



**В. Н. РАЗУМОВА**

**КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ  
ЛАТЕРИТНОГО  
И КАОЛИНОВОГО ТИПА  
ОСНОВНЫХ ПОРОД**

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

---

GEOLOGICAL INSTITUTE

V. N. RAZUMOVA

CRUSTS OF WEATHERING  
OF A LATERIC  
AND KAOLIN TYPE  
OF BASIC ROCKS

*Transactions, vol. 174*

---

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

MOSCOW 1967

В. Н. РАЗУМОВА

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ  
ЛАТЕРИТНОГО  
И КАОЛИНОВОГО ТИПА  
ОСНОВНЫХ ПОРОД

*Труды, вып. 174*

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

---

GEOLOGICAL INSTITUTE

V. N. RAZUMOVA

CRUSTS OF WEATHERING  
OF A LATERIC  
AND KAOLIN TYPE  
OF BASIC ROCKS

*Transactions, vol. 174*

---

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

MOSCOW 1967

В. Н. РАЗУМОВА

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ  
ЛАТЕРИТНОГО  
И КАОЛИНОВОГО ТИПА  
ОСНОВНЫХ ПОРОД

*Труды, вып. 174*

В работе дается минералогическая классификация кор выветривания основных пород с характеристикой выделенных типов. Доказывается, что свободные гидраты глинозема накапливаются в корях выветривания основных пород в процессе окисления и выщелачивания железо-магнезиальных минералов основных пород или образовавшихся на их месте хлоритовых минералов, а не в процессе распада каолинита на свободные окислы, как это считалось до сих пор.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

академик *А. В. Пейве* (главный редактор),  
*К. И. Кузнецова*, академик *В. В. Меннер*, *П. П. Тимофеев*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

*Е. В. Шанцер*

EDITORIAL BOARD:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-Chief),  
*K. I. Kuznetzova*, Academician *V. V. Menner*, *P. P. Timofeev*

RESPONSIBLE EDITOR

*E. V. Shantzer*

## ВВЕДЕНИЕ

Задача исследования заключалась в сравнительном изучении кор выветривания с целью их минералогической классификации и характеристики выделенных типов. Для этой цели нами были выбраны коры выветривания диабазовых пород — пород широкого распространения и однообразного состава, что сильно упростило поставленную перед нами задачу, так как позволило избежать усложняющих вариаций в минералогическом составе элювия, обусловленных колебаниями состава материнских пород. Наряду с этим диабазовые и другие основные породы, богатые темноцветными минералами, дают и наиболее сложные и контрастные по составу профили выветривания, что также облегчило выделение минералогических типов кор выветривания и позволило подчеркнуть зависимость их минералогического состава от физико-химических условий среды, определяемой в конечном счете количеством и режимом выпадающих атмосферных осадков, т. е. климатом.

В основу настоящей работы легли материалы, собранные автором при изучении кор выветривания Южного Урала (Орь-Илекского водораздела), Казахского нагорья, Батумского побережья Кавказа, и минералого-петрографическое изучение образцов пород, привезенных Е. Д. Заклинской из разрезов кор выветривания с островов Индийского океана и Западной Австралии, и отдельных образцов из коллекции Б. М. Михайлова из Гвинеи. Кроме перечисленных материалов, автором были использованы и литературные данные по минералогии кор выветривания Советского Союза и зарубежных стран.

Предлагаемая схема типов кор выветривания является первой и безусловно несовершенной попыткой дать их минералогическую классификацию. Но уже сейчас очевидно, что минералогические типы кор выветривания очень многообразны и что выделение их имеет большое практическое значение, так как с каждым типом связан и свой комплекс полезных ископаемых. В дальнейшем предлагаемая классификация кор выветривания основных пород безусловно будет уточнена, дополнена и распространена на коры выветривания кислых и ультраосновных пород.

В результате проведенных исследований автором были получены и новые данные по генезису гиббсита — порообразующего минерала латеритных (гиббитоносных) кор выветривания. Проблема генезиса гиббсита в корах выветривания — одна из наиболее давних и спорных в геологии. Ей посвящена большая литература, отражающая различные точки зрения. Однако факты, накопившиеся в настоящее время и полученные автором, настолько не согласуются с первоначальными представлениями, что их трудно объяснить с точки зрения любой из ранее высказанных гипотез. С другой стороны, прежние трактовки генезиса гиббсита не вскрывают ведущего процесса в общей закономерности появления свободных гидратов глинозема в корах выветривания, который, с точки зрения автора, должен быть единым для всех разновидностей кор выветривания основных пород.

Вопреки прежним представлениям, гиббсит развивается в корах выветривания основных пород не в процессе разложения каолинита или полевых шпатов на свободные окислы, а образуется за счет алюминия, освобождающегося в процессе выщелачивания железо-магнезиальных алюмосиликатов, главным образом роговых обманок, авгитов и хлоритов, т. е. минералов, недосыщенных кремнеземом (минералов, у которых сумма окислов превышает или равна количеству кремнезема:  $R_2O + RO + R_2O_3 \geq SiO_2$ ). Поэтому гиббсит и встречается в корах выветривания основных пород не в виде остаточных скелетных форм, а в виде псевдоморфоз, инкрустаций и прожилков, и в зависимости от условий среды зоны выветривания накапливается в различных горизонтах профиля коры выветривания или выносятся за ее пределы.

Вместе с тем, новейшие исследования показали, что «латеритные панцири», считавшиеся в свое время обязательными членами кор выветривания латеритного типа, относятся к более поздним образованиям, генетически уже не связанным с формированием профиля коры выветривания. В большинстве случаев это выведенные на поверхность иллювиальные горизонты почв, продукты цемента древних уровней грунтовых вод и иногда даже бобовые железняки и бокситы осадочного происхождения.

Многие вопросы минералогии кор выветривания, приводимые в настоящей работе, являются еще достаточно спорными и окончательно не доказанными. Автором они излагаются в том виде, в котором представляются ему в настоящее время. Многие вопросы в работе только намечены и требуют дальнейшего всестороннего изучения. Так, например, еще не до конца расшифрован ряд выщелачивания хлоритовых минералов, возникающих в некоторых типах кор выветривания на начальных стадиях выветривания основных пород. В связи с предпочтительным выносом MgO из бруситовых слоев хлоритовой решетки за счет хлоритов в процессе выщелачивания развиваются триоктаэдрические минералы с подвижными решетками, типа монтмориллонита и вермикулита, изучение которых еще только начинается. Еще менее ясны продукты окисления выщелоченных хлоритов, возникающие на следующей стадии выщелачивания, предшествующей процессу каолинизации. По предварительным данным, это лишенные MgO, но богатые закисным и окисным или одним окисным железом, похожие на каолинит глинистые минералы, близкие по свойствам лептохлоритам из осадочных пород, иногда с решеткой 7-ангстремового минерала.

Не до конца можно считать решенным и вопрос гиббситизации полевых шпатов. Чтобы исключить воздействие темноцветных минералов, нужно проследить процесс латеритизации в лейкократовых породах, лишенных или бедных темноцветными минералами, так как в основных породах, богатых темноцветными минералами, гиббситизация полевых шпатов, согласно наблюдениям автора и А. Г. Черняховