}\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot 3,7\text{H}_2\text{O}$;

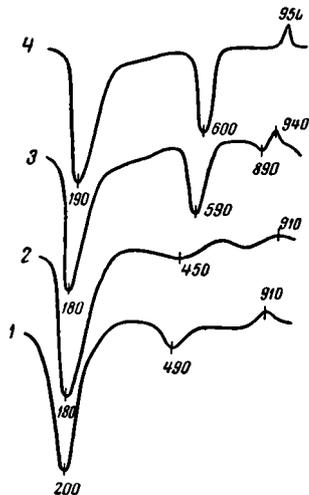
При расчете формулы всё Fe^{3+} было отнесено к катионам октаэдрического слоя, хотя как указывают Росс и Хендрикс (Ross, Hendricks, 1945) и вслед за ними И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишников (1951), не исключено, что Fe^{3+} в нонтронитах, подобно Al^{3+} частично может замещать кремнезем в тетраэдрических слоях. Однако Грим (1956) придерживается другого мнения и считает, что железо может замещать алюминий во всех его положениях в октаэдрической сетке, но совершенно не замещает его в тетраэдрическом слое (стр. 80).

В полученной формуле нонтронита число атомов в октаэдрическом слое превышает число возможных мест (> 2). Избыток катионов, по-видимому, связан с примесями. Установлено присутствие магнетита, хромпикотита и гидроокислов железа.

Магний в нонтроните унаследован от выщелоченных серпентинитов, являющихся материнскими породами для нонтронитов. Очевидно, магний, как и алюминий, входит в структуру минерала, так как присутствует в богатых железом разностях монтмориллонита — нонтронитах — постоянно (Гинзбург и Рукавишников, 1951; Грим, 1956). Эти данные хорошо согласуются с представлениями Грюнера (Gruner, 1935) о широком изоморфизме между Al^{3+} , Fe^{3+} и Mg^{3+} у минералов монтмориллонитовой группы.

Грюнер дает для этой группы минералов следующую структурную формулу: $(\text{OH})_8(\text{Fe}^{3+}, \text{Al}^{3+})_{8+n/3}[\text{Si}_{16-n}(\text{Al}, \text{Fe})_n\text{O}_{40}]m\text{H}_2\text{O}$;

Термограмма нонтронита (фиг. 9) имеет три термические остановки при 180—450—850° (экз). Первая низкотемпературная остановка резко выражена, как у всех минералов монтмориллонитовой группы, а вторая,



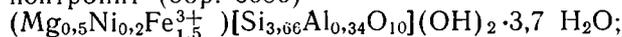
Фиг. 9. Термограммы, характеризующие процесс преобразования нонтронита в бейделлит.

1, 2 — нонтронит; 3 — осветленный нонтронит; 4 — голубоватосерый бейделлит

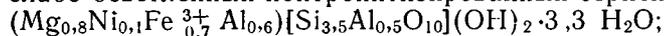
связанная с дегидратацией минерала, лежит очень низко (450—490°). Более низкая по сравнению с другими минералами монтмориллонитовой группы температура дегидратации у нонтронитов обусловлена, по данным Джонса и Джоноса (Johns, Jenas, 1954), не высоким содержанием железа, как это принято считать, а большим замещением кремния алюминием в тетраэдрических слоях.

Однако Джонс и Джонос, по-видимому, не правы, так как описанный нами ниже монтмориллонит, развившийся по нонтрониту примерно с тем же замещением кремнезема глиноземом в тетраэдрических слоях имеет значительно более высокую вторую термическую остановку (при 600°, вместо 450—490° — нонтронитовой). Вот, структурные формулы иллюстрирующие процесс преобразования нонтронита в бейделлит:

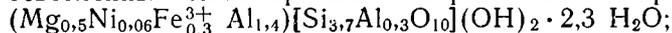
нонтронит (обр. 6686)



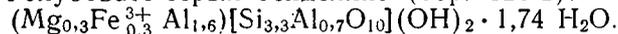
слабо осветленный нонтронитизированный серпентинит (обр. 100-1).



осветленный монтмориллонитизированный нонтронит (обр. 100-2).



Голубовато-серый бейделлит (обр. 120-2).



Очевидно, высокое содержание железа в решетке монтмориллонита сильно снижает температуру дегидратации минерала. Известно, что монтмориллониты всегда имеют более высокую температуру дегидратации, чем богатые железом глинистые минералы: нонтрониты (450°) и железистые гидрохлориты (Сердюченко, 1953, стр. 109).

Оптические константы нонтронита следующие: $\text{Ng}' = 1,570$, $\text{Np}' = 1,546$, $\text{Ng} - \text{Np} = 0,024$.

Согласно рентгеновским исследованиям Т. В. Долматовой (ГИН АН СССР), нонтронит (табл. 3) представляет собой минерал монтмориллонитовой группы ($d_{001} = 15$ кХ), в котором в связи с высоким содержанием Fe^{3+} отражения второго, третьего и четвертого порядка чрезвычайно слабо выражены (рефлекс с $d = 5$ кХ) или полностью отсутствуют. Кроме того, благодаря значительному содержанию Mg^{2+} значение линии (060) имеет среднюю величину между диоктаэдрическими и триоктаэдрическими разновидностями ($d = 1,525$ кХ). После насыщения нонтронита глицерином величина базального отражения возрастает до 17,7 кХ, кроме этого, появляются отражения более высоких порядков. Характерно, что после нагрева образца до 600°, наряду с базальным рефлексом $d = 9,7$ кХ и его вторым порядком 3,22 кХ, сохраняются и рефлексы высшего порядка.

2. В процессе выветривания нонтрониты светлеют, утрачивают элювиальный облик и постепенно превращаются в зелено-серую вязкую творожистого сложения глину монтмориллонитового состава.

Сравнивая химический состав осветленного монтмориллонитизированного нонтронита с составом нонтронита (см. табл. 2), не трудно видеть, что элювиальный процесс сводится к вытеснению в решетке нонтронита окисного железа глиноземом (табл. 4). Соответственно в породе содержания Fe_2O_3 убывает с 24,7% до 5,58, а содержание глинозема возрастает с 3,58% до 19,54%. Отношение $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3 = 3,6 : 1$.

Вместе с железом из нонтронита уходят и двухвалентные катионы: никель и частично магний (табл. 3). Но поскольку Fe^{3+} выносилось не полностью, а частично задерживалось в октаэдрическом слое, то вновь образованный монтмориллонит принадлежит железо-глиноземистым разновидностям.

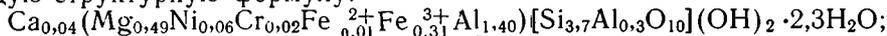
Дебаграммы, характеризующие превращения нонтронита в бейделлит
(по данным Т. В. Долматовой и В. А. Дрица, ГИН АН СССР)

Нонтронит (обр. 204-8)				Монтмориллонитизированный нонтронит (обр. 100-2)						Бейделлит (обр. 120-2)															
природный $d_{CT} = 0,3 \text{ мм}$		природный ориентирован.		ориентирован., насыщенный глицерином		ориентиро- ван., про- гретый до 600°		природный $d_{CT} = 0,3 \text{ мм}$		природный ориентирован.		ориентиро- ванный, насыщенный глицерином		ориентиро- ванный, прогретый до 600°		природный $d_{CT} = 0,3 \text{ мм}$		природный ориенти- рованный		ориентирован., насыщенный глицерином		ориентиров. подогретый до 600°			
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
10ш	15,64	10ш	15,05	10ш	18,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
					—					10	17,06					10	17,1								
					—	10	15,05							10	15,4										
					—			10	14,2							10	14,1								
					13,02							5	12,8									6	13,1		
					—	10ш	9,79	2	9,8			8	9,49			8	9,3			6		6	9,66		
				8ш	8,79					8	8,91														
					—			2	7,51	5	6,9	5	7,12			6	7,22	7	7,09	9	7,40				
					—													5	6,04						
				3	5,77							5	5,80					2	5,09						
3рш	4,94	3рш	4,94		—			2р	4,99	6р	4,88	8	4,44			7ш	5,28								
					—													1	4,81						
7	4,53	7	4,53	5	4,52			9	4,52							10	4,50							10	4,48
4	4,12	4	4,12		—																			2	4,23
					—																				
				7ш	3,55			2	3,56			9	3,54			5	3,59	8	3,54	10	3,54			2	3,55
					—	10	3,22	3	3,38					10	3,24	7	3,36							10	3,35

Изменения в соотношениях основных окислов при преобразовании нонтронита в бейделлит

Номер образца	Порода	Fe_2O_3 : : Al_2O_3 : MgO	Fe_2O_3 : MgO : : Al_2O_3	Fe_2O_3 : : Al_2O_3	SiO_2 : :(Al , Fe) $_2\text{O}_3$
6686	Нонтронит . . .	4,3:1:2,9	1,5:1:0,3	4,3:1	4,0:1
100-1	Слабо осветлен- ный нонтронитизи- рованный серпен- тинит	0,7:1:1,5	0,4:1:0,6	1:1,4	4,0:1
100-2	Осветленный монтмориллонити- зированный нонт- ронит	0,2:1:0,6	0,3:1:1,7	1:5,6	3,6:1
120-2	Голубовато-серый бейделлит	0,1:1:0,2	0,5:1:3,7	1:7,1	2,5:1

Осветленный монтмориллонитизированный нонтронит имеет следующую структурную формулу:



или в упрощенном виде: $(\text{Mg}_{0,5}\text{Fe}_{0,3}^{3+}\text{Al}_{1,40})[\text{Si}_{3,7}\text{Al}_{0,3}\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot 2,3\text{H}_2\text{O}$;

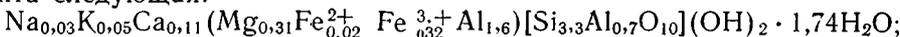
Оптические свойства следующие: $\text{Ng}' = 1,530$; $\text{Np}' = 1,504$; $\text{Ng} - \text{Np} = 0,015$;

Термограмма типичная для малокремнеземистых монтмориллонитов (180; 590° и 890° экз.), температура дегидратации у монтмориллонита уже значительно выше (590°), чем у нонтронита (450°).

Дебаеграмма (табл. 4) также заметно отличается от дебаеграммы нонтронита. Согласно исследованиям Т. В. Долматовой, в связи с замещением Fe^{3+} на Al^{3+} , на рентгенограмме монтмориллонитизированного нонтронита появляются линии 5,0 кХ и усиливается линия 3,07 кХ, а в связи с понижением Mg^{2+} линия (060) смещается к значению 1,503 кХ. Кроме того, отмечено появление слабых тонких каолиновых линий 7,5 кХ и 3,56 кХ, отсутствующих в нонтроните.

При нагревании образца в отличие от нонтронита наряду с собственно монтмориллонитовыми линиями 9,4 кХ и 3,22 кХ появляется рефлекс 12,8 кХ хлоритового минерала.

3. Голубовато-серый бейделлит дальнейший продукт метасоматического замещения, отобранный из прожилков в красно-бурой сильно железненной охре, отличается от осветленного, монтмориллонитизированного нонтронита еще большей глиноземистостью (содержание Al_2O_3 возрастает с 19,54% до 27,04%) и более низким содержанием SiO_2 (45,96% SiO_2 , вместо 50,07%). В соответствии с этим отношение SiO_2 : R_2O_3 снижается до значения 2,5:1. Структурная формула бейделлита следующая:



или в упрощенном виде: $(\text{Mg}_{0,3}\text{Fe}_{0,3}^{3+}\text{Al}_{1,6})[\text{Si}_{3,3}\text{Al}_{0,7}\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot 1,74\text{H}_2\text{O}$;

Оптические свойства $\text{Ng}' = 1,549$; $\text{Np}' = 1,533$; $\text{Ng} - \text{Np} = 0,016$. Термограмма (фиг. 9) по положению термических остановок близка термограмме монтмориллонитизированного нонтронита, но в целом упрощается и несколько меняет свою конфигурацию: перестает носить монтмориллонитовый характер, так как вторая термическая остановка (при 600°) резко усиливается и достигает интенсивности первой термической остановки (при 190°), а небольшой эндотермический эффект при 890° полностью исчезает. В целом, термограмма приближается к галлузитовой, но

имеет более резко выраженную низкотемпературную остановку и больше всего напоминает термограмму глин смешанного монтмориллонитово-каолинитового состава.

Голубовато-серый бейделлит имеет и отличную от монтмориллонитизированного нонтронита дифракционную картину (см. табл. 3). Согласно исследованию В. А. Дрица (ГИН АН СССР), голубовато-серый бейделлит представляет собой тонкую смесь трех минералов.

1. Один минерал с $d_{001} = 15,4$ кХ набухает в глицерине ($d_{001} = 17,6$ кХ) и теряет воду при прокаливании ($d_{001} = 9,4$ кХ). Откуда следует, что минерал принадлежит монтмориллонитовой группе.

2. Второй компонент принадлежит каолиниту, так как дает $d_{001} = 7,2-7,4$ кХ и $d_{002} = 3,5$ кХ, не разбухает в глицерине и, как все минералы каолинитовой группы, не разлагается в кислотах (10%-ная HCl), но разрушается при прокаливании. Минерал чрезвычайно плохо окристаллизован, так как не дает других рефлексов помимо базальных отражений.

3. Третий компонент — минерал хлоритового ряда проявляется только в ориентированных препаратах, где дает $d_{001} = 14,1$ кХ. Минерал этот не разбухает в глицерине ($d_{001} = 14,2$ кХ) сжимается при нагреве ($d_{001} = 13,2$ кХ) и в отличие от каолинитового компонента разлагается в 10%-ной соляной кислоте. После обработки кислотой исчезают линии $d = 14$ кХ и 4,8 кХ.

Появление на дебаеграмме бейделлита линий хлоритового минерала не вполне понятно. Можно было бы считать, что хлоритовые линии принадлежат хризотилу — реликтовому минералу нонтронитизированных серпентинитов. Но это предположение отпадает, так как после прокаливании линия с $d = 13,2$ кХ, согласно данным В. А. Дрица, усиливается, в то время как для хризотила характерно разрушение структуры при 600° . Далее можно было бы думать, что хлоритовые линии принадлежат хлориту, присутствующему в нонтронитизированных серпентинитах в виде незначительной примеси, но и этот вариант исключается, так как линии хлоритового компонента усиливаются, вместе с переходом от монтмориллонитизированного нонтронита к бейделлиту. Поэтому не исключено, что в процессе бейделлитизации нонтронитов образуется фаза, сходная с хлоритовой.

Таким образом, голубовато-серый бейделлит — конечный продукт метасоматического замещения нонтронита, состоит из монтмориллонита, дисперсного каолинита и, возможно, хлорита.

По-видимому, перед нами не просто механическая смесь, а промежуточный продукт превращения монтмориллонита в каолинит, образованный, как полагают В. В. Звягин, Р. А. Шахова и В. А. Шитов (1962), кристаллами с неоднородными по структуре и составу внутренними и поверхностными частями.

Следовательно, в процессе бейделлитизации нонтронитов на первых этапах разложения по нонтрониту развивается монтмориллонит, который затем, в свою очередь, постепенно замещается дисперсным, плохо окристаллизованным каолинитом. Таким образом, мы имеем следующий ряд стадийного метасоматического замещения: нонтронит → монтмориллонит → монтмориллонит + дисперсный каолинит. Очень возможно, что монтмориллонит конечной фазы, отличается от монтмориллонита промежуточной фазы по содержанию железа.

Из приведенного ряда следует, что нонтронит — железистый член монтмориллонитовой группы, под влиянием глиноземистых растворов, постепенно преобразуется в монтмориллонит, который затем, в свою очередь, постепенно с краев кристалла и послонно замещается дисперсным плохо окристаллизованным каолинитом. В изученном нами разрезе процесс не дошел до конца, в результате мы имеем бейделлитовый элювий

монтмориллонитово-каолинитового состава, представляющий собой промежуточный продукт метасоматического замещения. В других районах Советского Союза третичный бейделлитовый элювий гипербазитов в верхних горизонтах разреза сменяется голубоватыми «галлуазитовыми глинами» (табл. 5). Очевидно, при дальнейшем развитии процесса

Т а б л и ц а 5

«Бейделлит-галлуазитовый» элювий на продуктах выветривания ультраосновных пород

Кемпирсайский массив, Южный урал	Массив Шайтантас Казахстан (Бок и др., 1961)	Казахстан (Еремин и Корин 1952)	Северо-восточная часть Украинского кристаллического щита (Нестеренко, 1961)
<p>1) Красно-бурые охры с прожилками голубовато-серого бейделлита. В петлях бейделлитовой сетки иногда стяжения плотно-го красного железняка (1—1,5 м)</p> <p>2) Осветленные монтмориллонитизированные и слабо обохренные нонтрониты (до 0,5 м)</p> <p>3) Оливково-зеленые нонтрониты с обильными выделениями гидроокислов марганца (до 1 м)</p>	<p>1) Массивные голубоватые галлуазиты с реликтовыми пятнами бейделлитизированных серпентинитов, сверху слабо обохренные, мощность 0,3—1,2 м</p> <p>2) Бейделлитизированные серпентиниты, в нижних горизонтах с обильными выделениями гидроокислов марганца, мощность 0,2—0,7 м</p>	<p>Охры и бейделлитизированные и галлуазитизированные и нонтронитизированные серпентиниты.</p>	<p>1) Охры красно- и желтобурые, (мощность 0—11 м)</p> <p>2) Голубоватые с охристыми пятнами бейделлитово-галлуазитовые породы или нонтронитизированные серпентиниты, мощность 1—3 м до 17 м</p>
<p>Нонтронитизированные и выщелочные серпентиниты</p>	<p>Выщелоченные серпентиниты, магнетитосные и опализованные</p>	<p>Выщелоченные и нонтронитизированные серпентиниты</p>	<p>Выветрелые и разложенные серпентиниты</p>

выветривания бейделлитовый элювий преобразуется в элювий галлуазитового состава. Поскольку в бейделлитовом элювии Кемпирского гипербазитового массива каолинитовый компонент, входящий в состав бейделлита, принадлежит не галлуазиту, а плохо окристаллизованному каолиниту, то можно думать, что верхние горизонты бейделлитово-галлуазитовых кор выветривания, описанные под названием «галлуазитовых глин», сложены не галлуазитом, а дисперсным плохо окристаллизованным каолинитом.

Дисперсный плохо окристаллизованный каолинит, как и галлуазит, образует плотные глинистые массы, имеет термокривую близкую галлуазитовой, но не дает на электронномикроскопических снимках игольчатых и трубчатых кристаллов, характерных для галлуазита.

Процесс бейделлитизации нонтронитов имеет большое практическое значение, так как с ним связано одновременно разубоживание и обогащение нонтронитов никелем. Установлено, что нонтрониты, залегающие на Южном Урале под пестроцветным бейделлитовым элювием или под пестроцветными бейделлитовыми глинами делювиального типа постоянно обнаруживают повышенное содержание никеля и в верхних горизонтах обогащены кобальт- и никельсодержащими гидроокислами марганца. Из этого можно заключить, что никель, высвобождавшийся при элювиальном (см. табл. 2) и делювиальном процессах верхней половины верхнего олигоцена, не выносился, а адсорбировался подстилающими пестроцветный бейделлитовый элювий и делювий нонтронитизирован-

ными серпентинитами, приводя к образованию богатых никелем руд. Одновременно с этим никель совместно с кобальтом в верхних горизонтах нонтронитовой зоны частично фиксируется гидроокислами марганца с образованием никель- и кобальтсодержащих псиломеланов и вадов (асболяны).

Отметим также, что процесс бейделлитизации нонтронитизированных серпентинитов имеет большое общегеологическое значение, так как является неопровержимым доказательством большой миграционной способности глиноземистых растворов в природных условиях, что, однако, в настоящее время оспаривается многими крупнейшими исследователями (Виноградов, 1959; Страхов, 1960 и др.).

Конечно, формально можно пересчитать железистую нонтронитовую породу на глиноземистую бейделлитовую без привноса алюминия, т. е. считать, что увеличение количества алюминия в породе имеет чисто остаточный характер. Однако при таком пересчете необходимо допустить колоссальное уменьшение объема породы (см. табл. 4). Вместе с тем геологические данные, в частности, штокверковая структура элювия, реликты даек и др. показывают, что уменьшение объема было не столь значительным.

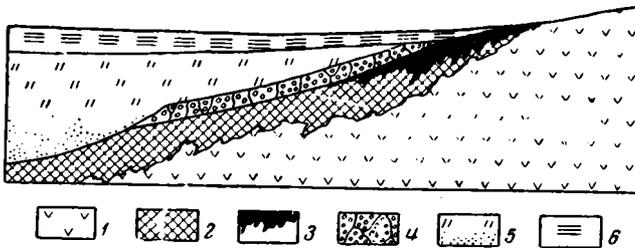
Источником алюминия могли быть только породы, окружающие гипербазитовый массив. Следовательно, алюминиевые растворы перемещались на расстояния не менее 2—3 км.

Миграция алюминия при бейделлитовом процессе проливает некоторый свет на возможное происхождение бокситов. Следы миграции глиноземистых растворов при образовании бокситов не имеют столь наглядного характера, как при процессе бейделлитизации.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БЕЙДЕЛЛИТОВОГО ЭЛЮВИЯ

Бейделлитовый элювий относится к типу кор выветривания, развивающихся на поверхностях размыва внутри осадочного платформенного чехла.

Выше уже было отмечено, что бейделлитовый элювий строго локализуется в прибортовых частях широких эрозионных ложбин (фиг. 10).



Фиг. 10. Приуроченность бейделлитового элювия к прибортовым частям эрозионных котловин, выполненных пестроцветными бейделлитовыми глинами верхней свиты верхнего олигоцена. Кемпирсайский гипербазитовый массив (Южный Урал).

1 — выщелоченные серпентиниты; 2 — нонтрониты; 3 — бейделлитовый элювий; 4 — выщелоченные бобовые железняки верхнего олигоцена с прожилками бейделлита инфильтрационно-метасоматического происхождения; 5 — пестроцветные бейделлитовые глины верхней свиты верхнего олигоцена; 6 — глины ниже- и среднемиоценового возраста

выполненных пестроцветными бейделлитовыми глинами верхней свиты верхнего олигоцена, и никогда не встречается на разделяющих их водоразделах. Ложбины, выполненные пестроцветными бейделлитовыми глинами пользуются широким распространением и приурочены к кар-

манам древней коры выветривания, сохранившейся на поверхности нижнемезозойского пенеплена. Из этого можно заключить, что в эпоху развития бейделлитовой коры выветривания преобладали продукты делювиального и аллювиального разложения, а элювиальные образования имели относительно небольшое распространение. В этом отношении бейделлитовая кора выветривания коренным образом отличается от древней коры выветривания, где мы видим практически один элювий. Это указывает на совершенно иные условия формирования бейделлитового элювия. Бейделлитовая кора выветривания в отличие от древней нижнемезозойской коры выветривания развивалась в условиях подъема страны, сопровождавшегося развитием эрозионной сети. Древняя же кора выветривания преобразовывала поднявшийся, но не расчлененный пенеплен. Поскольку подъем в олигоцене был незначительный, то на широких водоразделах он практически не сопровождался понижением уровня грунтовых вод, и лишь на участках, прилегающих к долинам, и особенно на участках, прорезанных боковыми саями, произошло понижение уровня грунтовых вод, заметное и важное для хода процесса выветривания. На этих участках и шло образование бейделлитового элювия. Одновременно благодаря развитию эрозионной сети, шло накопление больших масс делювия, частью за счет переотложения бейделлитовой коры выветривания, а частью непосредственно в ходе делювиального разложения.

На начальных стадиях эрозионного вреза процесс бейделлитизации сосредотачивался на склонах эрозионных котловин и шел сплошным фронтом, обгоняя эрозионный врез. К этому этапу относится образование бейделлитового элювия на нонтронитизированных серпентинитах и охрах и обесцвечивание бобовых железняков верхнего олигоцена. В дальнейшем, при углублении базиса эрозии и заполнении верховий эрозионной сети делювием, процесс бейделлитизации приобретает инфильтрационно-метасоматический характер. Коллоидальные глинистые растворы, образовавшиеся в процессе перемыва, проникали на глубину и метасоматически отлагались в нижних горизонтах разреза в горизонте бобовых железняков и в верхних горизонтах коры выветривания. Процесс инфильтрации сопровождался метасоматическим замещением не только стенок трещин, но иногда и целых участков пород.

Бейделлитовые прожилки приурочены к подошве пестроцветных глин верхней свиты верхнего олигоцена и образуют обогащенную прожилками зону, мощностью до 1—1,5 м. В результате этих двух следующих друг за другом процессов: элювиального и инфильтрационного метасоматического, бейделлитизированными оказались как нонтронитизированные серпентиниты древней коры выветривания, так и покрывающие их бобовые железняки наурзумской свиты верхнего олигоцена. После образования бейделлитового элювия процессы выветривания снова ослабевают в связи с начавшимся в неогене общим похолоданием и аридизацией климата.

ЛИТЕРАТУРА

- Бок И. И., Есенов Ш. Е., Еремин В. К. Никелевые месторождения Джезказган-Улутауского района, их изученность и перспективы. Большой Джезказган. Изд-во Казах. ССР, 1961
- Виноградов А. П. О причинах высокого содержания титана в бокситах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 4.
- Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. ИГН АН СССР, 1951.
- Гинзбург И. И. и Марголина Н. С. Сорбция никеля силикатами из слабых растворов в связи с явлениями гидролитического разложения.— Изв. АН СССР, серия геол., 1941, вып. 3.

- Грицаенко Г. С. и Искюль Е. И.— К минералогии Кемпирсайского силикатно-никелевого месторождения.— Мин. сырье, 1937, № 1.
- Еремин В. К. и Корин И. З. Пример многотипной древней коры выветривания в Казахстане.— В сб.: «Кора выветривания», 1952, вып. 1, АН СССР.
- Кротов Б. П. Халиловское месторождение комплексных железных руд. Труды ИГН АН СССР, 1942 вып. 67, серия рудн. местор. (№ 6).
- Нестеренко И. П. Кора выветривания ультраосновных пород северо-восточной части Украинского кристаллического массива.— Изв. Днепропетр. горного ин-та, 1961, 40.
- Писемский Г. В. Строение коры выветривания щелочных пород Приазовья.— Труды УНИГРИ, вып. 29, 1959.
- Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана.— Труды ГИН АН СССР, 1961, вып. 46.
- Разумова В. Н. Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья. В сб.: «Кора выветривания», вып. 2, 1956, АН СССР.
- Звягин, Б. Б., Шахова Р. А., Шитов В. А. Некоторые закономерности распределения глинистых образований по структурноминералогическим признакам, согласно данным их электронографического исследования.— Материалы по палеогеографии и литологии.— Труды ВСЕГЕИ, 1961, 72.
- Gruner J. W. The structural relationship of nontronites and montmorellonites.— Amer. Min., 1935, 20, № 7.
- Johns W. D. and Jenas E. C. Some observations on the relation between isomorphism and properties of clays.— J. geol., 62, 1954, № 2.
- Ross C. S. a. Hendrich S. S. В Minerals of the montmorillonite group. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 205B (1945).

В. Н. Разумова и А. Г. Черняховский

ДРЕВНЯЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ОРЬ-ИЛЕКСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ И ИСТОРИИ ЕЕ РАЗВИТИЯ

1. РАСПРОСТРАНЕНИЕ И МОРФОЛОГИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

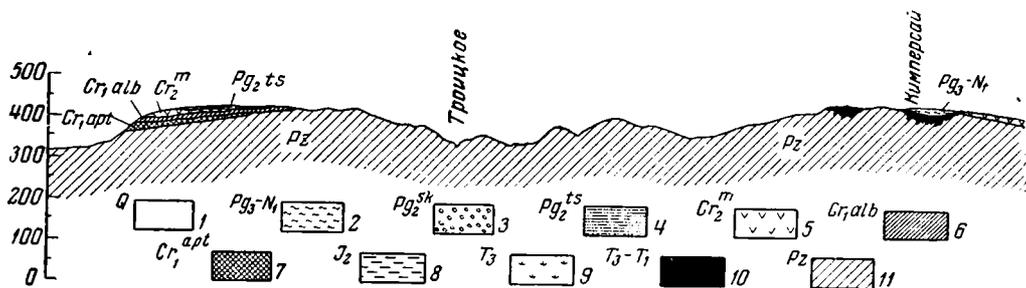
Древняя мезозойская кора выветривания широко распространена в пределах Орь-Илекского междуречья. Здесь с площадями ее развития связаны месторождения ряда полезных ископаемых: никелевых и кобальтовых руд, железных руд, бокситов, каолинов, отбеливающих земель, минеральных красок и магнезита.

Древняя кора выветривания Орь-Илекского междуречья, некогда покрывавшая более или менее сплошным покровом пенепленизированную поверхность палеозойских и докембрийских пород, в настоящее время в речных долинах сильно размывта и сохранилась главным образом в области водоразделов, где образует приуроченные к отрицательным формам рельефа отдельные пятна, контуры которых из-за плохой обнаженности обычно трудно установить.

На севере Орь-Илекского водораздела кора выветривания не опускается ниже отметки 300—350 м. Этот уровень приблизительно совпадает с краем приподнятого пенеплена, что особенно хорошо видно в верховьях мелких речек, впадающих в р. Урал (реки Киргильда, Эбеты, Кос-агач, Колдымбай и др.), а также по речкам бассейна р. Карагалы. В пределах указанного пенеплена местами кора выветривания также уничтожена главным образом действием абразии мелового моря. Во многих обнажениях удается видеть, как базальный конгломерат меловой трансгрессии ложится непосредственно на свежие породы. В других участках, когда кора выветривания слагала глубокие карманы, чехол ее достаточно хорошо сохранился. Более детальное изучение отдельных пятен коры выветривания показывает, что в нее врезаны большие ложбины, выполненные третичными пестроцветными глинами и песками. Все это вместе взятое создает крайне неравномерное распределение участков, сложенных корой выветривания. Большие и практически наиболее интересные площади ее распространения приурочены к Кемпирсайскому гипербазитовому массиву, породы которого во многих местах на большую глубину сильно изменены. С корой выветривания при контактовых зон массива связаны основные никелевые месторождения района.

На юге Кемпирсайского массива плащ коры выветривания еще более расширяется и прерывистыми пятнами покрывает значительные площади как по внешнему контакту гипербазитов, так и в центральной части района их распространения.

Наиболее значительные выходы коры выветривания на юге массива встречаются выше отметки 450 м, но в других случаях спускаются до 400 м и ниже. Отметим пятна коры выветривания на водоразделе рек Тагаша, Шандаша и Тоссай (к востоку от пос. Степного) и обширное



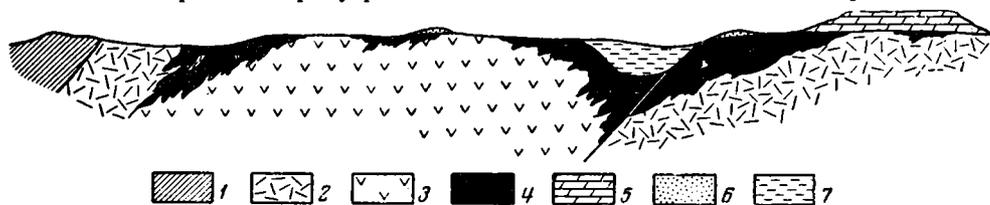
Фиг. 1. Широтный профиль через Орь-Илекский водораздел.

1 — четвертичные отложения; 2 — олигоцен — миоцен; 3 — верхний эоцен; 4 — средний и верхний выветривания;

поле на водоразделе рек Кызыл-каин и Сусановка, к северу от пос. Донского. В районе пос. Донского известные хромитовые месторождения частично располагаются в пределах площадей, занятых корой выветривания (Филимонова и Кофанов, 1941).

Севернее Кемпирсайского массива к востоку от пос. Херсонского кора выветривания прослеживается отдельными пятнами, выступающими из-под покрова меловых и палеогеновых отложений. Здесь она развита на серпентинитах и сланцах катралинской (ордовик) и каялинской (метаморфическая толща) свит.

На запад от массива, под покровом меловых отложений кора выветривания почти не сохранилась. Здесь встречаются лишь незначительные ее пятна, наиболее крупные из которых расположены в районе пос. Кос-Истека на правом берегу р. Жангиз-агач. На восток от Кемпирсайского

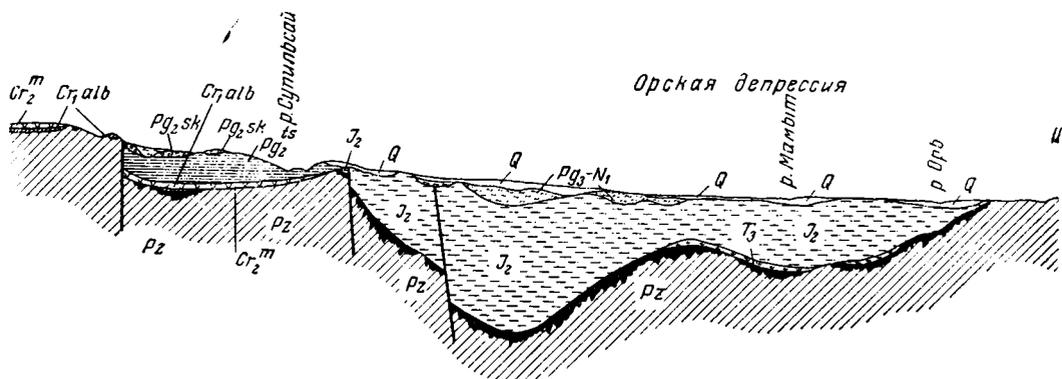


Фиг. 2. Взаимоотношения коры выветривания с морскими (покров) и континентальными (эрозийные котловины) мезо-кайнозойскими отложениями на Кемпирсайском гипербазитовом массиве Южного Урала.

1 — метаморфические сланцы; 2 — амфиболиты и габбро-амфиболиты; 3 — серпентиниты; 4 — кора выветривания на серпентинитах и амфиболитах; 5 — морские отложения мела и палеогена; 6 — кварцитовидные песчаники среднего эоцена; 7 — континентальные олигоцен-миоценовые отложения

массива область распространения коры выветривания протягивается вплоть до Орского грабена, вдоль которого палеозойские породы, а с ними и кора выветривания уходят на большую глубину (фиг. 1). Кора выветривания развита здесь на метаморфических сланцах, кремнистых сланцах и эффузивах силура — девона. Кроме того, здесь известны элювиальные горизонты и среди пород осадочного покрова.

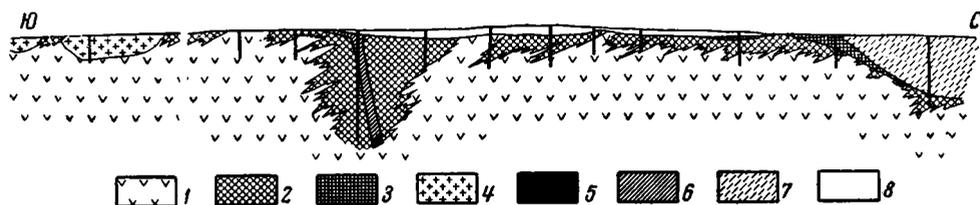
Далее на восток, вдоль левого берега р. Ори кора выветривания почти не сохранилась. В пределах указанной площади отмечены лишь отдельные породы продуктов выветривания диабазов, как например, в группе сопок на водоразделе рек Мамыт и Кызыл-Каин.



иллюстрирующий условия залегания древней коры выветривания.

эоцен; 5 — маастрихт; 6 — средний альб; 7 — апт; 8 — средняя юра; 9 — рэт-лейас; 10 — кора 11 — палеозой

Поверхность коры выветривания в зависимости от характера покровных отложений, то более или менее ровная — абразионная, то неровная, связанная с эрозионной сетью (фиг. 2). Относительно ровная поверхность соответствует подошве морских меловых отложений. Напротив, третичные и четвертичные аллювиальные и делювиальные образования выполняют в коре выветривания более или менее глубоко врезанные

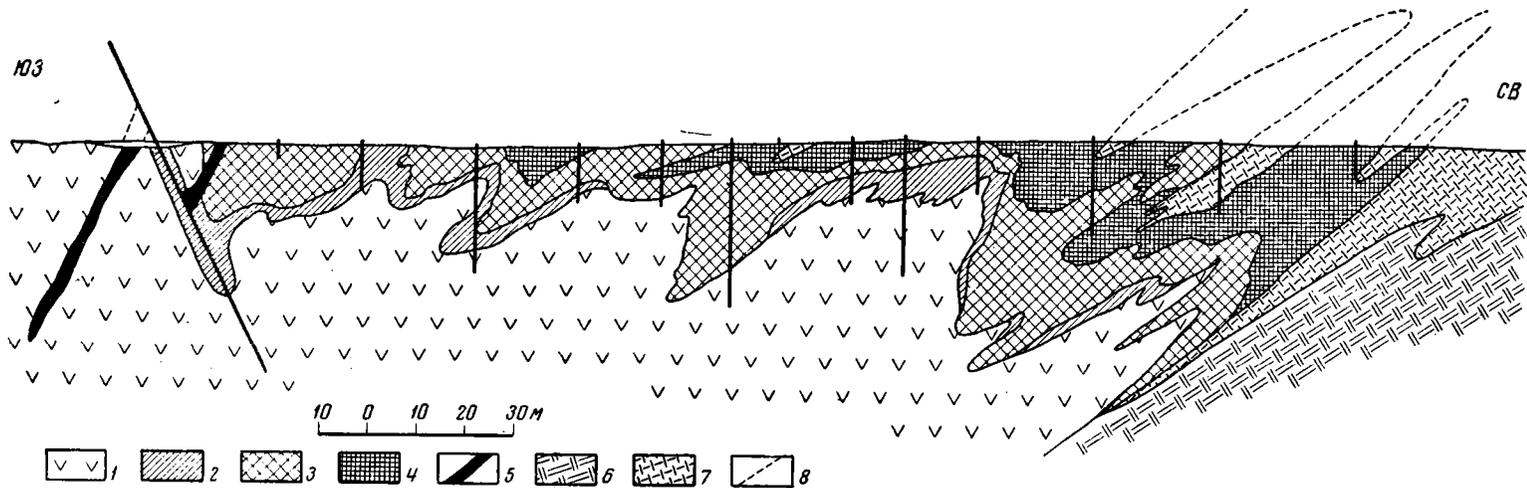


Фиг. 3. Нонтронитовый карман в контакте с габбро-диабазовой дайкой на Кемпирсайском гипербазитовом массиве (Южный Урал).

1 — выщелоченные серпентиниты; 2 — нонтронитизированные серпентиниты; 3 — охры; 4 — силицифицированные серпентиниты; 5 — габбро-диабазы; 6 — каолинизированные габбро-диабазы; 7 — эоценовые пестроцветные глины; 8 — четвертичные суглинки

карманы, впадины и котловины в смягченном виде, повторяющие поверхность подземного рельефа основания коры. Сходный рельеф кровли коры выветривания развит и на участках, перекрытых юрскими угленосными отложениями. Там, где продукты выветривания выходят на поверхность, почва часто приобретает ту или иную яркую окраску, свойственную рыхлым продуктам выветривания, и нередко растрескивается, образуя столбчатую отдельность; помимо этого, часто наблюдаются бугорки вспучивания, описанные Е. В. Рухиной (1939).

Подошва коры выветривания в отличие от кровли всегда очень неровная и имеет ступенчато-зубчатый характер (фиг. 3 и 4), часто с карманообразными углублениями и впадинами. Амплитуда колебаний подошвы коры выветривания на коротких расстояниях достигает 10—20 м и более. Сложная конфигурация подземного рельефа основания коры



Фиг. 4. Карман рыхлых продуктов выветривания гипербазитов на контакте с габброидами подошвы Кемпирсайского массива.

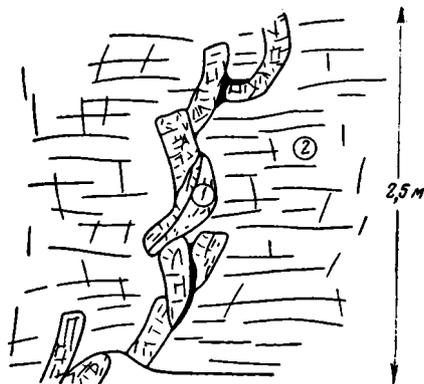
1 — выщелоченные серпентиниты; 2 — слабононтронитизированные серпентиниты; 3 — нонтрониты; 4 — охры; 5 — габбро-диабазы; 6 — габбро-амфиболиты; 7 — монтмориллонитизированные и каолинизированные габбро-амфиболиты; 8 — сброс

выветривания теснейшим образом связана с петрографическим составом пород и степенью их трещиноватости. Чем трещиноватей порода, тем легче она поддается выветриванию, в связи с чем процессы выветривания протекают очень неравномерно, и на месте трещиноватых зон возникают неправильные, карманообразные углубления, пластообразные залежи и жиллоподобные тела, часто уходящие на значительную глубину. Поэтому подземный рельеф подошвы коры выветривания всегда представляет собой очень сложную поверхность, состоящую из чередования выступов и впадин, обычно ориентированных в одном или нескольких направлениях. При изучении трещиноватости пород оказывается, что процессы выветривания обычно следуют определенной системе трещин. Так, на никелевых месторождениях восточного контакта массива Н. П. Херасковым и В. Н. Разумовой установлено, что процессы выветривания идут избирательно вдоль трещин, совпадающих с магматической полосчатостью.

Большое влияние на структуру коры выветривания оказывают и зоны развальцевания, но их роль обычно учесть трудно. Такие зоны постоянно наблюдаются в серпентинитах в контакте с габбро-диабазовыми дайками, поэтому вдоль каолинизированных габбро-диабазовых тел мы постоянно встречаем карманы, выполненные охрами и нонтронитами (фиг. 3). Образование таких карманов вдоль зон с повышенной трещиноватостью можно видеть и среди сланцев, например по р. Эбеты к западу от пос. Лушники. Мощные карманы имеются и в контакте серпентинитовых тел с вмещающими породами. Появление таких карманов также обусловлено повышенной трещиноватостью пород вдоль контакта с габброидами кровли (фиг. 4). Многие никелевые месторождения представляют собой такого рода карманы.

Интенсивность процессов выветривания определяется не только степенью трещиноватости пород, но зависит также и от их петрографического состава. Так, сланцеватые габбро-амфиболиты выветриваются лучше нормальных гипербазитов, а потому при тех же гипсометрических отметках кора выветривания габбро-амфиболитов на Кемпирсайском массиве часто образует сплошной чехол, а кора выветривания гипербазитов сохранилась лишь отдельными пятнами.

Поскольку образование рыхлых продуктов выветривания связано с процессами выщелачивания и гидролиза, сопровождающимися резким изменением объема пород, постольку в рыхлых элювиальных толщах нередко наблюдаются просадки (суффозионный карст). Просадки на месте мощных карманов коры выветривания, видимо, определяли и мелкие ложбины стока. Этим, по-видимому, объясняется и приуроченность углублений, выполненных делювиальными третичными глинами к карманам коры выветривания. Явления проседания проявляются также в деформации включенных в глинистую массу мелких каолинизированных даек габбро-диабазов (фиг. 5), в смещении относительно друг друга глыб слабовыветрелых пород, в раздроблении и смещении прожилков опала и пр. Под влиянием просадок местами, по-видимому, происходит и деформация охристо-глинистых масс, о чем свидетельствуют



Фиг. 5. Деформация каолинизированной дайки габбро-диабазы (1) в коре выветривания гипербазитов Кемпирсайского массива (2)

постоянно наблюдающиеся зеркала скольжения, имеющие в отличие от тектонических плоскостей неправильную изогнутую поверхность.

Мощность коры выветривания, даже в тех случаях, где она сравнительно мало размыта, очень непостоянна. Обычно мощность ее не превышает 10—20 м, но в раздробленных зонах рыхлые продукты выветривания прослеживаются иногда на глубину порядка 50—100 м.

2. СТРОЕНИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Кора выветривания представляет собой весьма своеобразный литологический комплекс. В основном это рыхлые охристо-глинистые образования, сохранившие структуру материнских пород и переходящие с глубиной в неизменные породы. Особым типом коры выветривания являются кремневые (силифицированные) породы, которые широко распространены на серпентинитах, но встречаются также на сланцах и габбровых породах.

Литологический состав и характер глинистых продуктов выветривания резко меняется в зависимости от состава материнских пород, причем для всех пород характерна более или менее ясно выраженная первичная или вторичная зональность, заключающаяся в определенной последовательной смене свежих пород, вверх по разрезу все более и более разрушенными. Состав этих зон меняется с изменением петрографического состава пород и может значительно видоизменяться в зависимости от типа выветривания и от последовательности наложения различных по характеру процессов выветривания.

Некоторое разнообразие и осложнение в строение разреза вносят процессы минерализации, связанные с выносом некоторых компонентов в процессе разрушения пород или с привнесением компонентов извне.

Если минерализация возникла одновременно с образованием основного профиля выветривания, то минерализованные зоны располагаются в соответствии с зонами профиля коры выветривания. Если же процессы минерализации протекали значительно позже образования основного профиля, то вторично минерализованные породы залегают в профиле азонально, переходя из одного горизонта в другой, захватывая нередко материнские породы и покровные отложения. Наиболее интенсивно минерализованы продукты выветривания гипербазитов.

Чрезвычайно существенно то, что продукты выветривания, образовавшиеся при одной физико-географической обстановке, с изменением последней, становились неустойчивыми и испытывали новые минеральные преобразования.

Глинистые продукты выветривания с характерными для них мутабильными соединениями значительно легче поддаются воздействию агентов выветривания, чем свежие породы. Поэтому раз возникшая кора выветривания становится местами развития все новых и новых процессов преобразования, аналоги которых не всегда могут быть прослежены в свежих породах.

ВОЗРАСТ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ТИПЫ ПРОФИЛЕЙ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ОРСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Возраст коры выветривания Южного Урала и Орь-Илекского междуречья определяется как доюрский или триас — юрский, на основании того что к северу от р. Урала в Халиловском районе, а также на левобережье р. Ори кора выветривания покрывается юрскими угленосными отложениями (Безруков и Яншин, 1934; 1937; Петренко, 1938; Хабаков, 1937; 1941; Никифорова, 1948 и др.).

В последние годы в Орской депрессии было установлено, что выветрелые палеозойские породы подстилают отложения рэт-лейаса и что процессами выветривания захвачены и сами рэт-лейасовые отложения. Аналогичная картина наблюдается и в Челябинском буруугленосном бассейне. Эти наблюдения уточняют возраст коры и говорят о том, что главный этап ее развития приурочен к границе юры и триаса.

Однако при более детальных исследованиях выяснилось, что приходится делать различие между геологическим возрастом основного процесса выветривания и возрастом некоторых вторичных, наложившихся процессов.

В Орской депрессии основной профиль коры выветривания сформировался уже в верхнем триасе. Это доказывается тем, что в районе пос. Романкуль под отложениями рэт-лейаса вскрыт хорошо развитый латеритный профиль диабазовых пород. Разрез (сверху вниз) следующий:

1. Вторично обеленные, обогащенные гиббситом каолины.
2. Красные и пестроокрашенные ломкие глинистые породы, образованные выщелоченными и окисленными гидрохлоритами.
3. Темно-зеленые хлоритизированные диабазовые порфириты.
4. Выветрелые, сильно трещиноватые (темно-зеленые) диабазовые порфириты с сетью кальцитовых жилок.

Процесс разложения диабазовых порфиритов заключается в гидратации хлоритов, выщелачивании цеолитов и монтмориллонитизации плагиоклаза. В верхних горизонтах профиля происходит разложение гидрохлоритов с выделением гематита и гиббсита (см. стр. 42).

Однако в слабоизмененном виде латеритный профиль сохранился только под отложениями рэт-лейаса. Породы латеритного профиля, залегающие под среднеюрскими угленосными отложениями, несут уже ясные следы последующих преобразований: как породы латеритного профиля, так и покрывающие их хлоритовые глины рэт-лейаса, залегающие под базальными горизонтами средней юры, превращены в белый каолиновый элювий. Интересно отметить, что при этом процессе гиббсит латеритного профиля сохраняется без изменения. Далее на размытом латеритном профиле, перекрытом более высокими горизонтами среднеюрской толщи, развит уже иной элювий — зеленый монтмориллонитовый. Микроскопическое изучение монтмориллонитового элювия, вскрытого скважинами в районе р. Кытынадыр, показало, что процессом монтмориллонитизации изменена гидрохлоритовая зона верхнетриасовой коры выветривания диоритов. В соответствии с этим профиль монтмориллонитовой коры выветривания состоит из двух зон: зоны дезинтеграции, унаследованной от латеритного профиля, и новообразованной — монтмориллонитовой.

В средней юре монтмориллонитовый элювий, как и продукты более древнего выветривания оказались погребенными под мощной толщей угленосных отложений. Поэтому в конце средней юры, когда осадконакопление прекратилось, новый элювий развивается уже на осадках средней юры. Элювий среднеюрской толщи красноцветный, гидрослюдистый, мощностью до 10 м и более. Выветрелая зона сложена глинами и алевроитами, окрашенными в пестрые и красные тона, а углистые прослои превращены в сажу. Процесс выветривания заключается в гидратации слюд с выделением окислов железа. На урочище Кызылсай красноцветный элювий перекрыт неокомом. Следовательно, время образования пестроцветного гидрослюдистого элювия падает на верхнюю юру.

На Кемпирсайском гипербазитовом массиве кора выветривания широко развита на серпентинитах, габброидах и такситах приконтактного комплекса.

Кора выветривания здесь носит красноцветный характер и, по-видимому, также имеет триас — юрский возраст. Наиболее древними породами, перекрывающими кору выветривания на Кемпирсайском массиве, являются бокситоносные отложения среднего альба Восточно-Кемпирсайского никелевого месторождения.

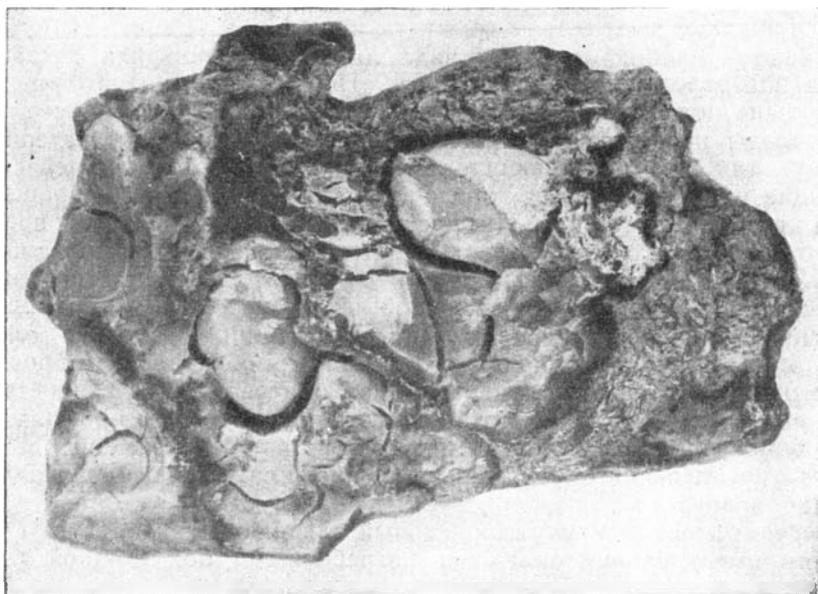
КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ СЕРПЕНТИНИТОВ И ПОРОД ПРИКОНТАКТОВОГО КОМПЛЕКСА КЕМПИРСАЙСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА

Кора выветривания серпентинитов характеризуется следующим разрезом (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Охры красные и бурые полосчатые	5—10
2. Нонтрониты и нонтронитизированные серпентиниты — оливково-зеленые восковидные глинистые породы	10
3. Осветленные выщелоченные серпентиниты (содержат 13—23% MgO в отличие от нормальных серпентинитов, содержащих MgO 36—40%), в верхних горизонтах опализованные (фиг. 4 и 6)	10
4. Серпентиниты, в верхних горизонтах обогащенные гнездами и жилами магнетита.	

Минералогически процесс разложения серпентинитов характеризуется следующими преобразованиями:

Хризотил → хризотил (с пониженным содержанием MgO) → нонтронит → гематит.



Фиг. 6. Опаловый желвак из пятнисто-опализованных серпентинитов Кемпирсайского гипербазитового массива. 1/2 нат. вел.

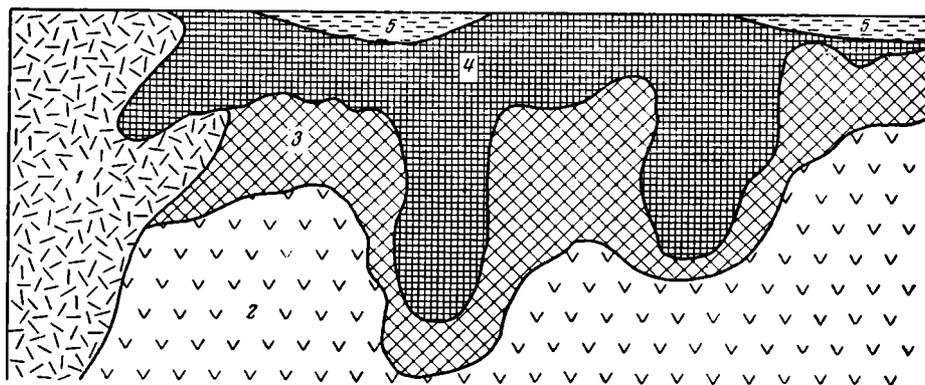
Процесс разрушения серпентинитов связан с выносом главным образом MgO, за счет которой и образуются отмеченный в профиле горизонт ~~опализованных~~ магнетитоносных серпентинитов.

Процесс выщелачивания серпентинита с минералогической точки зрения представляет значительный интерес, так как при значительном изменении химического состава не сопровождается существенными минеральными преобразованиями. Меняется лишь показатель преломле-

ния хризотилowych агрегатов. Это явление объясняется тем, что серпентинит, как и многие другие силикаты, состоит из кремнекислородного каркаса, а металлы в его структуре занимают промежутки и сравнительно легко удаляются и вытесняются из решетки.

Значительно более сложным представляется процесс нонтронитизации. С химической точки зрения процесс нонтронитизации характеризуется окислением железа и выносом из серпентинита, наряду с магнием, значительных количеств кремнезема; при этом железо еще остается в силикатной форме.

Превращение существенно магнезиевого силиката в железистый нельзя объяснить одним остаточным накоплением железа. Концентрация



Фиг. 7. Соотношения между охрами и нонтронитами в коре выветривания серпентинитов Кемпирсайского гипербазитового массива в районе пос. Танткен (составила А. А. Сандомирская).

1 — каолинизированные габбро-амфиболиты; 2 — выщелоченные серпентиниты; 3 — нонтрониты; 4 — красные полосчатые охры; 5 — покровные отложения

железа в нонтронитах, по-видимому, осуществляется за счет внутреннего перераспределения железа в породе (Гинзбург и Руковишников, 1951).

Процесс обохривания нонтронитов связан уже с полным разрушением силикатной решетки. Кремнезем целиком выносится и на месте остаются лишь гидроокислы железа. Реликтовый характер охры отчетливо проявляется в ее пористости, а полосчатость охр, по-видимому, связана с явлениями оседания и уплотнения пористой массы.

Зоны нонтронитового профиля коры выветривания гипербазитов не являются зонами единого профиля, а возникли, по-видимому, в результате последовательного изменения климата от сухого, жаркого к более влажному.

Независимость процессов выщелачивания, нонтронитизации и обохривания вытекает из особенностей морфологии коры выветривания. В разрезах коры выветривания можно видеть, что процесс нонтронитизации начинается на разных стадиях процесса выщелачивания, иногда даже почти на свежих серпентинитах. Точно так же охры могут целиком съесть нонтронитовую зону и спускаться вплоть до выщелоченных пород (фиг. 7).

В связи с этим границы свежих серпентинитов с выщелоченными, выщелоченных серпентинитов с нонтронитами и нонтронитов с охрами идут далеко не параллельно друг другу. Эта особенность заставляет рассматривать процессы выщелачивания, нонтронитизации и обохривания как самостоятельные последовательные процессы.

Профили выветривания пород, наиболее распространенных на Кемпирсайском гипербазитовом массиве

Материнская порода	Зона выщелачивания	Зона глинистых образований	Зона охр и охристых пород
Аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты	Выщелоченные аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты белой окраски	Нонтрониты	Полосчатые охры, красные и бурые
Амфиболито-пироксенито-перидотито-дунитовые такситы	Бурые выщелоченные такситы	Бурые охристые нонтрониты с хлоритом	Бурые, оранжево-красные и вишнево-черные охры с прожилками каолина
Серпентинизированные дуниты	Бурые выщелоченные серпентинизированные дуниты	Бурые охристые нонтрониты	Бурые охры, богатые зернами шпинели
Габбро-диабазы	Малоизмененные габбро-диабазы	Буровато-белые и зеленоватые глинистые породы монтмориллонитового состава	Малиново-красные каолины
Габбро-амфиболиты	Малоизмененные габбро-амфиболиты	Зеленовато-белые полосчатые глинистые породы монтмориллонитового состава	Неясно полосчатые каолины бурой, малиновой и сиреневой окраски
Эпигаббро-нориты	Малоизмененные эпигаббро-нориты	Чередование полос охристого, монтмориллонитового и хлоритового состава	Чередование полос охристого и каолинового состава
Зелено-серые хлоритовые породы	Слабовыветрелые хлоритовые породы	Зеленые гидрохлориты глинистого облика, часто богатые никелем	Каолины буровато-белые чешуйчатого сложения

Образование охр из нонтронитов происходило одновременно с образованием красных каолинов на габброидах и габбро-диабаззах (табл. 1).

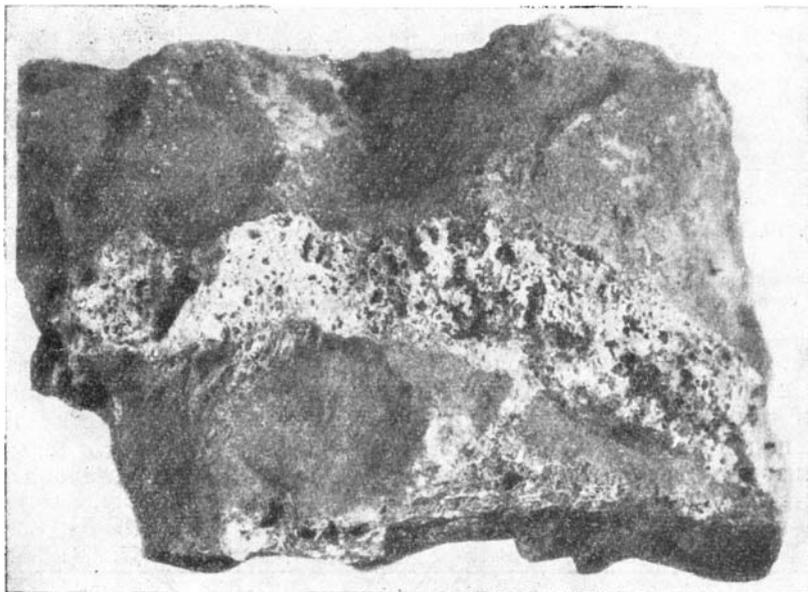
Таким образом, по мнению авторов, зональное строение коры выветривания гипербазитов связано не с развитием профиля при постоянных физико-географических условиях (Гинзбург и Савельев, 1939), а обусловлено изменениями климата во времени.

Кроме процессов минерализации, одновременных с основным процессом выветривания (опализация и отложение магнезита), основной триас-юрской или нонтронитовый профиль выветривания серпентинитов нередко осложнен более поздними, наложившимися процессами. Среди последних наиболее существенное значение имеет процесс окремнения (фиг. 8 и 9). Этот процесс настолько интенсивно преобразует первичный профиль выветривания, что для серпентинитов обычно выделяется наряду с нонтронитовым профилем и профиль окремненных пород.

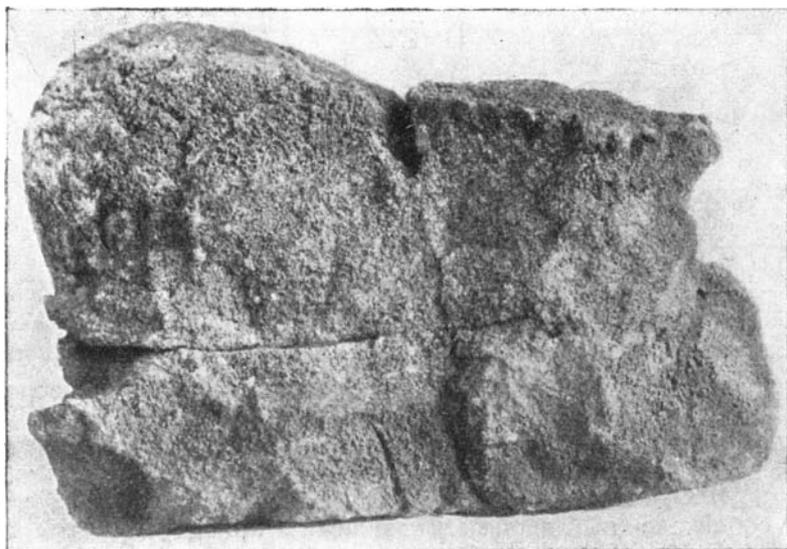
Вопросы генезиса и времени образования окремненных (силифицированных) пород до сих пор вызывают обширные дискуссии (Алешков, 1941; Гинзбург, 1946; Корин, 1952; и др.).

Окремненные породы залегают в нонтронитовом профиле азонально. Они то покрывают нонтрониты, то подстилают последние, местами переслаиваются с ними или, наконец, в некоторых случаях залегают под слоем выщелоченных серпентинитов. Там, где окремненные серпентиниты залегают на выщелоченных серпентинитах, последние обычно сильно доломитизированы (фиг. 10). Отметим, что еще А. П. Карпинский

(1891) указывал, что кремневые породы Урала являются продуктом метасоматического замещения первоначально карбонатизированных пород. Далее было установлено, что процесс окремнения идет



Фиг. 8. Кремневый серпентинит Кемпирсайского гипербазитового массива. $\frac{1}{2}$ нат. вел.



Фиг. 9. Слабо кремневый доломитизированный серпентинит Кемпирсайского гипербазитового массива. $\frac{1}{2}$ нат. вел.

избирательно по плотным породам, захватывая главным образом щелочные серпентиниты (фиг. 11), но в некоторых случаях окремнению подвергаются нонтронитизированные серпентиниты или даже нонтрониты, в этом случае образуются кремнистые стяжения конкреционного типа.

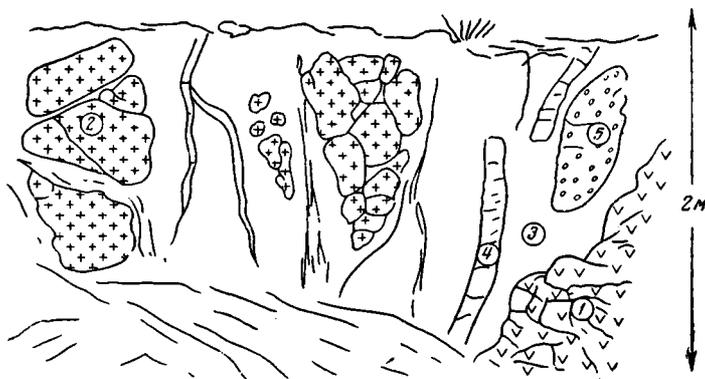
При большей интенсивности процесса происходит почти полное превращение серпентинитового вещества в агрегат кварца, халцедона, доломита и бурых окислов железа. Количество кремнезема может достигать



Фиг. 10. Положение окремненных серпентинитов в разрезе коры выветривания серпентинитов Кемпирсайского гипербазитового массива.

1 — выщелоченные серпентиниты; 2 — доломитизированные серпентиниты; 3 — бурые окремненные серпентиниты; 4 — нонтронитизированные серпентиниты; 5 — третичные глины

до 82%. Относительно молодой возраст кремнистых пород устанавливается на основании их аazonального положения в нонтронитовом профиле и тем, что окремненные породы образуются по существу за счет любых пород нонтронитового профиля, вплоть до магнетитоносных серпентинитов, слагающих «корни» коры выветривания. Следовательно,

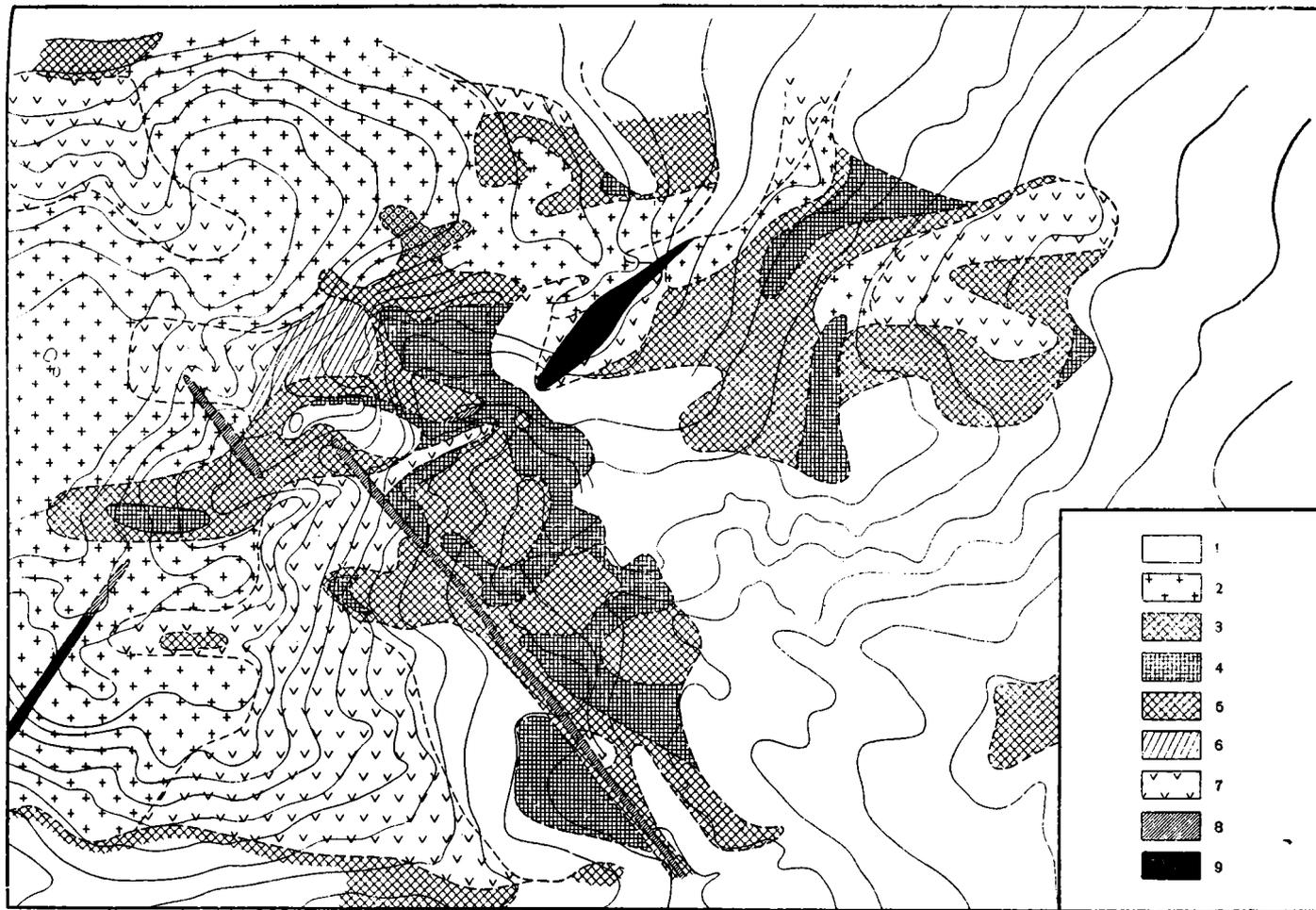


Фиг. 11. Гнезда кремнистых пород среди нонтронитизированных гипербазитов (зарисовка обнажения).

1 — выщелоченные серпентиниты; 2 — окремненные серпентиниты; 3 — нонтронитизированные серпентиниты; 4 — каолинизированные ксенолиты габброидов; 5 — опализованные серпентиниты

приходится предполагать, что глинистые продукты выветривания были предварительно частично размыты и только после этого подвергались окремнению.

Процесс окремнения в отличие от процессов нонтронитизации и обохривания не является процессом разложения серпентинитов (Гинзбург и Савельев, 1939; Гинзбург, 1946; Савельев, 1941; Корин, 1952), а представляет собой сложный процесс, связанный с привнесом новых компонентов (CaCO_3 и SiO_2) и явлениями метасоматоза (Разумова, 1945). С этим процессом, по-видимому, связана миграция никеля и образование никелевых силикатов, типа гарньерита и ревдинскита как в самих окремненных серпентинитах, так и во вмещающих породах. Окремненные серпентиниты, благодаря значительной стойкости к процессам размыва, обычно слагают бугорки (фиг. 12), гряды, реже возвышенности неправильной формы и языками спускаются в понижения, где переслаиваются с нонтронитами.



Фиг. 12. Геологическая карта участка коры выветривания гипербазитов в районе сопки Кемпирсай-бугор с выходами окремненных серпентинитов на высоких точках рельефа (составили В. Н. Разумова, Н. П. Херасков и Г. А. Топунова).

1 — пестроцветные глины; 2 — силицифицированные серпентиниты; 3 — нонтрониты с кремнистыми глыбами и конкрециями; 4 — охры; 5 — нонтрониты; 6 — нонтронитизированные серпентиниты (ВЗН); 7 — выщелоченные серпентиниты; 8 — каолинизированные габбро-диабазы; 9 — габбро-диабаз (неизмененный)

Особенно мощного развития окремнелые серпентиниты достигают на юге Кемпирсайского массива. Возраст окремнелых серпентинитов точно не установлен.

Небольшой мощности процесс окремнения, по-видимому, имел место в мелу, так как на юге Кемпирсайского массива по балке Джангисагач около пос. Сусановка, на протяжении нескольких километров, под базальным галечником кампанской трансгрессии залегает тонкая (5—10 см) корка бурого окремнелого серпентинита. Очевидно, процесс окремнения непосредственно предшествовал меловой трансгрессии или сопровождал накопление кампанских отложений. Однако наиболее мощного развития процессы окремнения, по-видимому, достигали в среднем олигоцене, так как на восточном участке Батамши в основании средне-олигоценовых песков постоянно встречаются огромного размера гнезда доломитизированных, окремнелых (и иногда опализованных) серпентинитов и нонтронитов, и сами пески содержат караван и глыбы (размером до 2—3 м в диаметре) кремнистых и известковистых песчаников, обломки опализованных стволов деревьев и псевдоморфозы никелевых силикатов (типа гарньерита) по растительным остаткам.

Другим мощным наложенным процессом является процесс «бейделлитизации». Особенно четко этот процесс выражен в краевых частях Батамшинской депрессии, выполненной континентальными песчано-глинистыми отложениями олигоценового и миоценового возраста. Бейделлитовый процесс наложился на сильно размытый профиль коры выветривания гипербазитов. Поэтому в зависимости от эрозионного среза измененными оказались породы различных горизонтов профиля; красные полосчатые охры, нонтрониты, а местами даже выщелоченные серпентиниты. Там же, где нонтрониты перекрыты «бобовыми железняками» верхнего олигоцена, в пестроцветный элювий превращен и этот горизонт осадочной покровной толщи. Мощность пестроцветного бейделлитового элювия достигает 5—7 м.

Возраст процессов бейделлитизации датируется верхней половиной верхнего олигоцена. Это доказывается тем, что бейделлитизированы как продукты выветривания серпентинитов, так и покрывающие их «бобовые железняки» наурзумской свиты верхнего олигоцена. Бейделлитовая кора выветривания установлена и на продуктах выветривания габбровых пород. Наиболее четко бейделлитовый профиль выражен на нонтронитизированных серпентинитах. Разрез сверху вниз следующий:

1. Монтмориллонитизированные красно-бурые нонтронитовые охры со штокверком из прожилков голубовато-серого бейделлита. В петлях бейделлитовой сетки иногда стяжения плотного глинистого железняка ореховатой или жилковатой структуры.

2. Осветленные, пигментированные окислами железа монтмориллонитизированные нонтрониты.

3. Оливково-зеленые, восковидные нонтрониты с прожилками и сажистыми выделениями абсолана.

Процесс монтмориллонитизации нонтронитов начинается с трещин отдельности и постепенно охватывает всю массу породы. Процесс этот протекает с привнесением алюминия. Одновременно выносятся: кремнезем, железо, магний и никель. В процессе монтмориллонитизации нонтрониты из оливково-зеленой восковидной породы превращаются в зеленовато-серую вязкую глину монтмориллонитового состава. Процесс монтмориллонитизации заключается в замещении в решетке нонтронита окисного железа глиноземом. В соответствии с этим в породе содержание Fe_2O_3 убывает с 24,47% до 5,56%, а содержание глинозема возрастает с 3,58% до 19,54%. При дальнейшем развитии процесса монтмориллонит, развившийся по нонтрониту, постепенно замещается бейделлитом, представляющим смесь монтмориллонита с дисперсным, плохо окристаллизованным каолинитом, процесс бейделлитизации нонтронитов имеет

большой практический интерес, так как никель, освобождающийся при монтмориллонитизации и бейделлитизации нонтронитов, адсорбируется подстилающими пестроцветными нонтронитизированными серпентинитами, что приводит к образованию богатых никелем нонтронитовых руд.

Верхние горизонты пестроцветного элювия слагают выщелоченные, сильно осветленные и разрыхленные бобовые железняки наурзумской свиты верхнего олигоцена, пронизанные прожилками голубовато-серого бейделлита инфильтрационно-метасоматического происхождения.

Другие процессы преобразования нонтронитового профиля изучены гораздо хуже, и все данные о них носят весьма отрывочный характер.

В среднем альбе в результате размыва пород коры выветривания происходило образование бокситов на продуктах выветривания габброидов и красных железняков бобовой структуры на продуктах разрушения серпентинитовых пород. Эти породы как бы венчают нормальный профиль коры выветривания. С сеноманским временем, по-видимому, связано образование в коре выветривания гнезд и жил красного железняка в связи с выносом окислов железа при обелении бокситов альбского возраста. Далее в подошве среднеолигоценовых песков, как уже было отмечено, был зафиксирован горизонт окремнения и опализации.

С третичным временем связана и интенсивная карбонатизация пород — образование нескольких карбонатных горизонтов, непосредственно протягивающихся из коры выветривания в толщу глин. Часть карбонатов, а также гипс имеют более молодой возраст и связаны с современным и четвертичным процессом выветривания.

Наконец, к плиоцен-четвертичному времени относится побурение пород близ поверхности — побурение охр, красных железняков, окремненных серпентинитов и красных железистых пятен в бейделлитовом элювии.

Кроме нормальных серпентинизированных гипербазитов в краевых частях Кемпирсайского массива распространен своеобразный такситовый комплекс контаминированных пород, представляющий собой серпентинизированные дуниты или перидотиты с тонкими слоечками и линзочками пироксенитового и амфиболитового состава, а также хлоритовыми обособлениями. Такситы отличаются пониженной серпентинизацией и обычно содержат значительное количество несерпентинизированного оливина.

Ход выветривания такситов заметно отличается от выветривания серпентинитов существованием обохривания уже на ранних стадиях процесса (в связи с присутствием несерпентинизированного оливина) и появлением в нонтронитах обильных прожилков зеленых хлоритов. Охры на такситах обычно достигают большой мощности и имеют характерную оранжево-бурую или вишневую окраску. Кроме того, в этих охрах встречается прожилки каолинизированного хлорита и часто наблюдается высокое содержание зерен шпинели. В отличие от профиля выветривания серпентинитов контакт между охрами и нонтронитами, как правило, нерезкий, и породы переходного типа иногда достигают мощности 5—10 м.

В целом профиль выветривания амфиболито-дунитовых такситов характеризуется таким разрезом (сверху вниз):

Мощность, м

1. Оранжево-красные или вишнево-черные охры с пропластками каолинизированного хлорита, в верхних горизонтах нередко переходящие в сухую, очень однородную желто-бурую охру 10—15
2. Бурые охристые нонтрониты с прожилками и пропластами выветрелого зеленого хлорита, нередко с непуитом и гарньеритом 10—20
3. Бурые, более или менее выщелоченные амфиболито-дунитовые такситы

Глинистые продукты выветривания такситов обычно представляют собой богатую никелевую руду, особенно в тех случаях, когда к никелевым хлоритам примешиваются непунит и гарниерит.

С охрами такситового комплекса часто связаны глыбы кварцитов и пещеристые кварцевые образования, нередко с красивыми щетками горного хрусталя вдоль трещин. Выделение кварца несомненно связано с процессами выветривания, так как звездчатая форма кварца показывает, что рост их происходил в рыхлой среде. На восточном контакте массива пещеристые кварцевые образования часто ассоциируют с тектоническими зонами. Одна такая зона, выраженная надвигом протяженностью в несколько километров, была прослежена С. П. Булычевым от Промежуточного месторождения, через Новую Батамшу и Батамшу. На Промежуточном месторождении надвигом захвачены и молодые третичные отложения. С этой зоной связано окварцевание пород коры выветривания и образование в плоскости надвига линзовидно развальцованного сепиолита, мощностью в 0,5 м. Пещеристые кварцевые породы в сочетании с сепиолитом очень напоминают комплекс пород Аккермановского никелевого месторождения.

Породы такситового комплекса обычно отличаются большой раздробленностью, что резко повышает интенсивность процессов выветривания. Поэтому вдоль полосы распространения полосчатого приконтактового комплекса развиваются глубокие карманы, и мощность коры выветривания резко возрастает, часто удваиваясь по сравнению с прилегающими к ним нормальными серпентинитами. Особенно это хорошо видно на Батамшинском месторождении.

Хлоритовые породы, состоящие из пеннина, развитые в породах полосчатого комплекса, при выветривании также испытывают сложные преобразования. Так, в зоне глинистых образований хлоритовые породы приобретают глинистый облик и ярко-зеленую окраску, становятся пластичными и жирными на ощупь; содержание в них никеля резко повышается. В зоне охр зеленые продукты разрушения хлоритовых пород постепенно обесцвечиваются, почти полностью утрачивают никель и переходят в жирные на ощупь, белые или буроватые породы каолинового состава, сохраняющие чешуйчатое сложение материнской породы. Интересно отметить, что другой хлорит-клинохлор, встречающийся по трещинкам среди пород полосчатого приконтактового комплекса в виде крупных чешуек и листочков, похожих на слюду, в отличие от пеннина почти не поддается выветриванию.

ПРОФИЛИ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГАББРОИДОВ И ГАББРО-ДИАБАЗОВ

Наряду с профилем выветривания серпентинитов хорошо, хотя и менее детально, изучены профили выветривания габброидов, слагающих подошву и кровлю Кемпирсайского массива и габбро-диабазовых даек, секущих серпентинитовый массив.

Профиль выветривания габбро-диабазов относительно прост и может быть охарактеризован следующим разрезом (сверху вниз).

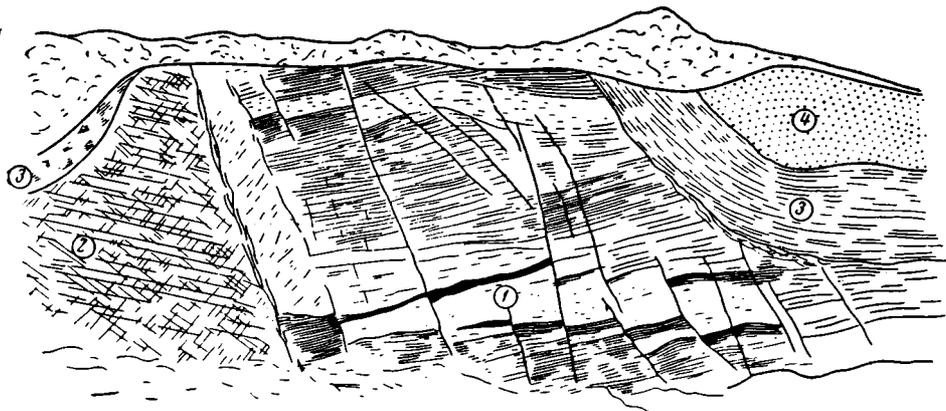
1. Малиново-красные каолины и вишнево-красные, иногда черные мумии.
2. Буровато или зеленоват-серый монтмориллонитовый элювий с реликтивно-диабазовой структурой.
3. Буроватые, слабоизмененные габбро-диабазы зернистого сложения.

Продукты выветривания габбро-диабазов состоят из агрегатов каолинита и монтмориллонита, а обохривание верхних горизонтов разреза связано с разложением железосодержащего монтмориллонита (заместившего в породе темноцветные минералы) с выделением гидроксидов железа с образованием каолинита.

Продукты разрушения габбро-диабазов в отличие от продуктов выветривания серпентинитовых пород обычно минерализованы слабо, но почти всегда содержат прожилки и небольшого размера гнезда монтмориллонита и пленочки вада. Изредка в верхних горизонтах встречаются стяжения арагонита и доломита.

Известны также и кремнеземные габбро-диабазы, состоящие из агрегата зерен доломита, халцедона и бурых окислов железа. От кремнеземных серпентинитов они часто отличаются лишь характером отдельности.

Более сложную картину мы получаем при изучении коры выветривания габбровых пород, слагающих подошву (восточный контакт) и кровлю (западный контакт) Кемпирсайского массива. По составу и



Фиг. 13. Каолинизированный ксенолит габбро-амфиболита (1) в нонтронитизированных гипербазитах (2). Вверху третичные глины (3) и пески (4)

строению этот комплекс чрезвычайно сложен и объединяет собой метаморфические породы типа амфиболитов, габбро-амфиболитов и метаморфические породы состава габбро и габбро-норитов (эпигаббро и эпигаббро-нориты). Для некоторых разностей характерно присутствие граната или сапфирина и зеленой шпинели. Все эти породы отличаются более или менее резко выраженной полосчатой текстурой.

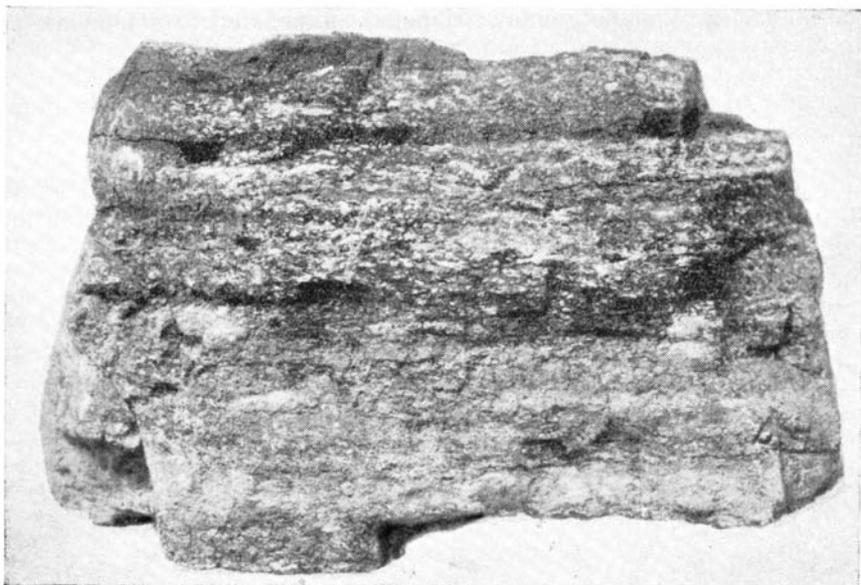
Этот сложный комплекс в настоящее время еще недостаточно изучен, но для некоторых его пород, развитых в пределах никелевых месторождений, профиль выветривания хорошо установлен. Так, профиль выветривания амфиболитов и габбро-амфиболитов может быть охарактеризован следующим разрезом (сверху вниз):

1. Неясно полосчатые каолины бурой, малиновой и сиреневой окраски.
2. Зеленовато-белые полосчатые глинистые породы монтмориллонитового состава.
3. Мало измененные амфиболиты и габбро-амфиболиты. Общая мощность всей толщи до 20—30 м.

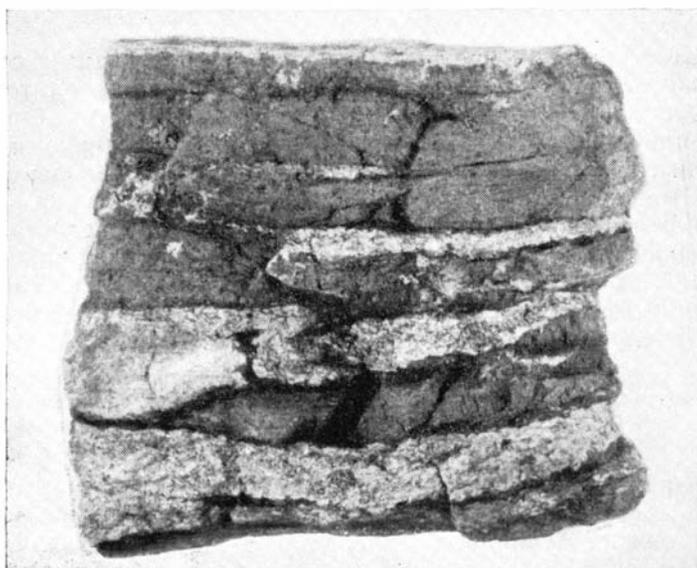
Образование зелено-белых глинистых продуктов по габбро-амфиболитам и амфиболитам обусловлено переходом плагиоклаза в агрегат слюдястых и каолиновых минералов, а роговой обманки в бледно окрашенные глинистые продукты монтмориллонитового состава. Красная окраска верхних зон профиля обусловлена распадом железо-глиноземистых монтмориллонитов на каолинит и окислы железа.

На Западно-Кемпирсайском месторождении В. Ф. Попковым были установлены и кремнеземные габбро-амфиболиты.

Менее точные данные мы имеем для эпиноритов и эпигаббро-норитов. Продукты их разрушения были вскрыты на Восточно-Кемпирсайском, Батамшинском и Бурановском месторождениях. Как эпинориты,



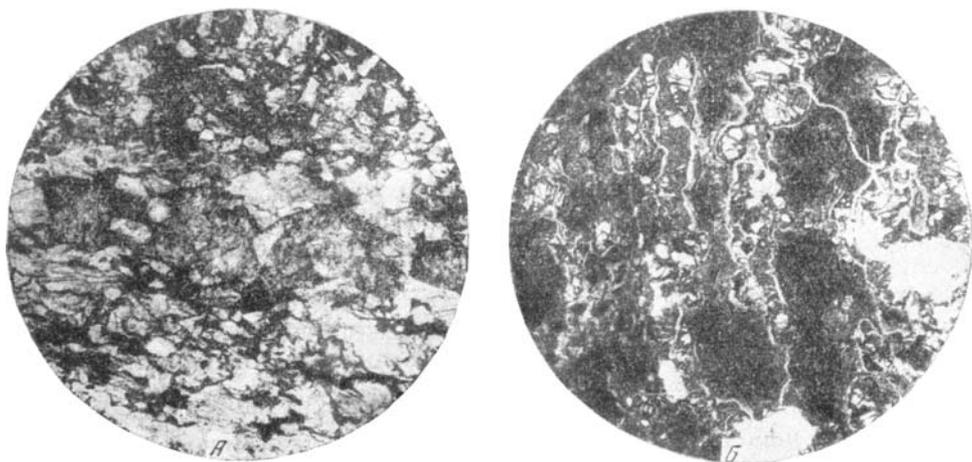
Фиг. 14. Хлоритово-нонтронитовая порода с реликтовой полосчатой структурой из полосчатого приконтактового комплекса



Фиг. 15. Оранжево-бурая охра с прожилками каолина.

так и эпигаббро-нориты залегают здесь среди пород полосчатого приконтактового комплекса в виде дайковидных тел, переходящих в краях в такситы сложного состава.

Сами эпигаббро-нориты и эпинориты часто также имеют такситовое сложение (фиг. 13), причем размер меланократовых и лейкократовых



Фиг. 16. Глинистый элювий, сохранивший реликты микроструктуры.

А — лейкократовый и Б — меланократовый габбро-норит. Кемпирсайский гипербазитовый массив. Южный Урал. Увел. 46, николи ||

полос часто колеблется в значительных пределах (от величины нескольких сантиметров до 1—2 м.).

В связи с полосчатым строением всего комплекса в целом продукты разрушения эпиноритов и прилежащих к ним такситов представляют собой полосчатые образования, состоящие из полос: каолинового, охристого, нонтронитового, джефферзитового гидрохлоритового и монтмориллонитового состава (фиг. 14, 15, 16).

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ДРУГИХ ПОРОД

Кора выветривания на других породах Орь-Илекского междуречья изучена плохо. Судя по беглым наблюдениям, это однообразные палевые, желтые, серые, реже красноватые каолиновые породы, развитые на основных эффузивах верхнего силура, глинистых сланцах девона и на кристаллических сланцах. Для кристаллических сланцев, наряду с глинистой корой выветривания, отмечается кремнистая кора, представленная охристыми и светлыми кварцитами, которые отличаются от кварцитов метаморфического происхождения окраской, отсутствием слоистой и сланцеватой текстуры и иногда наличием пустот.

Отдельно следует отметить кору выветривания девонских туфито-кремнистых сланцев. В районе пос. Анастасьевка Д. Д. Пенинским было констатировано развитие по ним чистых бейделлитовых глин. Последние представляют собой пластичные, чрезвычайно тонкие голубовато-серые глины, в нижних горизонтах полностью сохранившие структуру материнских пород. По свойствам и внешнему облику они чрезвычайно сходны с третичными бейделлитовыми глинами и отличаются от последних лишь реликтами первичной структуры кремнистых сланцев и отсутствием песчаных примесей. Возможно, что образование их синхронично бейделлитовому элювию коры выветривания гипербазитов и габброидов Кемпирсайского массива.

В овраге Медес около пос. Херсонского на диабазах и туфах верхнего силура кора выветривания представлена белыми и буроватыми глинистыми продуктами, часто сохранившими шаровую отдельность материнских пород. Микроскопически было установлено, что процесс разложения диабазов сопровождается образованием по плагиоклазу — серицитоподобных минералов и каолинита, а по пироксену — зеленых минералов хлоритового и илдингситового типа. Ильменит обычно разрушается с образованием лейкоксена.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В СТРОЕНИИ ПРОФИЛЕЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Из приведенной выше серии наиболее изученных профилей выветривания различных типов пород ясно видно, что характер их чрезвычайно разнообразен и резко меняется в зависимости от состава пород и от последовательности наложения различных по характеру процессов выветривания. Но вместе с тем, несмотря на все разнообразие продуктов выветривания, для профилей коры выветривания всех пород как первично, так и вторично зонального строения установлена следующая общая закономерность.

В основании коры выветривания во всех случаях залегают слабо измененные породы с сохранившимся первичным минералогическим составом, но с пониженным содержанием щелочей и щелочных земель, так называемая зона выщелоченных пород. Выше она сменяется зоной глинистых образований, где первичные силикаты не сохраняются и преобразуются в глинистые минералы монтмориллонитового, нонтронитового, каолинитового и гидрохлоритового состава. Процесс этот связан с выносом кремнезема, остатков щелочей и щелочных земель. Одновременно происходит накопление полуторных окислов и окисление железа. При этом окисное железо еще остается в силикатной форме, а закисное железо, окисляясь, иногда фиксируется в элювии в виде гематитового пигмента, приводя к обохриванию пород уже на ранних стадиях выветривания.

Наконец, третья зона — зона охр и охристо-глинистых пород характеризуется интенсивным накоплением полуторных окислов в виде гематита, или гематита и гиббсита, что связано с разложением железистых и железосодержащих глинистых минералов с окисным железом в решетке. В зоне охр и охристо-глинистых пород стираются все различия, связанные с первичным составом пород. Из глинистых минералов в этой зоне сохраняет устойчивость только каолинит. Верхние горизонты элювия иногда обелены, что обусловлено выносом из породы красного железистого пигмента. Обеление наступает тем быстрее, чем беднее порода была темноцветными минералами.

Интересно отметить, что в коре выветривания Казахского нагорья в отличие от Южного Урала зона красноцветного элювия отсутствует или очень слабо развита, и верхние горизонты профиля слагают белые каолины с жилами красного железняка (Разумова, 1956).

В результате петрографического изучения продуктов выветривания нами еще в 1945 г. было установлено, что ход процессов выветривания контролируется не валовым химическим составом пород, а определяется составом и структурой отдельных минералов. Так, оливин разлагается совершенно одинаково, независимо от того является ли он составной частью габбровых пород или гипербазитов, но химически близкий ему серпентин дает совершенно иной ряд изменений, также независимо от состава других минералов данной породы. Следовательно, все минеральные преобразования в коре выветривания протекают с постепенной перестройкой кристаллических решеток, а взаимо-

действие минералов друг с другом практически не наблюдается. Однако наряду с этим элементы, освобождающиеся при разложении пород, нередко используются внутри породы на постройку тех или иных новообразований. Так, например, хром, высвобождающийся в гипербазитах при разложении хромшпинелидов, часто входит в состав нонтронитов, метасоматически замещающих агрегаты хризотила (Гинзбург и Рукавишникова, 1953); и т. д.

Из приведенного описания древней коры выветривания Орь-Илекского водораздела вытекает, что коры выветривания складчатого основания платформ представляют собой весьма сложные, как в генетическом, так и в минералогическом отношении, образования, изучение которых требует применения специальной комплексной методики: совместного изучения продуктов выветривания и покровных отложений в их тесной ассоциации друг с другом.

ЛИТЕРАТУРА

- Алешков А. Н. О возрасте коры выветривания на Южном Урале.— Природа, 1941, № 1.
- Алешков А. Н. О происхождении южноуральских месторождений никеля.— Изв. АН СССР, серия геол., 1941, № 3.
- Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис. В кн.: «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Бакиров А. Г. К вопросу о третичной коре выветривания на Южном Урале.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1950, 65, вып. 2.
- Бакиров А. Г. 1. О генезисе микрорельефа коры выветривания ультраосновных пород Кемпирсайского массива.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1953, 74, вып. 1.
- Бакиров А. Г. 2. О некоторых особенностях структуры участков коры выветривания серпентинитов Кемпирсайского массива.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1953, 74, вып. 1.
- Бакиров А. Г. Гипергенный кварц коры выветривания гипербазитов Кемпирсайского района (Южный Урал). В кн.: «Доклады на 7-й научной конференции, посвященной 40-летию Великой Октябрьской социалистической революции». Вып. 4. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1957.
- Безруков П. Л., Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения бокситов на Южном Урале.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. и мин., 1934, вып. 7.
- Безруков П. Л., Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения алюминиевых руд в Примургоджарских степях. В кн.: «Бокситы». Т. 1, ч. 1. М.— Л., ОНТИ, 1937. (Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 110).
- Гинзбург И. И. Геохимия коры выветривания серпентинитов Южного Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 1.
- Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания в связи с никель-кобальтовым оруденением на Южном Урале. В кн.: «Труды Уральской научной конференции». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Гинзбург И. И. О теории А. Н. Алешкова по вопросу происхождения месторождений силикатного никеля.— Изв. АН СССР, серия геол., 1941, № 3.
- Гинзбург И. И. Нонтрониты Южного Урала. В кн.: «Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности». М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Гинзбург И. И., Савельев И. И. Образование никелевых месторождений силикатных руд на Южном Урале.— Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 6.
- Гинзбург И. И. и др. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Ч. 1—2.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1946, вып. 80, серия Уральск. компл. экспед. (№ 1); 1947, вып. 81, серия Уральск. компл. экспед. (№ 2).
- Грицаенко Г. С., Искюль Е. В. К минералогии Кемпирсайского силикатно-никелевого месторождения.— Мин. сырье, 1937, № 1.
- Карпинский А. П. Месторождения никелевых руд на Урале.— Горный журнал, 1891, 4, № 10.
- Касаткин В. Г. Почвы и грунты по линии Троицкой железной дороги.— Труды Бюро по земледелию и почвовед. Учен. ком. Министерства земледелия. СПб., 1915.
- Кац А. Л. Сравнительная характеристика продуктов выветривания и роль хлорита в образовании обогащенных никелевых участков на Шелектинском месторождении.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1941, вып. 41, серия рудных месторождений (№ 5).

- Корин И. З. Окременные змеевика в коре выветривания. В кн.: «Кора выветривания». Вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Крaшенинников И. М. Древняя кора выветривания лесостепного Зауралья.— Изв. Докучаевского почв. ком., 1915, № 3.
- Лодяной Н. И. Некоторые новые данные о геологическом строении северо-западной части Актыбинской области. В кн.: «Агрономические руды СССР». Т. 4. М., 1941.
- Никифорова К. В. Континентальные мезозойские и кайнозойские отложения восточного склона Южного Урала.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 45, серия геол. (№ 13).
- Петренко А. А. Об условиях образования осадков эпохи континентального выветривания Приорского района.— Проблемы сов. геологии, 1938, № 3.
- Пonomарев Д. В. О распространении коры выветривания в южной части Орь-Илекского водораздела.— Изв. Казах. филиала АН СССР, серия геол., 1946, вып. 8 (26).
- Пonomарев Д. В. Сравнительная характеристика состава нонитронов некоторых месторождений Кемпирсайского района.— Вестник АН Казах. ССР, 1947, № 4.
- Пonomарев Д. В. О некоторых закономерностях в распределении компонентов в коре выветривания на одном из месторождений Кемпирсайской группы.— Ученые записки Казанск. ун-та, 1954, 15, геол. и геофиз., вып. 1.
- Разумова В. Н. Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья. В кн.: «Кора выветривания». Вып. 2, М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 46.
- Рухина Е. В. О некотором типе бугристой степи в Актыбинской области.— Ученые записки Ленингр. ун-та, 1939, № 34, серия геол.-почв. наук, вып. 7.
- Рухина Е. В., Рухин Л. Б. Краткий геологический очерк северо-западной части Мугоджар.— Ученые записки Ленингр. ун-та, 1941, № 66, серия геол.-почв. наук, вып. 10.
- Савельев И. И. Роль микрорельефа в образовании месторождений никелевых силикатных руд на Южном Урале.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1941, вып. 41, серия рудных месторождений (№ 5).
- Савельев И. И. Кемпирсайское месторождение никелевых гидросиликатных руд. В кн.: «Минералогия Урала». Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Ульянов Д. Г. и др. Месторождения силикатно-никелевых руд Орско-Халиловского района.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1937, вып. 118.
- Ульянов и др. Кобальтовые руды Урала.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1940, вып. 167.
- Филимонова А. А., Кофанов Д. Н. Древнее выветривание Южно-Кемпирсайских хромитовых месторождений «Гигант» и «Спорное».— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1941, вып. 41, серия рудных месторождений, (№ 5).
- Формозова Л. Н. К вопросу о возрасте древней коры выветривания на Южном Урале.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1947, 22, вып. 2.
- Хабаксв А. В. Доюрский рельеф и древняя кора выветривания в южной части Южного Урала.— Изв. Гос. геогр. об-ва, 1935, 67, вып. 2.
- Хабзакв А. В. Доюрская кора выветривания. В кн.: «Геологическое строение Орско-Халиловского района». М., Госгеолиздат, 1941.
- Щербина В. Н. «Аморфный» доломит и доломито-кальцит в серпентинитах Казахстана.— Докл. АН СССР, 1950, 72, № 1.
- Яншин А. Л. Условия залегания и генезис бокситов Южного Урала, Казахстана и Восточной Сибири. В кн.: «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1953. (Материалы к познанию геол. строения СССР, вып. 15/19).

А. Г. Черняховский

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ МЕЛОВЫЕ И ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮЖНОГО ОКОНЧАНИЯ ЮЖНОГО УРАЛА И ПРОДУКТЫ ИХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Среди обширной литературы, посвященной геологии Южного Урала и прилегающих областей, почти отсутствуют работы по литологии континентальных мезо-кайнозойских отложений. Отдельные исследования проводились здесь лишь в целях изучения геологии юрских угленосных отложений и бокситоносных отложений альба. Почти совершенно не изучены континентальные третичные отложения. Это в значительной степени затрудняет изучение широко развитой на Южном Урале коры выветривания. Направленность элювиальных процессов, происходящих в зоне выветривания, отражается на составе поступающих в бассейны продуктов выветривания, а следовательно, и на характере осадков. В большинстве случаев можно с уверенностью говорить об однонаправленности процессов минералообразования в зоне выветривания и континентальных бассейнах.

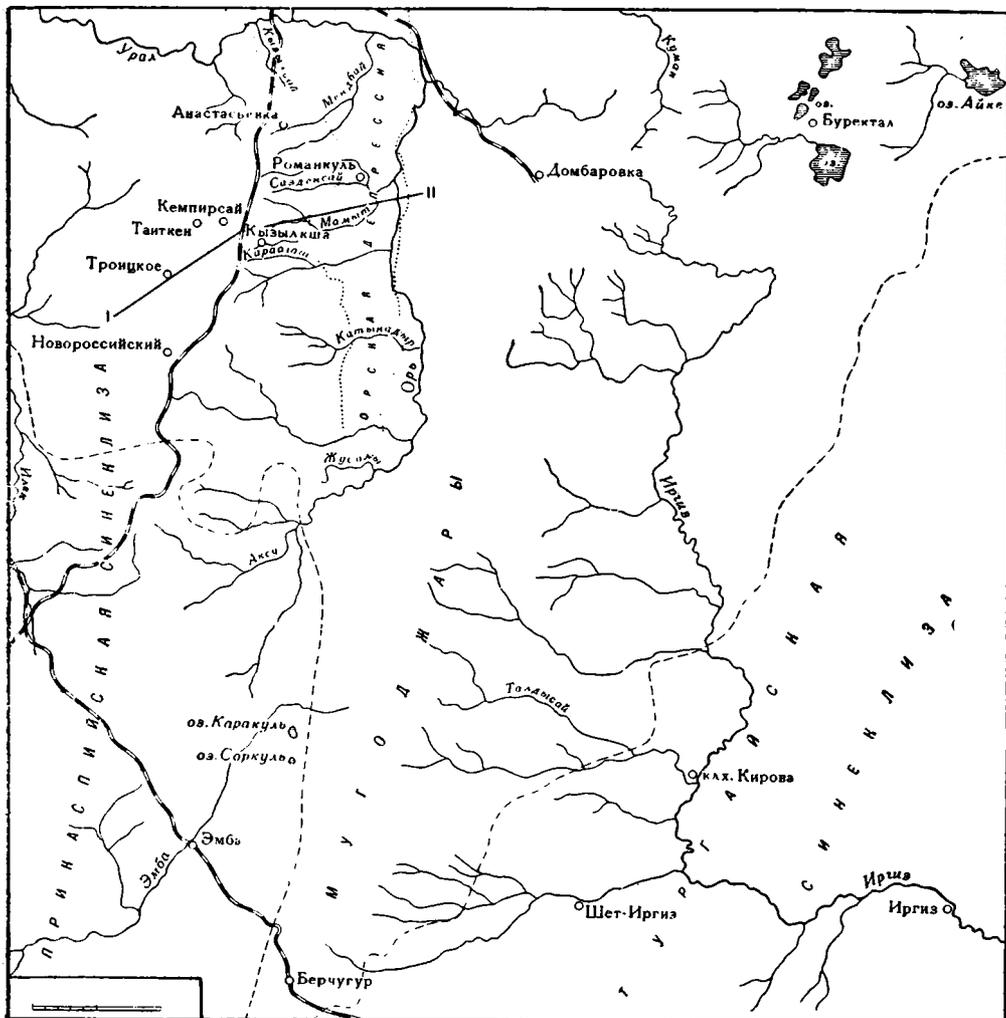
Ниже мы попытаемся дать общее представление о литологии и стратиграфии довольно сложного комплекса континентальных меловых и третичных отложений Мугоджар и о тех изменениях, которые происходили с ними в результате наложенных процессов выветривания. Наиболее детально эти отложения были изучены в Орской депрессии (фиг. 1 и 2). При этом были использованы керны и материалы, предоставленные в наше распоряжение геологом Восточно-Уральской ГРП В. Н. Хребтенко.

Сравнительное изучение разрезов описываемых толщ Орской депрессии с разрезами аналогичных отложений Южного Урала, Тургая, Приаралья и др. (табл. 1) подтвердило правильность выработанной для Орской депрессии стратиграфической схемы континентальных меловых и третичных отложений и позволило распространить ее на всю территорию Мугоджар.

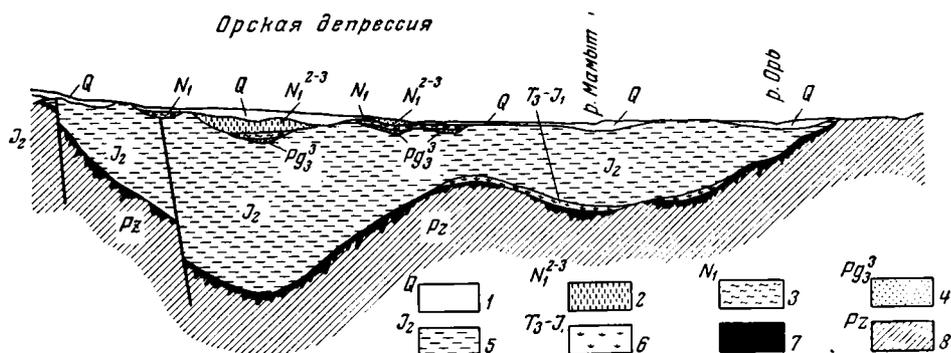
Основным методом корреляции отдельных свит в различных районах исследуемой территории служило сравнительное изучение их минералого-петрографического состава и главным образом состава глинистой фракции. Оптические исследования и полевые работы проводились автором под руководством В. Н. Разумовой. Термические анализы выполнены в лаборатории ГИН АН СССР Д. А. Виталь, химические анализы — А. Н. Зарубицкой под руководством Э. С. Залманзон, механические анализы — Н. А. Ивановой, рентгено-структурные анализы — в лаборатории ИГЕМ АН СССР С. И. Берхин. Всем им автор приносит искреннюю благодарность.

Таблица 1 (продолжение)

Приаралье и Тургай (по Яншину, 1953)		Чушкакульская антиклиналь (по Вахрамсеvu, 1952)		Мугоджары (по Черняховскому, 1959)		Юго-западная часть Тургай (по Бойцовой и др., 1955)		Северо-восточная часть Казахского нагорья (по Разумовой, 1956)	
Pg_{2-3} Cr_2	Морские отложения палеогена и верхнего мела	Pg_{2-3} Cr_2	Морские отложения палеогена и верхнего мела	—		$Pg_2^3 - Pg_3^1$	Чеганская свита	—	
				Pg_2^3	Саксаульская свита (пески)	Pg_2^3	Саксаульская свита	—	
				$Pg_2 - Cr_2$	Морские отложения эоцена и верхнего мела	$Pg_2 - Cr_2$	Морские отложения эоцена и верхнего мела	Pg_1	Аркалыкская свита
Cr_2	Континентальные отложения верхнего мела					Cr_2^{Sm}	Континентальные отложения сеномана		
Cr_{1alb} — Cr_{1apt}^3	Песчано-глинистая толща альба и, возможно, верхнего апта	Cr_{1alb}^3	Алтыкудукская свита			Cr_{1alb} — Cr_{1apt}	Черные глины Пестрые глины Темно-серые глины		
			Кызылшенская свита	Cr_{1alb}^2	Кызылсайская свита (глины и пески пестроцветные)				
		Cr_{1alb}^{1-2}	Карачетауская свита						
			Музбельская свита						
				Cr_{1apt}	Морские отложения апта (черные глины)				
Cr_{1nc}	Неоком	Cr_{1nc}	Даульская свита	Cr_{1nc}	Зиренагачская свита (красные глины, мергели и конгломераты)				



Фиг. 1. Обзорная карта района исследования.



Фиг. 2. Схематический разрез через Орскую депрессию.

1 — четвертичные отложения (Q); 2 — жиландинская свита (N_1^{2-3}); 3 — аральская и катынадырская свиты (N_1); 4 — наурзумская свита (Pg_3^3); 5 — юрские отложения (J_2); 6 — отложения рэт-лейаса (T_3-J_1); 7 — кора выветривания; 8 — палеозойские отложения (Pz)

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Континентальные меловые отложения в Мугуджарах разделяются на две свиты: нижнюю красноцветную — зиренагачскую, по-видимому, неокомского возраста и верхнюю — бокситоносную кызылсайскую альбского возраста. Эти отложения впервые были описаны Петренко (1933) на урочище Кызылсай. Бокситоносные отложения кызылсайской свиты были отнесены им предположительно к маастрихту, а лежащая ниже зиренагачская свита к юре.

В работе П. Л. Безрукова и А. Л. Яншина (1937) по аналогии с разрезом Южного Урала континентальные отложения урочища Кызылсай разделены на две свиты: хайбулинскую и зиренагачскую. К хайбулинской свите отнесены сероцветные внизу и пестроцветные вверху песчано-глинистые угленосные отложения с юрской флорой. Вышележащие красноцветные и бокситоносные отложения ими не разделялись и описывались под названием зиренагачской свиты предположительно верхнеюрского возраста.

Предположение о том, что зиренагачская свита П. Л. Безрукова и А. Л. Яншина, возможно, является нижнемеловой, появляется в работах Е. Э. Разумовской и др. (1941) и В. А. Вахрамеева (1948). Последний, ссылаясь на неопубликованные работы военного времени А. Н. Формозовой и А. Н. Яншина, счел возможным выделить бокситоносные отложения Кызылсай из состава зиренагачской свиты и сопоставить их с бокситоносными отложениями Южных Мугуджар. Считая их прибрежно-озерной фацией красных и пестрых карбонатных глин, развитых в ядре Чушкакульской антиклинали (даульская свита), В. А. Вахрамеев определяет возраст бокситоносных отложений Кызылсай как неоком — апт. Л. Н. Формозова (1949) в уроч. Кызылсай также выделяет три континентальные свиты: глинистую с нижнеюрской флорой — хайбулинскую, красноцветную с галечниками в основании — зиренагачскую (средняя юра) и бокситоносную (нижний мел).

В более поздней работе В. А. Вахрамеев (1952) бокситоносные отложения Кызылсай и Южных Мугуджар выделяет в кызылсайскую свиту. По литологическому составу, составу спорово-пыльцевых спектров

Т а б л и ц а 2

Существующие схемы подразделения континентальных мезозойских отложений уроч. Кызылсай

Возраст	Литологическая характеристика разреза	(Безруков и Яншин, 1937)	(Формозова, 1949; Вахрамеев, 1952)
Средний альб	Глины белые и пестрые, каолиновые. В верхней части бокситовидные породы, внизу кварцевые пески и галечники	Зиренагачская свита	Кызылсайская свита (средний альб)
Неоком (готерив-баррем)	Глины красные и зеленые, карбонатные. В основании серые суглинки и галечники	(Доггер)?	Зиренагачская свита (доггер)
Кора выветривания поздней юре	Глины желтые и розовые, слоистые с кольцами Лизеганга	Хайбулинская свита (лейас)	Хайбулинская свита (лейас)
Средняя юра (бат-байос)	Серые и темно-серые углистые глины и алевроиты		

и листовых отпечатков кызылсайская свита Мугоджар сопоставляется им с среднеальбскими отложениями кызылшенской свиты Чушкакульской антиклинали и с отложениями среднего альба бассейна р. Эмбы.

Красноцветы зиренагачской свиты Кызылсай В. А. Вахрамеев, ссылаясь на П. Л. Безрукова и А. Л. Яншина, относит к доггеру (табл. 2). За пределами Орской депрессии пестроцветные песчано-глинистые отложения, литологически сходные с зиренагачской свитой, описаны

А. Л. Яншиным (1953) вдоль восточного склона Южных Мугоджар. Эти отложения сопоставляются им со свитой даул Чушкакульской антиклинали и неокомом левобережья р. Эмбы.

Зиренагачская свита (неоком) в Мугоджарах не имеет площадного распространения. Отложения ее заполняют отдельные крупные котловины в Северных Мугоджарах (уроч. Кызылсай) или образуют предгорные пролювиально-делювиальные шлейфы на восточных и западных склонах Южных Мугоджар. Свита залегает на размытой поверхности пестроцветного гидрослюдистого элювия, развитого по

угленосным отложениям среднеюрского возраста (уроч. Кызылсай), или на палеозойских отложениях (в Южных Мугоджарах).

Зиренагачская свита уроч. Кызылсай в нижней части представлена галечниками, переходящими вверх по разрезу в серые и темно-серые пески с мелкозернистым известковым цементом базального типа, песчано-алевролитовые глинистые мергели и глинистые алевролиты с обугленным растительным детритусом.

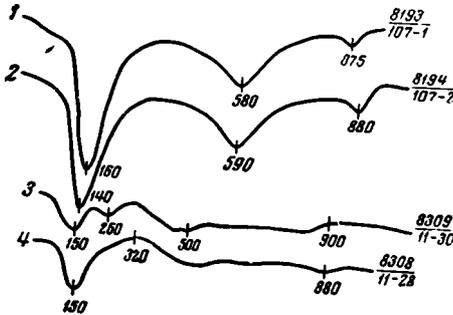
Галечники и пески имеют в основном кварцевый состав с значительной примесью в нижней части обломков зеленокаменных пород, кислых эффузивов, кварцитов и других пород уральского типа. В низах толщи среди минералов тяжелой фракции преобладают лейкоксен, ильменит и эпидот с незначительной примесью граната, циркона, турмалина, ставролита и единичных зерен глаукофана. Вверх по разрезу количество титанистых минералов уменьшается. Ориентировка глинистых частиц цемента несовершенная, текстура беспорядочная, иногда колломорфная. Состав глинистых компонентов в нижней сероцветной части зиренагачской свиты бейделлитовый ($Ng' = 1,561—1,548$; $Np' = 1,554—1,528$; $Ng' - Np' = 0,007—0,020$; фиг. 3, кривые 3 и 4). В глинистой массе часто встречаются зеленые листочки и агрегаты обломочного хлорита, биотита и чешуйки мусковита.

Мощность нижней сероцветной части зиренагачской свиты 3,5—5,5 м.

Вверх по разрезу сероцветные песчано-алевролитовые глины постепенно переходят в слоистые зеленовато-серые, желтые, темно-красные и красно-бурые известковистые глины со спутанно-волокнутой и колломорфной структурой, глинистые мергели и мергели с редкими алевролитовыми зернами кварца.

Прослой мощностью 1—6 м разного цвета переслаиваются друг с другом. Общая мощность верхней пестроцветной части свиты 26—36 м.

Глины верхней части зиренагачской свиты имеют показатели преломления: $Ng = 1,605—1,582$; $Np = 1,582—1,570$ для красных разностей и $Ng = 1,583—1,570$; $Np = 1,575—1,560$ для зеленых и желтых, что харак-



Фиг. 3. Термограммы гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин зиренагачской свиты уроч. Кызылсай.

1 — глина красная; 2 — глина зеленая; 3 — глинистая фракция из серых глинистых песков; 4 — глинистая фракция из серых песчаных глин

терно для глин гидрослюдистого типа, однако их термограммы (фиг. 3, кривые 1 и 2) близки термограммам глин монтмориллонитового состава. По-видимому, состав глин смешанный: гидрослюдисто-монтмориллонитовый. Смешанный гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав красных и зеленых глин подтверждается рентгено-структурным и химическим анализами. По данным табл. 3, ясно выявляются базальные отражения гидрослюдистых минералов (10,36; 4,96; 4,50; 2,60; 1,508 кХ) и среди них имеется характерный базальный рефлекс первого порядка, свойственный минералам монтмориллонитовой группы (15,38 кХ).

Таблица 3

Межплоскостные расстояния и интенсивности рефлексов дебаеграммы красных и зеленых глин зиренагачской свиты
(по С. И. Берхин, ИГЕМ АН СССР)

Глина красная (обр. 107-1)				Глина зеленая (обр. 107-2)			
<i>l</i>	<i>d</i>	Рефлексы гидрослюды	Рефлексы монтмориллонита	<i>l</i>	<i>d</i>	Рефлексы гидрослюды	Рефлексы монтмориллонита
5 p.	15,38		15,38	5 p.	15,38		15,38
10	<u>10,36</u>	10,36		10 p.	<u>10,36</u>	10,36	
1	7,16			3	7,30		
2	5,64			3	5,64		
5	4,96	4,96		4	4,93	4,93	
10	<u>4,50</u>	4,50	4,50	10	4,50	4,50	4,50
1	3,53			3	3,53		
3 ш	3,28			5 ш	3,23		
2	2,99			1	3,00		
2	2,84			4	2,84		
3	2,71			9	<u>2,579</u>	2,579	2,579
9	<u>2,60</u>	2,60	2,60	3	<u>2,389</u>		
4	<u>2,540</u>		2,54	1	2,003		
4 ш	2,389			2	1,883		
3	2,216			2	1,712		1,712
3 ш	1,970			4 p	1,657		1,657
3 ш	1,884			8 p	1,507		
3 ш	1,843			3 p	<u>1,298</u>	1,507	
5	<u>1,701</u>		1,701	1 p	1,254		
3 p	1,659		1,659				
9 ш	1,508	1,508					
3	1,484						
4 ш	1,295						
2 p	1,245						

Молекулярные отношения $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ этих глин больше 4, что также характерно для глин монтмориллонитового состава. Высокое содержание K_2O (3,24—3,81) подтверждает значительное содержание гидрослюды в глинистой фракции (табл. 4).

В некоторых образцах среди глинистой массы наблюдаются многочисленные мелкие пустотелые журавчики карбоната и довольно часто чешуйки слабоработанных слюд мусковитового типа.

В тяжелой фракции (0,1—0,05 мм) верхней красноцветной части зиренагачской свиты преобладает лейкоксен — магнетитовая ассоциация со значительной примесью эпидота и единичными зернами турмалина, глаукофана, силлиманита, граната, рутила, дистена и циркона.

В табл. 5 даны механические анализы пород зиренагачской свиты уроч. Кызылсай, где видно, что породы зиренагачской свиты по всему разрезу обогащены карбонатом. В нижних горизонтах они плохо сортированы (обр. 11-3; 11-30).

Таблица 4

Химический состав глинистой фракции (<0,001 мм) глин зиренагачской свиты уроч. Кызылсай (вес. %)

	Глина красная Обр. 107—1 387	Глина зеленая Обр. 107—2 388
SiO ₂	44,48 *	49,14*
TiO ₂	0,63	0,75
Al ₂ O ₃	16,86	19,89
Fe ₂ O ₃	12,96	5,83
FeO	1,21	1,04
CaO	1,11	1,01
MgO	3,53	3,92
Na ₂ O	0,48	0,56
K ₂ O	3,24	3,81
H ₂ O ⁺	6,89	5,42
H ₂ O ⁻	7,89	7,92
CO ₂	0,02	0,02
C	0,34	0,17
Сумма	99,64	99,48
* В том числе дисперсного кварца	0,11	Нет
SiO ₂ : Al ₂ O ₃	4,4 : 1	4,2 : 1

Вверх по разрезу материал сортирован значительно лучше. Красные глины верхних горизонтов зиренагачской свиты уроч. Кызылсай на контакте с вышележащими отложениями среднего альба осветлены. Осветление заключается в выносе железистого пигмента, который в виде секущих жил бурого железняка концентрируется в нижних горизонтах осветленной зоны. Заметных минералогических изменений глины осветленной зоны не претерпевают. Мощность этой зоны достигает 5 м.

В восточных и западных предгорьях Южных Мугоджар зиренагачская свита (или свита даул, по Вахрамееву, 1952) отличается значительной засоренностью местным песчано-галечным материалом. Толща

представлена в основном красноцветными или красными с зелеными пятнами мелкогалечными конгломератами, глинистыми песками и песчаными глинами с мергелистым или кальцитовым цементом.

Таблица 5

Данные механического анализа пород зиренагачской свиты

Номер образца	Порода	Карбонатность (вес. %)	Механический состав (вес. %)						
			> 1 мм	1—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	0,1—0,05 мм	0,05—0,01 мм	< 0,01 мм
11-10	Мергель желтый . . .	60,15	—	—	0,25	0,12	0,38	0,50	98,75
11-24	Пестрый глинистый мергель	26,70	—	—	0,13	0,48	1,02	0,48	97,89
11-28	Серая известково-алевролитовая глина	10,45	—	—	—	0,22	38,08	10,39	51,31
11-29	Серый глинистый алевролит	9,60	—	1,22	1,55	13,00	32,74	5,75	45,74
11-30	Песчано-алевролитовый глинистый мергель . . .	26,75	3,28	1,78	2,94	11,74	22,38	4,02	53,86
11-31	Гравий песчано-глинистый	6,10	20,87	9,59	11,77	16,56	5,49	1,33	34,39

Прослой различного состава линзовидно переслаиваются друг с другом. Обломочный материал слабо окатан и плохо сортирован. Галька представлена кварцем, кремнистыми породами, эффузивами и другими

породами. Наряду со свежими обломками часто попадаются сильно выветрелые породы, что говорит о том, что отложение свиты сопровождалось значительным размывом коры выветривания.

Разрез неокома восточного склона Южных Мугоджар достаточно подробно описан в работе А. Л. Яншина (1953, стр. 104—110). Поэтому ограничимся лишь характеристикой глинистых прослоев. На восточном склоне Южных Мугоджар южнее пос. Берчугур глины неокома пестрые: красные с зелеными пятнами, содержат редкие песчаные зерна кварца, эффузивов и других пород, а также редкую кварцевую гальку до 3 см в диаметре. Песчаные зерна угловатые и угловато-округлые, слегка корродированы глинистой массой. Структура глин спутано-волоконистая, отдельные агрегаты чешуек интерферируют в оранжевых тонах первого порядка. Среди основной глинистой массы довольно часто встречаются мелкие (0,01—0,05 мм) сгустки карбоната.

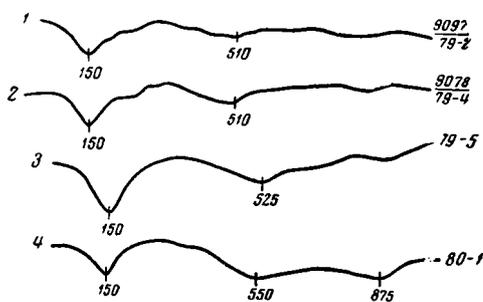
Показатели преломления глинистой фракции, измеренные в ориентированных иммерсионных препаратах ($Ng' = 1,564$; $Np' = 1,550$; $Ng' - Np' = 0,014$), отвечают минералам монтмориллонитовой группы с примесью гидрослюда. Красные и зеленые участки пестрых глин имеют сходные показатели преломления ($Ng' = 1,555$; $Np' = 1,540$; $Ng' - Np' = 0,015$ у зеленых и $Nm = 1,567$ у красных). Монтмориллонитовый (бейделлитовый) состав глин подтверждается термограммой (фиг. 4, кривые 1—3). Сходный облик и состав имеют глины зиренагачской свиты и вдоль западного склона Южных Мугоджар в районе оз. Соркуль (фиг. 4, кривая 4).

Возраст зиренагачской свиты определяется ее стратиграфическим положением и литологическим сходством с красноцветами нижнего мела соседних районов.

Обосновывая возраст немой зиренагачской свиты, П. Л. Безруков и А. Л. Яншин (1937) ссылались на существование юрских красноцветов в соседних районах. Однако работами последующих лет было доказано отсутствие красноцветов среди юрских отложений Казахстана и Эмбинского района. Последние представлены исключительно сероцветами. Напротив, красные и зеленые карбонатные глины широко развиты в неокоме.

Отложения зиренагачской свиты Северных Мугоджар отделены от юрских значительным перерывом и образуют самостоятельный седиментационный цикл, начинающийся гравелитами и конгломератами и кончающийся глинами. По стратиграфическому положению и литологическому сходству с красноцветными карбонатными глинами даульской свиты Чушкакульской антиклинали их, по-видимому, следует отнести к неокому (готерив — баррем). Неокомский возраст красноцветов даульской свиты основания мелового разреза Южных Мугоджар обоснован в работах В. А. Вахрамеева (1952) и А. Л. Яншина (1953).

Кызылсайская свита (средний альб) распространена шире зиренагачской. Разрозненные выходы ее известны на уроч. Кызылсай, в ряде пунктов Орь-Илекского водораздела (у пос. Анастасьевка в разрезе: р. Супильсай, у пос. Кызыл-кша, в районе пос. Новороссийск и др.).



Фиг. 4. Термограммы глинистой фракции бейделлитового состава из различных пород зиренагачской свиты Южных Мугоджар.

1 — из конгломерата; 2 — из алеврита; 3 — из пестрой глины; 4 — из красной глины

в бассейне р. Аксу и на склонах Южных Мугоджар. В зависимости от своего структурного положения отложения кызылсайской свиты отчетливо разделяются на две фации: бокситовую и песчаную.

Бокситовая фация кызылсайской свиты распространена в небольших депрессиях палеозойского ложа западного склона Северных Мугоджар (месторождения Кызылсай, Супильсай и Восточно-Кемпирсайское) или в прибортовых частях Прикаспийской и Тургайской синеклиз (Южно-Мугоджарские месторождения).

По отношению к коре выветривания отложения бокситовой фации кызылсайской свиты занимают различное положение. Они развиты в районах с почти полностью размытой в период отложения свиты корой выветривания (Супильсай), в области развития осадочных отложений (Кызылсай), а также среди сплошных полей развития коры выветривания (Восточно-Кемпирсайские, Южно-Мугоджарские месторождения).

Восточно-Кемпирсайское месторождение бокситов в настоящее время выработано. Оно представляло собой несколько небольших линз плотных бобовых железистых бокситов среди кирпично-красных глин. Бокситоносная толща залегает в пологой депрессии среди каолинов и охристых продуктов коры выветривания габбро. Судя по образцам, собранным из отвалов, бокситы Восточно-Кемпирсайского месторождения состоят из темных железистых бобовин, величиной 2—3 мм, среди более светлой коломорфной массы железистого алюмогеля с гнездами и прожилками метаколлоидного гиббсита, иногда замещенного галлуазитом.

На р. Супильсай в отличие от Восточно-Кемпирсайского месторождения бокситы залегают непосредственно на плотных слабыветрелых сланцах нижнего палеозоя, в связи с чем содержат большое количество песчаных кварцевых зерен, сильно корродированных вмещающей массой.

Наиболее полно бокситовая фация кызылсайской свиты развита вдоль западного и восточного склонов Южных Мугоджар, где давно известно несколько небольших бокситовых месторождений, описанных А. Л. Яншиным (1937) (Каракуль, Ащесай, Соркуль) и Е. П. Бойцовой, Б. М. Михайловым и Н. К. Овечкиным (1958) (Кировский участок). В строении этих месторождений много общего, поэтому в качестве примера остановимся на описании одного Каракульского месторождения.

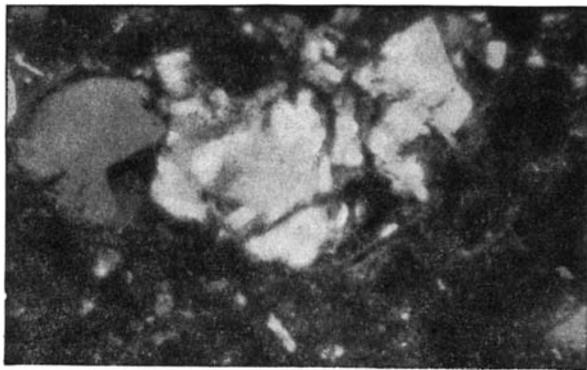
Каракульское месторождение бокситов (западный склон Южных Мугоджар) расположено среди поля развития сильно ожелезненных верхнедевонских песчаников, на которых местах сохранился маломощный покров коры выветривания. В основании бокситорудной толщи залегают белые, красные и фиолетовые пески с тонкими прослоями белых с желтыми пятнами глин. Вверх по разрезу пески постепенно сменяются пестрыми глинами с несколькими линзами бокситов. Переход пестрых глин в бокситы также постепенный и осуществляется через бокситовидные глины. Наряду с линзами бокситов пестрые глины содержат линзы белых или пестроокрашенных алунитов. По наблюдениям А. Л. Яншина (1937), бокситоносная толща месторождения Каракуль к западу постепенно по простиранию сменяется железистыми песчаниками.

Пески основания бокситорудной толщи кварцево-слюдистые, тонкозернистые, хорошо сортированы; содержат большое количество лейкоксена. Кварцевые зерна песков угловатые, размер их в разных прослоях колеблется от 0,1—0,25 мм. Чешуйки гидратированного мусковита достигают размера 1 мм. Цемент песков каолиновый, базального типа. Среди каолиновой массы цемента развиваются крупные вермикулиты

каолинита (до 0,5 мм), часть из них образовалась за счет разложения гидрослюд. Большинство кварцевых зерен сильно корродировано глинистой массой. Многие мелкие листочки мусковита полностью замещаются каолинитом.

Глинистые прослои в песках каолиновые, довольно сильно запесчанены и местами содержат небольшие плотные фарфоровидные стяжения из тонкокристаллического алунита. Пестрые глины бокситорудной толщи сложены тонкодисперсным каолинитом с отдельными мелкими вермикулитами каолинита и мелкими, сильно корродированными глинистой массой зернами кварца и роговой обманки. В глинах изредка встречаются листочки гидратированного мусковита, которые частично замещаются чешуйчатыми агрегатами каолинита.

Пестрые глины связаны постепенными переходами с рыхлыми маркими бокситовидными глинами бобовой структуры.



Фиг. 5. Разъедание кварцевых зерен в песках кызылсайской свиты уроч. Кызылсай шл. 15-1, увел. 108, николи +

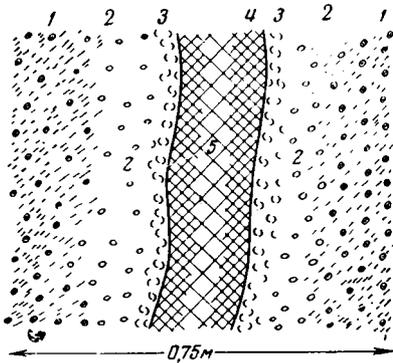
Бокситовидные глины представляют собой песчанистую породу, сложенную слабодействующей на поляризованный свет дисперсной массой галлуазитового состава ($Nm=1,548 \pm 0,002$) с отдельными вермикулитами каолинита ($Nm=1,561 \pm 0,002$) и крупными агрегатами гиббсита.

Среди глинистой массы расположены крупные (до 1 см) красно-бурые бобовины, которые в большинстве случаев образованы песчанистой, сильно ожелезненной массой, не действующей на поляризованный свет, среди которой также встречаются гнезда гиббсита. В большинстве случаев бобовины с краев и по трещинам освещены. Освещение сопровождается выносом окислов железа, в результате чего на месте красно-бурой бобовины в шлифе остается светлое пятно, совершенно не действующее на поляризованный свет. Глинистая часть этих бобовин тоже сложена галлуазитом ($Nm=1,548$).

Некоторые участки бокситовидных глин обогащены песчаным материалом. В этом случае они представляют собой рыхлый кварцевый песчаник с галлуазитово-каолиново-гиббситовым цементом и бобовой структурой. Кварцевые зерна таких бокситовидных песчаников и глин особенно внутри железистых бобовин сильно разъедены глинистой массой (фиг. 5).

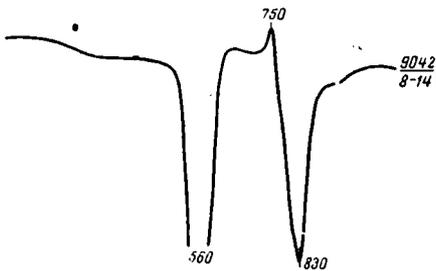
Бокситы отличаются от бокситовидных глин несколько большей плотностью. Это белые, желтые или красные породы бобовой структуры. Бобовины не отличаются от вмещающей массы по твердости, но об-

ладают более интенсивной окраской. Размер их колеблется в разных участках от 0,2—0,3 см до 1,0 см в диаметре. Светлая окраска бокситов связана с вторичным обелением. Обеление иногда происходит в результате стягивания окислов железа к трещинам в породе. Это видно из того, что бокситовые тела секутся жилками бурых железняков, вдоль которых по зальбандам расположена оторочка обеленных бокситов. Последние, в свою очередь, при удалении от жилы бурых железняков постепенно переходят в розовые, а затем в красные бокситы (фиг. 6).



Фиг. 6. Обеление бокситов путем стягивания железа к трещине.

1 — красный боксит; 2 — обеленный боксит; 3 — обеленный боксит с реликтами железистых бобовин; 4 — темно-красный массивный железняк; 5 — вишнево-красный железняк



Фиг. 7. Термограмма alunита из бокситовидных глин месторождения Каракуль

Сами жилы имеют зональное строение. Внешняя часть их темно-красная, почти черная, а внутренняя, более светлая, — вишнево-красная. Внутренние части жил сложены каолинитом с отдельными крупными вермикулитовыми сростками. Основная масса породы густо пигментирована красными оксидами железа. Кварцевые зерна, подобно тому как это наблюдается в бокситах, сильно корродированы, а чешуйки гидратированных слюд каолинизированы почти полностью.

В плотных бокситах и особенно в бокситовидных глинах гиббсит довольно часто замещается слабо действующими на поляризованный свет агрегатами галлуазита.

Алуниты замещают бокситы и пестрые каолиновые глины и залегают среди них в виде линз и отдельных желваков. Цвет алунитов

Основная масса бокситов сложена вишнево-красным алюмогелем, почти полностью раскристаллизованным в мелкокристаллический агрегат гиббсита. В гиббситовой массе бокситов погружено большое количество песчано-алевритовых зерен кварца с примесью зерен роговой обманки, пироксена, ставролита, чешуек гидратированных и частично каолинизированных слюд. Участками количество песка увеличивается, и бокситы переходят в песчаники с гиббситовым цементом.

Вокруг кварцевых зерен в породе обычно наблюдается оторочка красных окислов железа.

Бобовины в отличие от основной массы бокситов густо пигментированы гидрогетитом и почти непрозрачны. Разъедание кварцевых зерен внутри бобовин происходит значительно интенсивнее. В большинстве случаев кварцевые зерна замещены галлуазитом или гиббситом полностью. Белые и желтые бокситы отличаются от красных меньшей плотностью и отсутствием железистого пигмента. Исключением являются лишь бобовины.

Жилы красных железняков, вокруг которых происходит обеление, отличаются от бокситов отсутствием бобовин. Бобовины по направлению к центру жил исчезают постепенно, в этом же направлении уменьшается содержание гиббсита.

белый, желтый или розовый. Очень часто они сохраняют реликтовую структуру бокситов.

Под микроскопом видно, что алуниты сложены дисперсной массой колломорфного строения ($Nm=1,579$), интерферирующей в красных и фиолетовых тонах первого порядка. Среди алунитов изредка встречаются песчаные зерна кварца, а в краевых частях крупных алунитовых стяжений сохранились чешуйки мусковитовых слюд и реликты вермикулитовых сростков каолинита. Принадлежность описываемых пород к алуниту подтверждается их термограммой, которая имеет характерные эндотермические остановки при 560 и 830° и небольшую экзотермическую остановку при 750° (фиг. 7).

Кызылсайское месторождение огнеупорных глин имеет много общего с Южно-Мугоджарскими месторождениями бокситов. В отличие от последних оно расположено среди осадочных образований зиренагачской свиты и удалено от древнего борта палеозойской котловины на расстояние не менее 4—5 км. Бокситы Кызылсайского месторождения сильно выветрелые. Кызылсайская свита уроч. Кызылсай в нижней части представлена белыми кварцевыми песками и гравелитами, мощностью 5—9 м. Последние вверх по разрезу сменяются глинистыми алевритами и глинами, мощностью 7—8 м.

Пески и гравелиты основания кызылсайской свиты кварцевые, плохо сортированные (табл. 6), с редкими чешуйками гидратированного мусковита. Цемент песков каолиновый ($Ng'=1,580$; $Np'=1,574$; $Ng'-Np'=0,006$).

Таблица 6

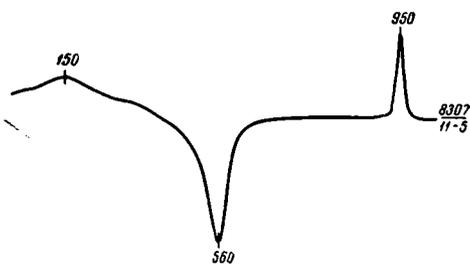
Механические анализы пород кызылсайской свиты

Номер образца	Порода	Карбонатность, вес. %	Механический состав, вес %						
			1 мм	1—0,25 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,2 мм	0,1—0,05 мм	0,05—0,01 мм	<0,02 мм
11-10	Глина белая песчанистая	0	—	0,30	1,60	22,15	14,95	2,10	58,90
11-12	Песок глинистый	0	10,25	9,00	7,55	23,85	12,00	3,50	33,85
11-11	Гравий песчано-глинистый	0	23,05	9,75	10,9	17,75	6,50	2,15	29,9

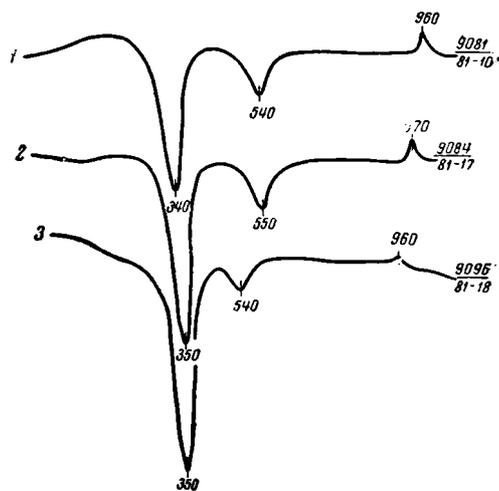
Кварцевые зерна в песках сильно корродированы и замещаются с краев и по трещинкам чешуйчатыми агрегатами каолинита, на месте чешуек мусковита местами образуются червевидные сростки каолинита, однако большинство листочков мусковита сохранилось без изменения. В основании толщи среди низкоинтерферирующей глинистой массы цемента песков встречаются многочисленные бурые глинистые включения неправильной формы, интерферирующие в желтых тонах первого порядка. Включения эти образовались, по-видимому, за счет разложения биотита. Вокруг них часто наблюдаются непрозрачные выделения бурых окислов железа и лейкоксена. Глинистые пески местами несколько ожелезнены и содержат мелкие почковидные стяжения песчанистых бурых железняков.

Тяжелая фракция песков кызылсайской свиты представлена ильменитлейкоксеновой ассоциацией с значительной примесью ставролита, андалузита, циркона и турмалина. Изредка встречаются зерна рутила и дистена.

Каолиновые глины слагают верхнюю часть кызылсайской свиты уроч. Кызылсай. Глины содержат редкие песчаные или алевритовые зерна кварца, корродированные глинистой массой. Каолинитовый состав глин подтверждается величиной показателей преломления, измеренных в ориентированных иммерсионных препаратах ($N_g' = 1,580—1,574$; $N_p' = 1,574—1,571$; $N_g' - N_p' = 0,006—0,003$), и каолинитовым характером термокривой (фиг. 8). В нижней части разреза глины пигментированы окислами железа и окрашены в желтые, красные и фиолетовые тона и содержат крупные желваки красных железняков натечно-почковидной структуры. Вверх по разрезу пестрые глины постепенно сменяются желтыми каолиновыми глинами и серыми глинистыми алевритами с реликтовыми красными пятнами и линзами желтых уплотненных пород бобовой структуры. Мощность таких линз и прослоек колеблется от 0,4 до 1,5 м. Местами они имеют ярко выраженный бокситовидный облик.



Фиг. 8. Термограмма белой каолинитовой глины кызылсайской свиты уроч. Кызылсай



Фиг. 9. Термограммы бокситовидных глин каолинитово-гиббситового состава из уроч. Кызылсай

1 — белая плотная порода бобовой структуры; 2 — белая глина с неясной бобовой структурой; 3 — желтая бокситовидная порода

Бокситовидные глины и бокситы сложены тонкодисперсной каолинитовой массой ($N_m = 1,570$), участками пигментированными окислами железа. Среди основной глинистой массы располагаются корродированные кварцевые зерна и бесцветные или бурые округлые бобовины, размером до 1 см в диаметре. Бобовины сложены дисперсной глинистой массой каолинитового состава с многочисленными микроскопическими прожилками и жеодами, выполненными тонкокристаллическими агрегатами гиббсита. Выделения гиббсита изредка наблюдаются и среди вмещающих бобовины каолинитовых глин. Гиббсит встречается здесь в виде неправильных гнезд и прожилков размером до 0,6 мм. Присутствие гиббсита среди пород этой части разреза хорошо регистрируется на термограммах в виде дополнительного эндозффекта при 340—350° (фиг. 9).

Бокситы отличаются от бокситовидных глин большей плотностью, переход между ними постепенный. Параллельно с уплотнением породы в ней увеличивается количество свободного глинозема (Цветков, 1942; Белянкин, Лапин, 1948), как это показано в табл. 7.

Песчаные фации кызылсайской свиты развиты в некотором удалении от нагорья Мугоджар, постепенно заменяя по простиранию бокситовые фации. Уже на уроч. Кызылсай значительная часть ее разреза сложена песками и алевритами. Западнее, в районе Новороссийска, в бассейне р. Аксу и к западу от Южно-Мугоджарских месторождений

Процентное соотношение минералов в различных породах кызылсайской свиты уроч. Кызылсай (по Цветкову, 1942)

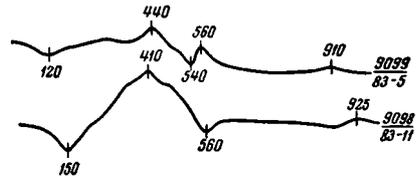
	Глина бокситовая, обр. 502	Желтые бокситовидные глины, обр. 17	Плотный светло-желтый боксит
Каолинит	83,58	48,28	18,32
Гиббсит	5,7	38,78	67,45
Бёмит	1,64	1,64	4,40
Примеси	8,7	10,32	9,87
Сумма	99,62	99,02	100,04

бокситов кызылсайская свита целиком сложена песками. В районе пос. Новороссийского кызылсайская свита залегает на морских отложениях апта, представленных черными гидрослюдистыми ($Ng=1,584$; $Np'=1,565$; $Ng'-Np'=0,017$) (фиг. 10) глинами и глинистыми песками со спикулами губок.

Пески кызылсайской свиты кварцевые, с незначительной примесью зерен микроклина и гидратированных листочков мусковита. Зерна угловато-округлые и угловатые, сортировка их в разных прослоях различная. Среди тонких песков встречаются прослой и линзы кварцевых гравелитов.

Слоистость песков косая, потокового типа, т. е. отдельные косые серии с параллельными слоями и углом наклона до 45° по азимуту 270° чередуются с горизонтальными косоволнистыми сериями меньшей мощности. Цемент песков белый каолиновый ($Ng'=1,567$; $Np'=1,563$; $Ng'-Np'=0,004$) (фиг. 11, кривая 2). Среди тонкодисперсной массы цемента часто встречаются крупные (до $0,6$ см) вермикулиты каолинита, несомненно, аутигенного происхождения. Часть аутигенного каолинита образовалась, по-видимому, за счет разложения калиевых полевых шпатов, другая часть за счет разложения мусковита. Среди песков в верхней части разреза встречаются маломощные ($0,20$ м) прослой серых песчаных бейделлитовых ($Ng'=1,555$; $Np=1,540$; $Ng'-Np'=0,015$) (фиг. 11, кривая 1) глин. Некоторые участки цемента песков пигментированы окислами железа. Мощность кызылсайской свиты в районе пос. Новороссийск 14—16 м.

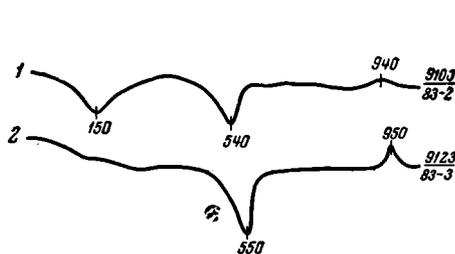
Кызылсайская свита развита и в других районах Мугуджар, иногда в ней появляются прослой лигнитов. Мощность ее, по данным Х. С. Розман, А. М. Орлова и др., местами достигает 100 м. Песчаная фация кызылсайской свиты имеет много общего с кызылшенской свитой (средний альб), выделенной Вахрамеевым (1952) в Чушкакульской антиклинали. Кызылшенская свита в разрезе к востоку от сора Чушкакуль представлена белыми и пестрыми кварцевыми песками и глинистыми алевритами с отдельными чешуйками гидратированного и частично каолинизированного мусковита и каолиновым цементом ($Ng'=1,573$; $Np'=1,567$; $Ng'-Np'=0,006$) (фиг. 12, кривая 1), среди которого довольно часто видны крупные вермикулиты аутигенного каолинита. Пестрые пески и алевриты кызылшенской свиты покрываются здесь серыми пес-



Фиг. 10. Термограммы черных гидрослюдистых глин апта у пос. Новороссийский

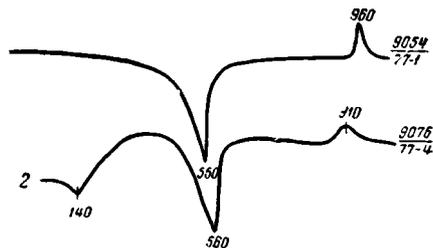
ками и алевритами с отпечатками растений алтыкудукской свиты (верхний альб, по Вахрамееву, 1952). В отличие от свиты кызылшен глинистая фракция цемента песков алтыкудукской свиты более обогащена гидрослюдой ($Ng=1,576$; $Np=1,561$; $Ng-Np=0,015$), что находит отражение на ее термограмме (термограмма 2 на фиг. 12).

Бокситы большинства просмотренных месторождений Мугоджар затронуты вторичными элювиальными процессами. Выветривание проходило в две стадии. Наиболее древнее элювиальное изменение бокситов сводится к их обелению и разрыхлению. Железо выносится, а бокситы в связи с этим обогащаются глиноземом. Окислы железа обычно концентрируются в нижних частях самой бокситовой толщи или в подстилающих отложениях, вызывая здесь образование вторичных секущих жил



Фиг. 11. Термограммы глинистой фракции пород кызылсайской свиты у пос. Новороссийский.

1 — серые бейделлитовые глины; 2 — каолинитовый цемент песков



Фиг. 12. Термограммы глинистой фракции альбских отложений Чушкакульской антиклинали.

1 — каолинитовые глины кызылшенской свиты; 2 — каолинитово-гидрослюдистые глины алтыкудукской свиты

среди бокситов (см. фиг. 5) и ожелезнение подстилающих отложений, как это видно на месторождении Каракуль, либо горизонтов железистых конкреций уроч. Кызылсай.

В Кызылсае обеленные бокситы перекрываются морским туроном, т. е. процесс выноса железа из бокситов — дотуронский.

Другой процесс выветривания бокситов сводится к замещению гиббсита галлуазитом, причем галлуазитизация гиббсита, по крайней мере на первых стадиях процесса, не сопровождается заметным обелением породы. Этот процесс наблюдается в бокситах месторождения Каракуль и в Кемпирсае и детально описан В. Н. Разумовой (1961) на Амангельдинском месторождении Казахского нагорья. Дебокситизация — процесс более поздний, чем обеление, так как дебокситизация не наблюдается в перекрытых морскими мел-палеогеновыми осадками бокситах Кызылсая, Супильсая и Соркуля. Совершенно не изменены и бокситы, найденные в виде галек среди континентальных осадков среднего олигоцена (батамшинская свита); в то же время гиббсит полностью галлуазитизирован в бокситовых гальках среди пород нижнего миоцена (катындырская свита).

Надо думать, что время процесса дебокситизации падает на конец верхнего олигоцена — начало миоцена. Характерно, что к этому же времени относится широко развитый в Мугоджарах и имеющий то же геохимическое содержание процесс образования бейделлитового элювия (см. статью выше).

Возраст кызылсайской свиты определяется находками флоры, спор и пыльцы. У озера Каракуль в ней была обнаружена листовая флора: *Sequoia fastigiata (serul)* Heer (верхний альб, по К. Д. Василевской), а также пыльца и споры: *Gleichenia*, *Aneimia*, *Schizae*, *Ruffordia*, *Leitritetes*, *Camarozonotriletes*, *Cyathea*, *Coniopteris*, *Dicksonia*, *Cybotium*,

Hausmania, Acrostichum, Matonia, Phlebopteris, Lygodium, Klukia, Osmunda, Angiopteris, Lycopodium, Stenozonotriletes, Euryzonotriletes, Ginkgoaceae, Podocarpaceae, Taxodiaceae, Pinacea, Salicaceae, Fagaceae, Aceraceae.

Споры и пыльца оз. Каракуль характеризуют, по Н. Н. Сиговой, вмещающие отложения как нижнемеловые (верхи нижнего мела). Наконец, в работе В. А. Вахрамеева (1952) имеется указание о находке среди отложений кызылсайской свиты в районе р. Талдысай зерен пыльцы *Castanea*, появляющейся только со среднего альба. Находки флоры и пыльцы в кызылсайской свите достаточно определенно говорят о ее альбском возрасте. Этому не противоречит и стратиграфическое положение свиты. На урч. Кызылсай и в районе оз. Соркуль кызылсайская свита залегает на размытой поверхности неокома и покрывается морскими отложениями турона (уроч. Кызылсай). Вдоль западного склона Южных Мугуджар кызылсайская свита лежит на черных глинах апта и местами покрывается песчано-галечными отложениями алтыкудукской свиты (верхний альб).

Указанные соотношения говорят о ниже-среднеальбском возрасте кызылсайской свиты. В. А. Вахрамеев (1952), обосновывая возраст кызылсайской свиты Мугуджар, сопоставляет ее со свитой кызылшен Чушкакульской антиклинали, что позволяет ему датировать кызылсайскую свиту как средний альб.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Континентальные третичные отложения Мугуджар и прилегающих частей Южного Урала изучены довольно плохо. В работах А. А. Петренко (1936, 1939), П. Л. Безрукова и А. Л. Яншина (1937), А. Л. Яншина (1948), Г. И. Теодоровича (1939), Е. Э. Разумовской (1941), Е. В. Рухиной и Л. Б. Рухина (1941) дается лишь общее литологическое описание различных комплексов отложений без попытки свести их в единую стратиграфическую схему, увязанную с соседними районами.

Детальное минералого-петрографическое исследование континентальных третичных отложений позволило нам выделить среди них шесть свит, имеющих самостоятельное стратиграфическое положение и отличающихся друг от друга по своему литологическому составу.

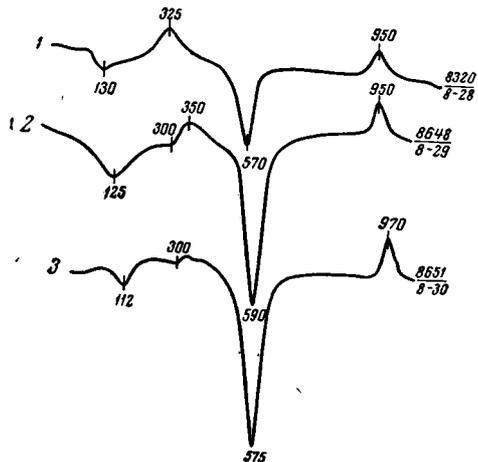
Саксаульская свита (верхний эоцен) в пределах исследуемого района была описана А. А. Петренко (1936). Выходы ее известны у пос. Романкуль, в междуречье Сазденсай — Караагаш и др. Обширные выходы саксаульской свиты отмечаются также на Орь-Иргизском водоразделе и вдоль западного склона Южных Мугуджар.

Свита представлена двумя фациями: прибрежноморской и континентальной.

Прибрежно-морские отложения саксаульской свиты в районе р. Супильсай залегают на черных глинах тассаранской свиты (нижний средний эоцен) и представлены зеленовато-серыми глинистыми песками и алевритами с тонкой неправильной слоистостью. Обломочный материал в основном кварцевый. Песчаные зерна преимущественно угловатые, реже угловато-округлые. В цементе песков имеются в большом количестве зерна глауконита. Часто встречаются мелкие опаловые спикулы губок. Полости некоторых из них выполнены глауконитом. Цемент глинистый, базальный или выполнения пор. Глинистая масса цемента представлена бейделлитом ($Ng' = 1,549$; $Np' = 1,528$; $Ng' - Np' = 0,021$). Среди песков иногда встречаются неправильные глыбы сливных кварцитовидных или железистых песчаников.

Континентальные фации саксаульской свиты развиты по западному склону Южных Мугуджар. Это белые или желтые косослоистые

кварцевые пески с глыбами сливных кварцитовидных песчаников и мало-мощными прослоями желтых или фиолетовых глин. Глыбы кварцитовидных песчаников иногда пронизаны трубчатыми отверстиями, похожими на остатки корневой системы растений. Тяжелая фракция песков представлена лейкоксеново-ильменитовой ассоциацией со значительной примесью угловатых зерен силлимонита. В единичных зернах встречается дистен, ставролит, турмалин, сфен, рутил, циркон и гранат.



Фиг. 13. Термограммы глинистой фракции преимущественно каолинитового состава из пород саксаульской свиты уроч. Каракуль.

1 — глинистый цемент песков; 2 — глинистая галька желтого цвета; 3 — глина фиолетовая

ны низкотемпературной остановкой при $125-112^{\circ}$, связанной с примесью гидрослюд и небольшой остановкой при 300° (кривая 3), обусловленной примесью гидроокиси железа и, наконец, имеют экзотермический эффект при $320-350^{\circ}$, по-видимому, связанный с разложением присутствующего в породе органического вещества. Глинистая фракция, выделенная из цемента песков, имеет, по-видимому, также гидрослюдисто-каолинитовый состав ($Ng' = 1,582-1,591$; $Np' = 1,572-1,582$; $Ng' - Np' = 0,010-0,009$; фиг. 13, кривая 1).

Свита с размывом залегает на различных горизонтах нижележащих толщ вплоть до палеозоя. В настоящее время отложения ее в значительной степени уничтожены эрозией и сохранились лишь под защитой глыб кварцитовидных песчаников либо в тектонических депрессиях. Выходы саксаульской свиты почти всегда образуют повышенные формы рельефа. Мощность свиты весьма непостоянна. В районе р. Супильсай, по данным бурения, мощность ее достигает 20 м.

Возраст саксаульской свиты определяется находками флоры. У пос. Романкуль (Петренко, 1939) в отложениях свиты были собраны листовые отпечатки: *Quercus (Dryophyllum) furcinervis* (Rossm.) Heer., *Laurus Omalii* Sap. et Mart., *Aralia transversinervia* Sap. et Mart., *Andromeda protogaea* Und., *Sequoia Condftsides* Heer, *Glyptostrobus parisiensis* Brong. и *Phyllites* sp. (определения Л. Н. Криштофовича). Здесь же в 1950 г. Н. Д. Васильевской найдены и определены: *Cinnatomum* sp., *Ficus* cf., *Rodowiezia Sepmalh.*, *Pyllites* sp., *Quercus ilaena* Ung., и др.; флора имеет ксерофитный облик и определяет верхнеэоценовый возраст саксаульской свиты.

Батамшинская свита (средний олигоцен) описана В. Н. Разумовой в районе пос. Кемпирсай. Аналогичные отложения, по-видимому, развиты и на Буректалском серпентинитовом массиве. В других районах Мугоджарских гор свита не была обнаружена. В районе пос. Кемпирсай

батамшинская свита выполняет широкую пологую эрозионную депрессию и ложится на различные горизонты древней коры выветривания. Свита имеет двухчленное строение. В основании ее развиты белые, иногда зеленоватые пески, мощностью 3—4 м. В основании песков развит маломощный галечный горизонт, в котором наряду с галькой пород коры выветривания встречается галька и мелкие валуны белых и розовых бокситов, вымытых из отложений кызылсайской свиты, и найденные В. В. Родионовым крупные обломки опализованной древесины хвойных деревьев (определение П. А. Мчедlishvili).

Выше песков лежат зеленые глины с характерными «волнистыми» прослоями белого мергеля. В бортах депрессии пески выпадают из разреза, тогда отбить нижнюю границу батамшинской свиты от глины коры выветривания довольно трудно, поскольку нижние горизонты батамшинской свиты сложены малопереработанными породами коры выветривания. Мощность глинистой части батамшинской свиты достигает 6—7 м.

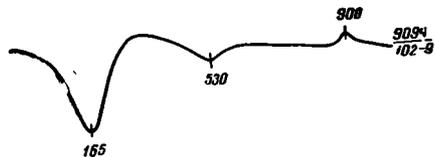
Пески основания свиты рыхлые, белые, тонкозернистые, кварцевые. Форма зерен округлая или угловато-округлая. Глинистая фракция в цементе почти отсутствует. Зерна местами сцементированы опалом или карбонатом. Порядок выделения минералов цемента неясен. Зерна кварца часто обволакиваются порошковатыми выделениями лейкоксена. Местами пески сцементированы карбонатом в крепкие, массивные, иногда «гороховидные» песчаники, залегающие крупными глыбами величиной 2,5—3 м. Цемент песчаников кальцитовый (красится подкисленными чернилами), хорошо раскристаллизован, имеет сферолитовое строение и часто сильно разъедает кварцевые зерна. В песчаниках с «гороховидной» текстурой встречаются трубчатые образования зеленого опала с небольшими раскристаллизованными участками халцедона. Полости некоторых трубочек выполнены кварцевым песчаником с опаловым цементом, в отдельных участках также раскристаллизованным в лучистый халцедон.

Аналогичные образования, сложенные только колломорфными криптокристаллическими метаколлоидными кварцем и халцедоном, встречаются и среди песков. Трубчатые кремнистые образования в большинстве случаев ориентированы вертикально и по форме и микроструктуре напоминают остатки растений. В песках, кроме того, были встречены обломки халцедоновых спикул губок, переотложенных из верхнемеловых отложений. Спикулы губок, подобно кварцевым зернам, иногда замещаются кальцитом.

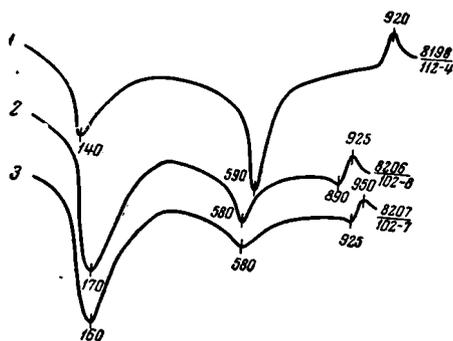
В нижней части толщи часто встречаются прослои зеленых глинистых песков, линзы, обогащенные обломками подстилающих пород коры выветривания, и линзы переотложенных нонгритов. Глинистая фракция, выделенная из этих песков, имеет бейделлитовый состав ($Ng' = 1,546—1,561$; $Np' = 1,524—1,540$; $Ng'—Np' = 0,022—0,021$; терموкривая на фиг. 14). Пески изредка содержат белесо-серые кремнистые стяжения неправильно-округлой формы с трещинами дегидратации, сложенные тонкозернистым метаколлоидным кварцем с остаточными сильно разъеденными теригенными зернами кварца. Размер таких стяжений до 0,1 м.

Глины лежат выше песков, а местами прямо на коре выветривания. Состав глин зависит от состава подстилающих образований коры выветривания. В карьере Восточной Кемпирсай зеленые глины батамшинской свиты лежат на полосчатых каолинизированных норитах. Состав их смешанный: каолинитовый с значительной примесью монтмориллонита ($Ng' = 1,562$; $Np' = 1,552$; $Ng'—Np' = 0,010$). Смешанный каолинитово-монтмориллонитовый состав глин подтверждается термограммой на фиг. 15.

В том случае, когда глины батамшинской свиты лежат на коре выветривания серпентинитов, состав их более сложный. Глины верхних горизонтов свиты сложены железоглиноземистым монтмориллонитом. Молекулярное соотношение в них $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 3,9-4,1$, а суммарное содержание железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$) = 9,38—8,15% (табл. 8). Показатели



Фиг. 14. Термограмма глинистой фракции цемента песков батамшинской свиты бейделлитового состава из района пос. Кемпирсай



Фиг. 15. Термограммы глин батамшинской свиты Кемпирсайского района.

1 — зеленая каолинитово-бейделлитовая глина; 2 — зеленовато-серая монтмориллонитовая глина; 3 — серая монтмориллонитовая глина

преломления глинистых агрегатов, измеренные в ориентированных иммерсионных препаратах ($\text{Ng}' = 1,558-1,553$; $\text{Np}' = 1,546-1,530$), и данные термического анализа (фиг. 15, кривые 2 и 3) подтверждают монтмориллонитовый состав глин.

В верхних горизонтах разреза цвет глин серый или зеленовато-

Таблица 3

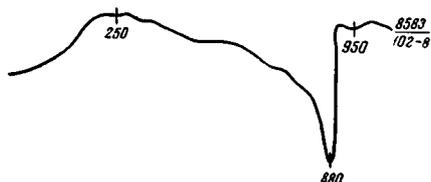
Химический состав глинистой фракции (<0,001 мм) глин батамшинской свиты из района пос. Кемпирсай (в вес. %)

Компоненты	Глина зеленовато-серая Обр. 102-6/389	Глина серая Обр. 102-7/390
SiO_2	45,58*	59,56*
TiO_2	0,72	1,16
Al_2O_3	19,94	18,09
Fe_2O_3	8,96	8,24
FeO	0,42	0,27
CaO	0,61	0,72
MgO	3,34	2,83
Na_2O	0,49	0,22
K_2O	1,42	0,44
H_2O^+	8,64	6,30
H_2O^-	10,22	11,32
CO_2	Нет	Нет
C	0,14	0,08
Сумма	100,48	100,23
* В том числе дисперсного кварца	1,18	4,79
$\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ без кварца	3,9:1	4,3:1

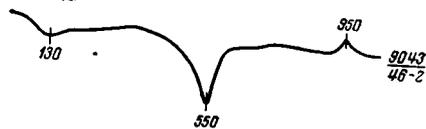
серый, глины содержат редкие алевритовые зерна кварца. В средней части разреза глины обычно запесчанены. Вниз по разрезу количество песчаного материала увеличивается. Среди песчаных глин, так же как и в песках, изредка встречаются обломки спикул губок. Нижние горизонты глинистой толщи, там, где она лежит непосредственно на коре выветривания серпентинитов, сложены малоизмененными переотложенными нонтронитами ($\text{Ng}' = 1,579$; $\text{Np}' = 1,561$; $\text{Ng}' - \text{Np}' = 0,018$) с линзами переотложенных охр. Толща местами переполнена мелкой галькой и щебенкой кварцевых прожилков, вымытых из коры выветривания обломками выщелоченных серпентинитов, мелкой галькой альбских бокситов и др. Нонтронитовые глины нижних горизонтов батамшинской свиты сильно окремне-

ны. Окремнение развивается в глинах в виде желваков белесого, оливково-зеленого и бурого цвета с трещинами дегидратации. Желваки сложены метаколлоидным кварцем с ясной колломорфной структурой, такого же характера желваки развиваются и в подстилающих батамшинскую свиту нонтронитах коры выветривания серпентинитов. Окремнение тесно связано с нонтронитовыми глинами, так как в линзах переотложенных охр и каолинов основания батамшинской свиты окремнения нет. Довольно часто глины батамшинской свиты перемежаются с плотными белыми мергелями и известняками (термограмма на фиг. 16).

Мергелистые прослои имеют своеобразное волнистое строение с длиной волны 0,3—0,7 м. Мощность отдельных прослоев до 1 м. Местами мергели почти целиком замещают глинистую толщу, а иногда переходят и в кору выветривания, образуя в последней сетчато-карбонатизированные участки.



Фиг. 16. Термограмма белого мергеля из батамшинской свиты



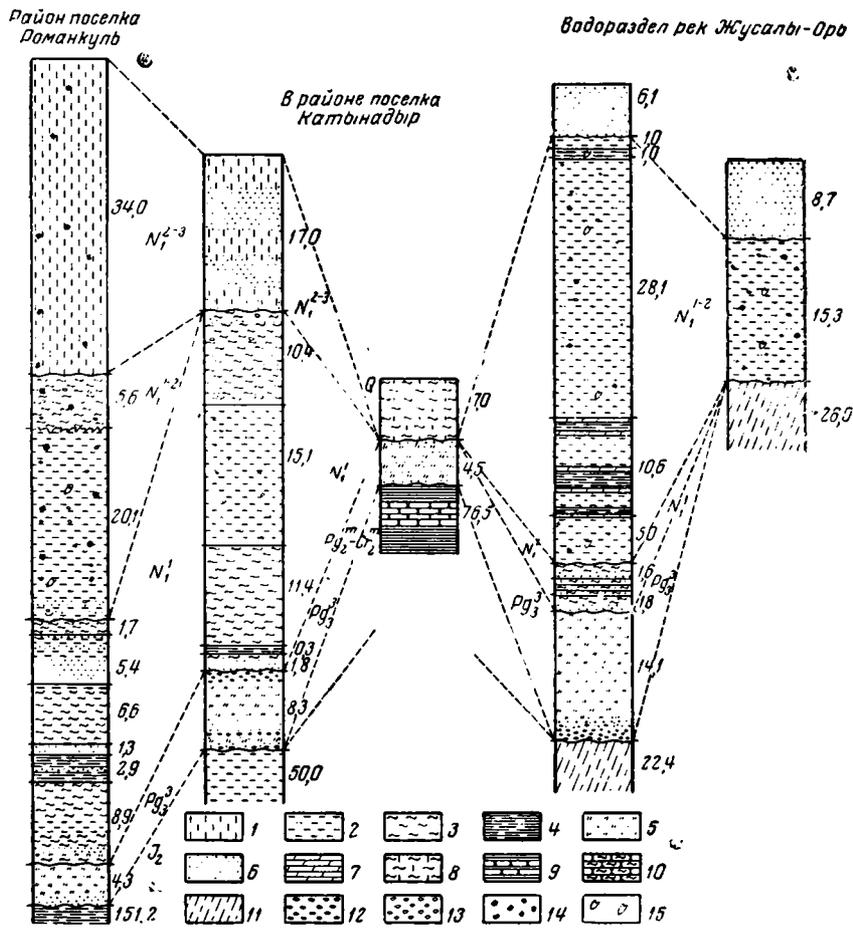
Фиг. 17. Термограмма глинистой фракции каолинитового состава из цемента песков батамшинской свиты района пос. Буректал

Аналогичные отложения развиты в пределах Беректалского серпентинитового массива в восточной части Северных Мугуджар. Здесь в карманах глубиной 2,5—3 м на охристой зоне коры выветривания серпентинитов лежат зеленые, иногда почти черные переотложенные нонтрониты ($Ng' = 1,576$; $Np' = 1,557$; $Ng' - Np' = 0,019$) с большим количеством линз и отдельных неправильных участков переотложенных охр, со щебнем кремнистых железняков и выщелоченных серпентинитов. Нонтрониты секутся прожилками, состоящими из желваков зеленых кремней с трещинами дегидратации. Подобные кремнистые стяжения встречаются и в основании кармана, выполненного переотложенными нонтронитами. Там, где среди переотложенных продуктов коры выветривания преобладают охры, кремнистых желваков нет.

В стороне от кармана, выполненного переотложенными, слабо переработанными продуктами коры выветривания, горными выработками вскрыты тонкие белые кварцевые пески с участками, окрашенными в красные и желтые тона. Слоистость песков косоволнистая. В составе их изредка встречается галька кремнистых пород и маломощные прослои железистых песчаников. Зерна песков сортированы и довольно хорошо окатаны. Цемент песков глинистый. Глинистые агрегаты цемента имеют чешуйчатое или колломорфное строение и интерферируют в желтых тонах первого порядка. Показатели преломления глинистых агрегатов, ($Ng' = 1,603$; $Np' = 1,591$; $Ng' - Np' = 0,012$) и характер термограммы (фиг. 17) глины приближаются к таковым у глины каолинитового состава. Однако высокое двупреломление их заставляет предполагать наличие каких-то примесей. Принадлежность этих песков к батамшинской свите не доказана, косвенным доказательством среднеолигоценового возраста описываемых песков служит широкое развитие подобных образований в составе индрикотериевой свиты среднего олигоцена в соседних с Буректалским массивом районах западнее оз. Айке (Лавров, 1959).

Стратиграфическое положение батамшинской свиты не совсем ясно. Отложения ее выполняют депрессии, расположенные ниже абразионного.

среза мел-палеогенового времени и содержат гальку альбских бокситов и переотложенные хлацедоновые спикеры губок из морских отложений маастрихта. Отсюда следует, что батамшинская свита моложе верхнего мела и морского палеогена. В то же время батамшинская свита древнее



Фиг. 18. Разрезы континентальных третичных отложений Орской депрессии.

1 — глины красно-бурые; 2 — глины зеленые; 3 — глины пестрые бейделлитовые; 4 — глины темно-серые; 5 — глины пестрые каолинитовые; 6 — пески; 7 — мергеля; 8 — суглинки; 9 — морские отложения (глины и песчаники); 10 — рыхлые пестроокрашенные песчаники; 11 — глины коры выветривания; 12 — галечники; 13 — железисто-марганцовистые бобовины; 14 — карбонатные журавчики; 15 — гипс

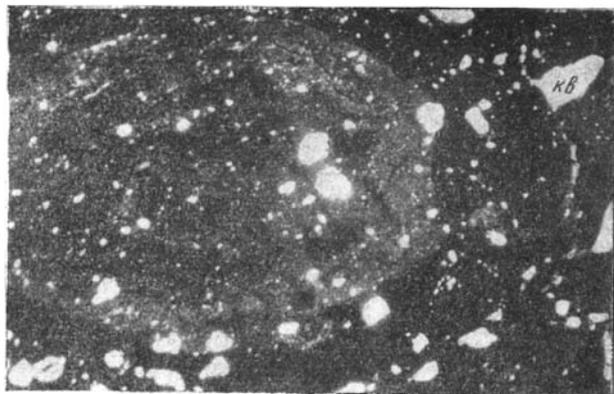
верхнего олигоцена, поскольку перекрыта пестроцветными глинами и железистыми бобовниками наурзумской свиты.

По-видимому, батамшинская свита соответствует чиликтинской и кутанбулакской свитам А. Л. Яншина (1953) и индрикотериевой свите В. В. Лаврова (1959), т. е. возраст ее среднеолигоценовый.

Наурзумская свита (верхний олигоцен) в пределах описываемого района распространена почти повсеместно. Осадки ее не образуют сплошного чехла, а заполняют отдельные депрессии древнего рельефа. В естественных обнажениях и горных выработках отложения наурзумской свиты описаны в ряде мест Орской депрессии и Орь-Иргизского водораздела, в районе пос. Буректал и в верховьях р. Эмбы. Среди

осадков наурзумской свиты в пределах описываемого района четко выделяются две фации. В небольших депрессиях и долинах среди палеозойских массивов залегает железисто-каолиновая фация наурзумской свиты. В крупных депрессиях, в частности в Орской, вдалеке от выходов палеозоя залегает песчано-глинистая фация (фиг. 18).

Отложения железисто-каолиновой фации наурзумской свиты описаны в районе пос. Кимперсай, в ряде мест на водоразделе рек Иргиз-Кумак, в районе пос. Буректал, в верховьях р. Эмбы и

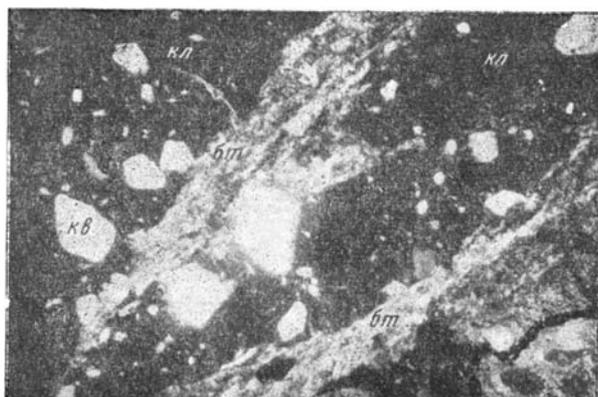


Фиг. 19. Песчаные бобовые железняки наурзумской свиты района верховьев р. Эмбы.

кв — кварц. Без анализатора, увел. 27,5

др. Во всех перечисленных районах наурзумская свита лежит среди различных палеозойских пород, местами покрытых корой выветривания. На водоразделе Иргиз—Кумак бобовые железняки наурзумской свиты иногда заполняют понижения среди кварцитовидных песчаников саксаульской свиты и содержат в себе их обломки. Железисто-каолининовая фация наурзумской свиты представлена пестрыми, в большинстве случаев сильно песчанистыми каолининовыми глинами с прослоями или линзами плотных бобовых или червевидных песчанистых бурых железняков, отдельные желваки которых достигают 25—30 см в диаметре. Среди глинистого цемента бобовых железняков наурзумской свиты изредка встречаются участки, переполненные стяжениями аутигенного барита. Бурые бобовые железняки сложены слабействующей на поляризованный свет каолининовой массой, в которой иногда различаются колломорфные структуры. Каолининовая масса засорена мелкими песчаными зёрнами и густо пигментирована гидрогетитом, благодаря которому порода в шлифе становится почти непрозрачной. В темной, почти непрозрачной массе погружены желтовато-бурые, более светлые округлые бобовины, иногда оолиты с неясным концентрическим строением (фиг. 19). Размер бобовин от 1,5 до 8 мм. Часто несколько мелких бобовин объединены в одну более крупную, эти, в свою очередь, слагают еще более крупный желвак. В других случаях округлые желваки размером 5—10 см не образуют видимой бобовой структуры. Часто бобовины не отличаются по характеру обломочного материала от вмещающей массы, иногда же они отличаются от последней большей или меньшей песчанистостью. Создается впечатление, что эти бобовины были доставлены сюда уже сформированными в результате местного перемива. В большинстве случаев бобовины не содержат видимых центров кристаллизации, изредка внутри бобовин включены крупные кварцевые зёрна, а в районе пос.

Кемпирсай обломки ожелезненных серпентинитов. Некоторые участки разреза наурзумской свиты у пос. Кемпирсай сильно засорены щебнем местных палеозойских пород с примесью кремнистой гальки и валунов альбских бокситов. Крупная щебенка иногда цементируется бобовыми железняками.

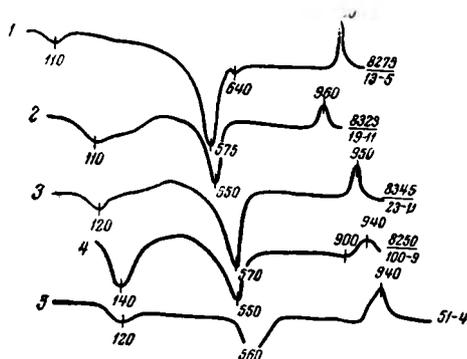


Фиг. 20. Участки бейделлита (бт) среди дисперсных песчаных каолинитовых (кл) глин наурзумской свиты района пос. Кемпирсай.

кв — кварцевые зерна. Шл. 109-7, увел. 27,5, никели +

Большинство выходов бурых железняков наурзумской свиты изменено более поздними элювиальными процессами. Процесс этот, впервые описанный В. Н. Разумовой в районе пос. Кемпирсай, сводится

к постепенному выщелачиванию окислов железа и бейделлитизации каолинита, что приводит к осветлению породы. В начальные стадии осветляется вмещающая бобовины цементирующая масса, затем и бобовины. Элювий по пестроцветам верхнего олигоцена представлен голубовато-белой вязкой песчанистой глиной с остаточными гнездами красного, сильно разрыхленного бобового железняка с плотными желваками песчаных бурых железняков червевидной структуры. В шлифах видно, что основная масса глин сложена тонкодисперсной низкоинтерферирующей массой каолинитового состава ($Ng' = 1,560$; $Np' = 1,557$; $Ng' - Np' = 0,003$) с участками ярко интерферирующего коллоидного бейделлита ($Ng' = 1,549$; $Np' = 1,534$; $Ng' - Np' =$

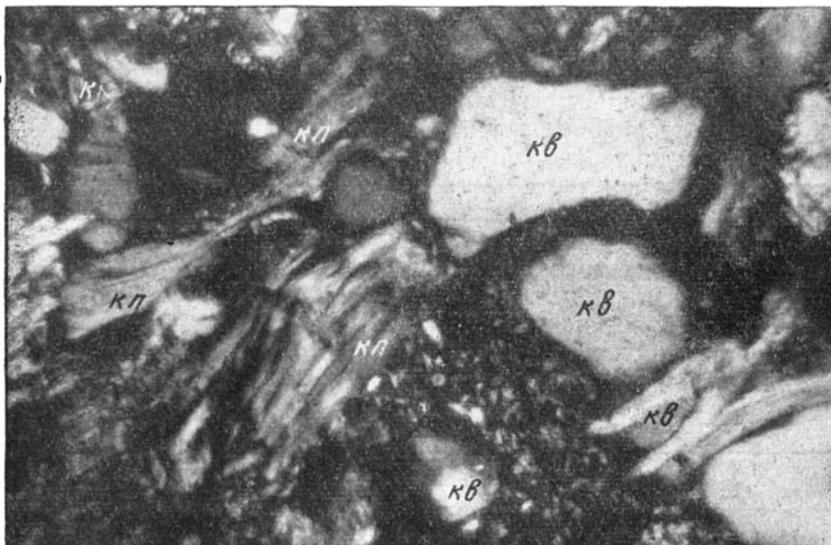


Фиг. 21. Термограммы глин наурзумской свиты.

1 — глина белая каолинитовая (р. Мамыт); 2 — каолинитовый цемент алевролита (южная часть Орской депрессии); 3 — глина пестрая каолинитовая (район пос. Романкуль); 4 — пятнистый элювий каолинитово-бейделлитового состава по глинистым бобовым железнякам (район пос. Кемпирсай); 5 — глина пестрая каолинитовая (район пос. Буректал)

$= 0,015$) (фиг. 20). Термограмма глинистого элювия подтверждает присутствие в них бейделлита (фиг. 21, фиг. 4). Коллоидные бейделлитизированные участки в глинах иногда замещаются тонкокристаллическим карбонатом. В карбонатизированных участках местами наблю-

даются прекрасно выраженные псевдоморфозы кальцита по кварцу. Элювиальные процессы захватывают также и образования нижне-мезозойской коры выветривания. Более молодые отложения, чем наурзумская свита, эти процессы не затрагивают. Элювированные бобовые железняки повсеместно перекрываются отложениями вышележащей катынадырской свиты нижнемиоценового возраста, следовательно, образование элювия происходило на рубеже олигоцена и миоцена. Мощ-ность элювия местами достигает 2—3 м.



Фиг. 22. Вермикулиты аутигенного каолинита (кп) в цементе песков наурзумской свиты из разреза р. Мамыт. Видны разъеденные глинистой массой зерна кварца (кв). Шл. 14-5, увел. 108, николи +

Песчаная фация наурзумской свиты описана в пределах Орской депрессии. Наурзумская свита имеет здесь двучленное строение, сходное со строением речного аллювия. В основании ее залегают пески с линзами глин и галечников, вверху песчаные или алевритовые глины с редкими линзами песков.

Пески белые, красные или пестро окрашенные, преимущественно кварцевые. Часто пески содержат мелкую гальку и гравий кварца, кремнистых пород и серпентинитов. В разрезе р. Мамыт была встречена галька известково-глауконитовых пород морского верхнего мела и отдельные зерна перетолуженного глауконита.

Аналогичные глауконитовые зерна, но несколько более разложённые, встречены и в глинистых алевритах наурзумской свиты южной части Орской депрессии.

Кварцевая галька и отдельные песчинки часто сильно корродированы и иногда полностью разъедены и замещены низко интерферирующей каолиновой массой (фиг. 22).

Глинистый цемент песков и алевритов имеет спутанно-волоконистое строение и представлен каолинитом ($Ng' = 1,566$; $Np' = 1,560$; $Ng' - Np' = 0,006$, термограмма 2 на фиг. 21). Глинистая масса цемента часто пигментирована оксидами железа. Железистый пигмент увеличивает величину показателей преломления глинистых агрегатов ($Ng' = 1,570 - 1,583$; $Np' = 1,562 - 1,576$); другие же свойства цемента пестрых глин остаются без изменения (термограмма 3 на фиг. 21). Окислы железа в глинах

иногда концентрируются в сгустки неясно концентрического строения. Под микроскопом в глинистой массе часто видны крупные вермикулиты каолинита (фиг. 22) и мелкие высоко двупреломляющие чешуйки гидратированного мусковита. При этом ясно видно, что вермикулиты каолинита развиваются за счет разложения на месте слюдяных агрегатов.

Глины и глинистые алевриты наурзумской свиты белые, желтые или пестро окрашенные с алевро-пелитовой структурой. Глинистая масса имеет спутанно-волокнутое или колломорфное строение и низкие серые или желтые интерференционные цвета.

Состав глин каолиновый ($N_{g'} = 1,570$; $N_{p'} = 1,562$; $N_{g'} - N_{p'} = 0,008$; термокрявая, на фиг. 21) со значительной примесью тонкоалевритовых чешуек гидратированного мусковита. Глинистая масса заметно разъедает с краев алевритовые зерна кварца. Наряду с этим присутствующие здесь зерна переотложенного глауконита в большинстве случаев остаются почти нетронутыми или в редких случаях замещаются с краев глинистыми агрегатами, напоминающими по форме вермикулиты каолинита, но с более высоким двупреломлением. Цвет глауконитовых зерен в обоих случаях ярко-зеленый.

Акцессорные минералы представлены лейкоксеново-брукитово-анатазовой ассоциацией со значительной примесью силлиманита, ставролита и дистена. В единичных зернах встречается турмалин, сфен, циркон, рутил и дипирамидальный анатаз. Мощность свиты достигает 14 м, но обычно не превышает 3—4 м.

Таблица 9

Механические анализы образцов пород наурзумской свиты

Номер образца	Порода	Карбонатность, %	Механический состав, вес. %						
			>1 мм	1—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	0,1—0,05 мм	0,05—0,01 мм	<0,01 мм
19-7	Глина белая песчанистая	0	0	5,85	6,55	15,65	4,10	1,45	66,40
19-9	Глина белая алевритовая	0	0	0,85	0,55	4,80	20,40	8,20	65,20
23-12	Глина белая алевритовая	0	0	—	—	5,35	16,35	11,60	66,70
37-10	Песок глинисто-алевритовый	0	0	—	8,75	38,20	16,60	4,95	31,50

В табл. 9 приведены механические анализы некоторых образцов пород наурзумской свиты Орской депрессии.

Наурзумская свита с глубоким размывом залегает на различных горизонтах более древних отложений, в том числе на батамшинской свите предположительно среднеолигоценового возраста и отложениях саксальской свиты верхнего эоцена. Покрывается она пестроцветными глинами катынадырской свиты — нижнего миоцена.

Времени отложения наурзумской свиты Мугоджар предшествовали крупные тектонические поднятия района, благодаря которым был частично смыт чехол рыхлых более древних покровных отложений и выработан довольно сложный эрозионный рельеф. Глубина эрозионного вреза в Мугоджарах местами достигала 75—80 м. Коррелятивными отложениями этих поднятий в Приаралье (Яншин, 1953) и в Тургае (Бойцова и др., 1955) являются полимиктовые отложения чаграйской свиты, возраст которой определяется А. Л. Яншиным как верхний олигоцен. Наурзумская свита Мугоджар выполняет выработанные в результате этих поднятий эрозионные долины, т. е. она образовалась после их заложения.

ния, а следовательно, может быть сопоставлена с верхними горизонтами чаграйской свиты Приаралья и с каолиновыми глинами наурзумской свиты Тургайской низменности (Яншин, 1953).

Вторая пестроцветная свита, которую мы предлагаем назвать к а т ы н а д ы р с к о й (нижний миоцен) по названию р. Катынадыр, где была обнаружена пыльца, с размывом залегает выше песчано-каолиновой наурзумской свиты.

В свое время эта свита была выделена В. Н. Разумовой (1946) на Кемпирсойском гипербазитовом массиве под названием свиты пестроцветных бейделлитовых глин.

Область распространения катынадырской свиты во многом совпадает с областью распространения наурзумской свиты. Обе они выполняют древние озерно-речные котловины.

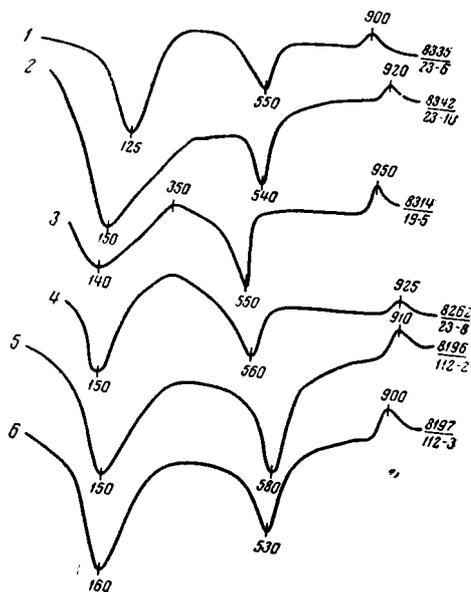
В Орской депрессии катынадырская свита представлена голубовато-серыми бесструктурными глинами с крупными розовыми, красными или желтыми пятнами. Изредка глины сменяются пестрыми глинистыми кварцевыми песками и рыхлыми песчаниками. В глинах часто встречаются мелкие железисто-марганцовые бобовинки и пластинки гипса.

В районе р. Катынадыр и пос. Романкуль среди голубовато-серых глин были встречены прослойки темно-серых углистых глин (фиг. 18).

Голубовато-серые глины Орской депрессии обладают волокнистой или спутанно-волокнистой микроструктурой и содержат редкие алевритовые, слабо корродированные глинистой массой зерна кварца. Судя по оптическим свойствам глинистых агрегатов, в нижней части разреза катынадырской свиты преобладают глины смешанного состава.

Они обладают близкими к каолиниту двупреломлением ($Ng' - Np' = 0,006$). Однако показатели преломления их ($Ng' = 1,579$; $Np' = 1,573$) несколько выше каолинита и приближаются к показателям преломления гидрослюд. В то же время термограмма этих глин (фиг. 23, кривая 2) имеет резкую низкотемпературную остановку при 150° , характерную для минералов монтмориллонитовой группы. В верхних горизонтах толщин состав глин более однородный. По оптическим свойствам ($Ng' = 1,558$; $Np' = 1,546$; $Ng' - Np' = 0,012$) и характеру термограммы (фиг. 23, кривая 1) состав их приближается к бейделлитовому.

Темно-серые глинистые прослои, встреченные среди голубовато-серых глин в районе пос. Романкуль, представлены каолинитово-бейделлитовыми разностями ($Ng' = 1,560 - 1,570$; $Np' = 1,554 - 1,559$) с тонким обугленным растительным мусором (фиг. 23, кривые 3 и 4).



Фиг. 23. Термограммы глин катынадырской свиты.

1 — глина пестрая бейделлитовая (район пос. Романкуль); 2 — глина зеленовато-бурая гидрослюдисто-каолинитовая (район пос. Романкуль); 3 — глина темно-серая каолинитово-гидрослюдистая (южное замыкание Орской депрессии); 4 — глина темно-серая каолинитово-гидрослюдистая (район пос. Романкуль); 5 — глина пестрая каолинитово-бейделлитовая (район пос. Кемпирсай); 6 — глина пестрая каолинитово-бейделлитовая (район пос. Кемпирсай)

В основании прослоя темно-серых глин в районе пос. Романкуль залегают темно-серые слоистые кварцевые пески с растительным мусором и слабовыветрелыми мелкими зернами переотложенного глауконита.

Пестроокрашенные пески катынадырской свиты кварцевые, разной степени сортированности. Зерна угловато-окатанные или хорошо окатанные, цемент глинистый довольно рыхлый. Тонкие кварцевые зерна иногда слегка корродированы глинистой массой.

В тяжелой фракции пестроокрашенных песков катынадырской свиты преобладают бурые окислы железа с примесью лейкоксена и единичными зернами магнетита и ильменита.

В темно-серых песках (обр. 23-9) среди рудных минералов преобладает марказит, много лейкоксена и ильменита и почти нет бурых окислов железа. Во всех исследованных образцах в больших количествах присутствуют: силлиманит, довольно много дистена, ставролита и турмалина. Часто встречаются зерна рутила, циркона, андалузита и сфена. Механические анализы этих пород приведены в табл. 10.

Таблица 10

Механические анализы образцов пород катынадырской свиты

Номер образца	Порода	Карбонатность, вес. %	Механический состав, вес. %						
			> 1 мм	1—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	0,1—0,05 мм	0,05—0,01 мм	< 0,01 мм
19—1	Пестрая алевритистая глина . . .	0	0	0	2,1	15,6	4,2	4,2	73,5
19—2	Пестрая алевритистая глина . . .	0	0	0	0,65	2,00	1,15	5,75	90,45
23—7	Глинистый песок	7,2	0	0	11,91	59,27	2,16	1,45	25,21
23—9	Глина песчаная углистая	0	0	0	3,12	24,82	6,04	5,59	60,43

На Орь-Илекском водоразделе в районе пос. Кемпирсай глины катынадырской свиты залегают в эрозионных котловинах среди коры выветривания основных и ультраосновных пород.

Состав глин бейделлитовый. Это подтверждается следующими данными химического анализа пестрой глины (серые пятна) пос. Кемпирсай, обр. 112-2/391 (в %):

SiO₂ — 48,04; TiO₂ — 0,96; Al₂O₃ — 25,69; Fe₂O₃ — 5,82; FeO — 0,25; CaO — 0,85; MgO — 0,16; Na₂O — 0,44; K₂O — 1,36; H₂O⁺ — 9,09; H₂O⁻ — 7,16; CO₂ — нет; C — 0,07; Сумма — 99,89; Кварц — 2,97; Молекулярное отношение SiO₂ : Al₂O₃ — 2,9 : 1.

Однако показатели преломления их имеют более высокое значение, чем у бейделлита (Ng' = 1,565—1,570; Np' = 1,552—1,555; Ng'—Np' = 0,013—0,015), что связано, по-видимому, с примесью каолинита. Более резкая, чем у минералов группы монтмориллонита, эндотермическая остановка при 530° на термограммах глин (фиг. 23, кривые 5 и 6), по-видимому, также связана с незначительной примесью каолинита.

В районе пос. Кемпирсай глины катынадырской свиты обычно слабopесчанистые. В основании толщи количество песчаного материала увеличивается, в ней появляются линзы зеленых песков или галечников, переполненных галькой бурых железняков, бокситов и кремней. В одном из разрезов в основании свиты вскрыт крупный карман, выполнен-

ный валунниками, состоящими из катунов выветрелых до глин габбро-диабазов, среди которых встречаются редкая галька и валуны почти свежих габбро-диабазов, желтая кремнистая галька, глыбы и валуны боксита, а также галька нонtronитизированных серпентинитов. Валунники вверх по разрезу постепенно переходят в обычные для катынадырской свиты пестроцветные глины. Сходный облик пестроцветы катынадырской свиты имеют в других разрезах Мугоджарских гор.

По литологическому составу и условиям залегания глины катынадырской свиты Мугоджар чрезвычайно похожи на отложения акжарской свиты северо-западной части Казахского нагорья, выделенные В. Н. Разумовой (1957).

В Мугоджарах, так же как и в Казахском нагорье, пестроцветы с размывом залегают на каолиновых глинах и песках наурзумской свиты и перекрыты зелеными гипсоносными глинами аральской свиты. Возраст катынадырской свиты определяется ее стратиграфическим положением и характером спорово-пыльцевого спектра. Пыльца была обнаружена в образцах Х. С. Розман в керне скважины по правому берегу р. Катынадыр (фиг. 23, слой 5). По заключению Н. Н. Сиговой, комплекс пыльцы отличается:

- 1) резким преобладанием пыльцы (87,8%) над спорами (11,2%);
- 2) разнообразным видовым составом пыльцы древесных растений (ива, ольха, береза, лещина, граб, клен, дуб, бук, орех, чинара, липа и др.);
- 3) резким преобладанием покрытосеменных (79,1%) над пыльцой голосеменных (8,7%);
- 4) небольшим участием пыльцы древних стеркулиевых растений (0,9%);
- 5) наличием небольшого количества пыльцы травянистых растений (1,5%);
- 6) преобладанием пыльцы широколиственных растений (граб, клен, дуб, бук и др. — 59%) над пыльцой узколиственных растений (ива, береза и др. — 17,7%).

Перечисленные признаки, по мнению Н. Н. Сиговой, характерны для нижнемиоценовых спорово-пыльцевых комплексов. В. Н. Разумова относит пестроцветные глины катынадырской свиты к верхним горизонтам верхнего олигоцена (см. стр. 62).

Аральская свита (нижний — средний миоцен) в пределах Мугоджарских гор по своему распространению во многом совпадает с областью распространения наурзумской и катынадырской свит, где они выполняют депрессии древнего рельефа.

Зелено-серые глины аральской свиты без видимого размыва залегают на пестроцветных глинах катынадырской свиты, значительно реже они подстилаются более древними отложениями, вплоть до глин коры выветривания.

Свита представлена однородными зелено-серыми, обычно не песчанистыми бейделлитовыми ($Ng' = 1,546—1,559$; $Np' = 1,534—1,546$; $Ng'—Np' = 0,012—0,013$) (фиг. 24, кривые 2, 3, 5) глинами с мелкими марганцево-железистыми бобовинками, крупными шаровидными друзами гипса, неправильными стяжениями белого карбоната с неясной микроидной структурой и редкими включениями слегка корродированных кварцевых песчинок.

В некоторых участках глины сплошь переполнены криптокристаллическим агрегатом карбоната.

Верхние горизонты глин, даже если они и не выходят на поверхность, а перекрыты более молодыми отложениями, часто окрашены в бурые тона. При этом бейделлитовый состав глин сохраняется ($Ng' = 1,562$; $Np' = 1,553$; $Ng'—Np' = 0,009$) (фиг. 24, кривая 1).

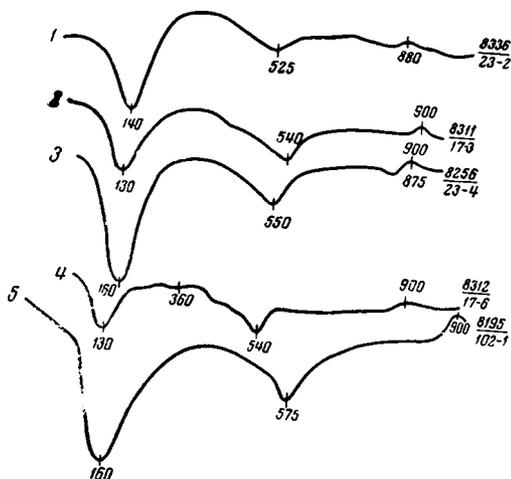
В основании толщи, в районе пос. Романкуль, глины замещаются зелеными песками, мощностью до 1,0—1,5 м.

Пески кварцевые тонкозернистые с глинистым цементом. Зерна кварца в большинстве случаев хорошо окатаны, но многие из них вплоть до полного исчезновения корродированы глинистой массой.

В тяжелой фракции песков преобладают бурые окислы железа, много силлиманита, дистена и турмалина. Встречаются единичные зерна ставролита, лейкоксена, цоизита, андалузита, циркона и рутила.

Механический состав зеленого глинистого песка следующий (вес. %):

Карбонатность	6
Фракции (мм)	
> 1	0
1—0,5	0
0,5—0,25	7,18
0,25—0,1	54,31
0,1—0,05	4,15
0,05—0,01	2,39
< 0,01	31,97



Фиг. 24. Термограммы глин аральской свиты.

1 — пестрая бейделлитовая глина (район пос. Романкуль); 2 — зеленая бейделлитовая глина (южное замыкание Орской депрессии); 3 — зеленая бейделлитовая глина (район пос. Романкуль); 4 — темно-серая гидрослюдисто-бейделлитовая глина (южное замыкание Орской депрессии); 5 — зелено-буря бейделлитовая глина (район пос. Кемпирсай)

У южного замыкания Орской депрессии среди зеленых глин аральской свиты было встречено несколько маломощных прослоев темно-серых гидрослюдисто-бейделлитовых ($Ng' = 1,564$; $Np' = 1,547$; $Ng' - Np' = 0,017$) глин (фиг. 24, кривая 4). Глины содержат редкие алевритовые частицы кварца, мелкие стяжения карбоната, углистые остатки, обломки и целые раковинки гастропод, а также косточки рыб. Среди глин изредка встреча-

ются округлые зеленые зерна, очень похожие на выветрелые зерна перерожденного глауконита.

Темно-серые глины переслаиваются с белыми мергелями и зелеными глинами.

Мергели белые тонкозернистые с многочисленными обломками известковых раковинок гастропод и мелкими обломками костей рыб. Мергели постепенно, но быстро переходят в зеленые глины, переполненные стяжениями карбоната и, наконец, в обычные для аральской свиты зеленые глины.

В области Орь-Иргизского водораздела и в Южных Мугоджарах в местах прислонения глин аральской свиты к выступам палеозоя происходит обогащение песчаным кварцевым материалом.

Мощность аральской свиты достигает 43,7 м, но обычно не превышает 15,0—20,0 м.

Для определения возраста аральской свиты Мугоджар, кроме стратиграфических и литологических сопоставлений с соседними районами, в настоящее время никаких критериев нет.

Гастроподы: *Gyraulus* ex. gr. *riparius*, *Lymnala* aff. *truncatula*, *Punctum pygmaeum*, *Valvata priscinalis* Орской депрессии не могут точно датировать возраст вмещающих отложений. По заключению Я. И. Скоро-

богатова, эти гастроподы относятся к пресноводным видам, обитающим в мелких озерах типа стариц. Сходные формы распространены, по его мнению, в миоценовых или плиоценовых отложениях Зайсанской впадины.

Свита залегает с постепенным переходом на охарактеризованных пыльной нижнемиоценовых отложениях катынадырской свиты и с размывом перекрываются красно-бурыми глинами, аналогичными жиландинской свите Приаралья и Казахского нагорья. В соседних районах Приаралья возраст аральской свиты определяется А. Л. Яншиным (1953) как ниже-среднемиоценовый.

Жиландинская свита (средний — верхний миоцен)

Выше аральской свиты с размывом залегает красноцветная глинистая толща, которой и венчается разрез континентальных третичных отложений Мугоджар. Отложения жиландинской свиты в естественных обнажениях и буровых скважинах вскрыты в бассейне р. Мендыбай по р. Супильсай и р. Катынадыр, в районе пос. Таиткен, в ряде мест Орь-Иргизского водораздела.

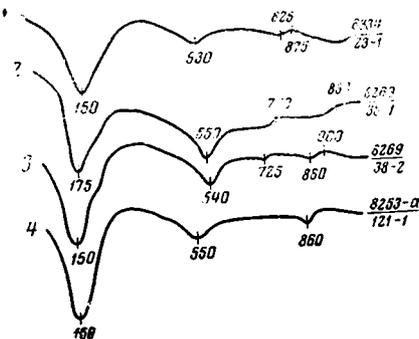
Жиландинская свита, по-видимому, заполняет унаследованные еще с верхнего олигоцена и переуглубленные в миоцене древние долины и котловины, обычно слабо выраженные в современном рельефе.

Свита сложена красно-бурыми мергелистыми бейделлитовыми глинами с многочисленными мелкими точечными включениями карбоната. Глины переполнены угловатыми кварцевыми алевритовыми частицами с небольшой примесью окатанных песчинок кварца и обломков различных пород. В глинистой массе часто встречаются округлые ярко-зеленые, иногда с радиальными трещинками зерна перетолженного глауконита, размером до 0,1 мм, округлые стяжения карбоната, величиной 0,3—0,5 мм, микроскопические радиально-лучистые карбонатные сгустки водорослей (?) и изредка раковинки перетолженных фораминифер.

Показатели преломления глинистых агрегатов краснобурых глин ($Ng' = 1,546$; $Np' = 1,534$; $Ng' - Np' = 0,012$) соответствуют бейделлиту. Бейделлитовый состав глин подтверждается также характером термограмм (фиг. 25).

Рентгенограмма красной глины жиландинской свиты (обр. 23-1) обнаруживает рефлексы, характерные как для минералов группы монтмориллонита, так и для гидрослюд (табл. 11). Следовательно, состав глин смешанный монтмориллонитово-гидрослюдистый. Однако не исключена возможность, что рефлексы, характерные для гидрослюд, связаны с примесью перетолщенного глауконита.

В районе р. Супильсай красно-бурые бейделлитовые глины ($Ng' = 1,546$; $Np' = 1,532$; $Ng' - Np' = 0,014$) жиландинской свиты вниз по разрезу постепенно сменяются зеленовато-бурыми и зелеными бейделлитовыми ($Ng' = 1,549$; $Np' = 1,532$; $Ng' - Np' = 0,006 - 0,017$) глинами с мало-мощными прослоями красно-бурых глин и мелкими катунами перетолженных глин катынадырской свиты.



Фиг. 25. Термограммы глин преимущественно бейделлитового состава пород жиландинской свиты Орь-Илекского водораздела

1 — район пос. Романкуль; 2, 3 — р. Супильсай; 4 — район пос. Таиткен

Таблица 11

Дебаеграмма красной глины жиландинской свиты (район пос. Романкуль, обр. 231)
Fe излучение; $2R = 57,3$ $d_{ст} = 0,6$

(по С. И. Берхин)

<i>l</i>	<i>d</i>	Рефлексы гидрослюда	Рефлексы монтмориллонита	<i>l</i>	<i>d</i>	Рефлексы гидрослюда	Рефлексы монтмориллонита
9	13,4		13, 4	1	2,19		
5	9,56	9,56		4	1,982		
4	7,21			1	1,886		
4	4,98			1	1,817		
10	4,52	4,52	4,52	3	1,699		
1	3,69			6	1,657		1,657
1	3,57			9	1,506	1,506	
8	3,35	3,35		1	1,375		
1	3,23			1	1,351		
6	2,87			6	1,297		
9	2,59	2,87		4	1,250		
4	2,37	2,59	2,59				

В тяжелой фракции глин жиландинской свиты преобладают бурые окислы железа. Обычно много зеленой роговой обманки, цоизита и граната. В единичных зернах встречаются лейкоксен, силлиманит, ставролит, дистен, эпидот, сфен, турмалин, андалузит, пироксены и волокнистые амфиболы.

По гранулометрическому составу породы жиландинской свиты (табл. 12) относятся к крупнопелитовым известково-алевритистым глинам.

Мощность свиты достигает 34 м.

В районе пос. Таяткен красно-бурые бейделлитовые глины ($Ng' = 1,550$; $Np' = 1,534$; $Ng' - Np' = 0,016$) (фиг. 25, кривая 4) жиландинской свиты залегают на коре выветривания серпентинитов. В основании толщи глины карбонатные и содержат желваки гипса. В тяжелой фракции, наряду с перечисленными выше минералами, довольно много магнетита.

Таблица 12

Гранулометрический анализ пород жиландинской свиты

Номер образца	Порода	Карбонатность, вес. %	Механический состав, вес. %						
			> 1 мм	1—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	0,1—0,05 мм	0,05—0,01 мм	< 0,01 мм
21—1	Бурая алевритистая известковистая глина	17,75	—	0,06	0,24	0,79	8,39	14,65	75,87
23—1	Красно-бурая алевритистая известковая глина	17,65	—	0,30	1,22	4,55	4,37	10,99	78,57
38—1	Красно-бурая алевритистая известковистая глина	13,95	—	—	0,17	2,73	4,18	8,13	84,79
121—1	Красно-бурая алевритистая известковистая глина	18,40	—	—	0,06	0,12	1,65	10,85	87,32

Органических остатков в отложениях жиландинской свиты Мугоджар обнаружено не было. Свита с размывом залегает на зеленых глинах аральской свиты нижнего — среднего миоцена. Образования ее не связаны с современной речной сетью Мугоджар, т. е. она образовалась до заложения последней. Заложение современной эрозионной сети Арало-Тургайской низменности и бассейна р. Урал (по Яншину, 1953) падает на самый конец миоцена — начало плиоцена. Отсюда время образования жиландинской свиты по ее стратиграфическому положению определяется интервалом времени от верхов среднего — до верхнего миоцена включительно. Она является аналогом жиландинской свиты Приаралья (Яншин, 1953) и павлодарской свиты Тургая (Лавров, 1959). Выше красноцветов жиландинской свиты залегают четвертичные отложения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный обзор фактического материала показывает частую смену минералогического состава глинистой составляющей меловых и третичных континентальных отложений Мугоджар в различных стратиграфических горизонтах. При этом толщи сходного литологического состава, как например, зиренагачская и жиландинская; кызылсайская и наурзумская — повторяются в разрезе. Уже сам этот факт свидетельствует о том, что образование континентальных отложений, вопреки распространенному мнению, происходило не за счет простого механического размыва и переотложения древней, преимущественно каолиновой коры выветривания. В сравнительно небольшие изолированные континентальные бассейны мелового и третичного времени материал коры выветривания сносился в той же мере, как и шлам и обломки разнообразных невыветрелых пород, слагающих борта бассейнов. Так, например, в составе зиренагачской свиты преобладают обломки невыветрелых пород палеозоя; в каолиновой кызылсайской свите встречаются зерна полевых шпатов, роговой обманки, пироксенов и др.; в каолиновой наурзумской свите — зерна глауконита и обломки пород морского мела и т. п.

В то же время сходство минералогического состава глин в отложениях одного возраста на протяжении всего, довольно обширного, района доказывает, что поступающий с бортов материал на месте и в процессе транспортировки подвергался значительной переработке. В каждой конкретной эпохе эта переработка шла по своему плану и в конечном результате давала отличные по составу глинистые породы. Различный состав глинистых пород в разные периоды существования континентальных водоемов трудно объяснить другими причинами, кроме климатических. Естественно, что климатические колебания отражались прежде всего на интенсивности и направленности, синхронных осадкообразованию процессов выветривания пород, слагающих борта континентальных бассейнов, а следовательно, и на состав поступающих в бассейн вод и продуктов выветривания. Состав синхронных осадкообразованию продуктов выветривания, поступающих в бассейны, и является главным фактором, определяющим состав континентальных водоемов.

Анализ флористических комплексов мела и палеогена описываемой территории и близлежащих районов, проведенный Е. Л. Заклинской (1957), В. А. Вахрамеевым (1952), И. М. Покровской (1950), показывает, что с нижнего мела до верхнего миоцена в Мугоджарах происходили значительные колебания климата (табл. 13). В соответствии с этим в наиболее засушливые и достаточно теплые эпохи, какими в Мугоджарах являются неокон и верхний миоцен, условия выветривания были мало благоприятны.

В этих условиях выветривание пород, слагающих борта бассейнов, и диагенетическое преобразование поступающего в бассейн шламма шли

в направлении образования карбонатных гидрослюдисто-монтморилло-нитовых глин.

Наиболее влажные условия господствовали в нижнем и начале среднего миоцена. Осадки катынадырской и аральской свит также представлены монтмориллонитовыми (бейделлитовыми) глинами. Однако в их составе значительно меньше карбонатов. Синхронность и однонаправленность процессов выветривания и осадкообразования эпохи нижнего

Таблица 3

Реконструкция климата для различных эпох мела и палеогена Мугоджар

Возраст	Тип флоры	Климат
Миоцен	N_1^3 Умеренная с травянистыми ксерофитами	Умеренно-теплый, засушливый
	N_1^2 Умеренная широколиственная с преобладанием растений открытых ассоциаций	Умеренно-теплый, переменновлажный с сухими сезонами
Олигоцен	Pg_3^3 Умеренная широколиственная с участием растений открытых ассоциаций	Умеренно-теплый, достаточно влажный
	Pg_3^2 Две ландшафтных единицы: 1) галерейные широколиственные леса; 2) открытые ассоциации с субтропическими ксерофитами	Довольно теплый, переменновлажный
Палеоценоэоцен	Pg_3^1 Осадков нет	
	Pg_2^3 Субтропическая флора с участием пустынных и полупустынных элементов	Теплый переменновлажный
	$Pg_2^2 - Pg_1$ Морские осадки	
Мел	Cg_2 Морские осадки	
	Cg_{1ab1} Субтропическая	Теплый влажный
	Cg_{1ap1} Морские осадки	
	Cg_{1uc} Флора отсутствует (красноцветные осадки с карбонатами)	Сухой жаркий

миоцена доказываются широким развитием в Мугоджарах нижнемиоценового бейделлитового элювия.

Верхнеолигоценовая наурзумская свита Мугоджар имеет много общего со среднеальбской кызылсайской свитой. Обе они имеют каолиновый состав глинистых прослоев и цемента песков, однако резко отличаются друг от друга по составу присутствующих среди них хемогенных пород: бурых железняков среди наурзумской и бокситов среди кызылсайской свиты. Такая зависимость не объяснима лишь только характером подстилающих или окружающих отложений каждой из этих свит, коренных пород, так как обе они залегают в сходных условиях. Несомненно, причиной этого являются какие-то отличия в процессах

выветривания эпох отложения кызылсайской и наурзумской свит. Кызылсайская свита формировалась в эпоху более жаркого и влажного климата, чем наурзумская. Это не могло не отразиться на интенсивности и характере процессов выветривания альбского времени.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л., Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения алюминиевых руд в Примугоджарских степях.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1937, вып. 110.
- Белянкин Д. С., Лапин В. В. Некоторые данные по химии и минералогии Кызылсайских глин.— Ученые записки Ленингр. пед. ин-та им. А. И. Герцена, 1948, 72.
- Бенеславский С. И. Некоторые вопросы минералообразования в бокситах. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований». Кн. 3—4. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
- Бойцова Е. П., Михайлов Б. М., Овечкин Н. К. Геология и перспективы бокситоносности юго-западной части Тургайского прогиба. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Бойцова Е. П. и др. Геология юго-западной части Тургайского прогиба.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 1955, 5.
- Бушинский Г. И. О диагенезе в связи с генезисом огнеупорных глин, осадочных железных руд и бокситов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 11.
- Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Вахрамеев В. А. О возрасте мезозойских бокситов Урала, Казахстана и Енисейского кряжа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 2.
- Вахрамеев В. А. Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана. В кн.: «Региональная стратиграфия СССР». Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Гинзбург И. И. Некоторые физико-химические моменты в образовании глин. В кн.: «Исследование и использование глин». Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1958.
- Горецкий Ю. К. Закономерности в размещении бокситовых месторождений и условия их образования. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Заклинская Е. Д. Спорово-пыльцевые спектры третичных отложений Северного Приаралья, Тургайского прогиба, Кулундинской степи и их стратиграфическое значение. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Гавров В. В. Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. Алма-Ата, Изд-во АН Казах. ССР, 1959.
- Лисицына Н. А. О замещении кварца гиббситом.— Докл. АН СССР, 1956, 109, № 5.
- Лисицына Н. А. Древняя кора выветривания западной части Казахского нагорья.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 11.
- Петренко А. А. К открытию бокситов в Орском районе.— Проблемы сов. геологии, 1933, 4, № 9.
- Петренко А. А. Об условиях образования осадков эпохи континентального выветривания Приорского района.— Проблемы сов. геологии, 1936, 6, № 3.
- Петренко А. А. Геологический очерк Орско-Домбаровского промышленного района.— Записки Всес. мин. об-ва, 1939, 68, вып. 3.
- Покровская И. М. Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя и кайнозоя на территории СССР. В кн.: «Пыльцевой анализ». М., Госгеолиздат, 1950.
- Разумова В. Н. Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья. В кн.: «Кора выветривания». Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Разумова В. Н. Континентальные третичные отложения северо-западной части Казахского нагорья. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 46.

- Разумовская Е. Э. и др. Геологическое строение Орско-Халиловского района. М., Гостеолиздат, 1941.
- Рухина Е. В., Рухин Л. Б. Краткий геологический очерк северо-западной части Мугуджар.— Ученые записки Ленингр. ун-та, 1941, № 66, серия геол. почв. наук, вып. 10.
- Теодорович Г. И. Пресноводный верхний плиоцен в Орско-Халиловском районе.— Сов. геология, 1939, № 4—5.
- Формозова Л. Н. Глауконитовые пески урочища Кызылсай.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1949, вып. 112, серия геол. (№ 38).
- Цветков А. И. О количественном определении минералов в высокоглиноземистых породах Кызылсая термическим методом.— Записки Всес. мин. об-ва, 1942, 71, вып. 3—4.
- Яншин А. Л. Условия залегания и генезис бокситов Южного Урала, Казахстана и Восточной Сибири. В кн.: «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Яншин А. Л. Геологическая история Орского Урала в третичном периоде.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 4.
- Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1953 (Материалы к познанию геол. строения СССР, вып. 15/19).

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
В. Н. Разумова и Н. П. Херасков. Геологические типы кор выветривания и закономерности их размещения	4
А. Г. Черняховский. Нижнемезозойские коры выветривания Орской депрессии (Южный Урал)	35
В. Н. Разумова. Бейделлитовая верхнеолигоценовая кора выветривания на древнем элювии серпентинитов Кемпирсайского гипербазитового массива (Южный Урал)	62
В. Н. Разумова и А. Г. Черняховский. Древняя кора выветривания Орь-Илекского междуречья и история ее развития	81
А. Г. Черняховский. ^{миоценовые} Континентальные третичные отложения южного окончания Южного Урала и продукты их выветривания	103

В. Н. Разумова, Н. П. Херасков А. Г. Черняховский

**Геологические типы кор выветривания
и примеры их распространения на Южном Урале**

Труды геологического института, вып. 56.

Утверждено к печати

Геологическим институтом Академии наук СССР

Редактор издательства *Ю. К. Андгсев*

Технический редактор *Г. С. Симкина*

Корректор *К. К. Примак*

РИСО АН СССР № 17-28В. Сдано в набор 31/X 1962 г.

Подписано к печ. 12/II 1963 г. Формат 70×108^{1/16}

Печ. л. 8,75 Усл. печ. л. 11,99 Уч. изд. л. 1,7.

Тираж 1200 экз. Т-02075. Изд. № 1085

Тип. зак. № 5410

Цена 82 коп.

Издательство Академии наук СССР,

Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21.

2-я типография Издательства АН СССР,

Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Исправления и опечатки

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
4	13—12 сн.	В. Н. Казариновым	В. П. Казариновым
14	1 сн.	иллювиальный	элювиальный
17	6 сн.	никелевое месторождение, Южный Урал	глин тектонические брекч
25	24 сн.	незначительно	значительно
28	11 сн.	перерыва	перемыва
49	6 сн.	С. И. Берхину	С. И. Берхин
120	7 сн.	Pyllites	Phyllites
132	3 сн.	Луппала	Луппаеа
135	11 сн.	состав континентальных водо- емов	состав осадков в континент- ных водоемах
136	3 сн.	Наиболее	Несколько более
139	2 сн.	континентальные и третичные	континентальные меловые и третичные
140	4 сн.	вып. 56	вып. 77

ГИИ, вып. 77 В. Н. Разумова, Н. П. Херасков

Цена 82 коп.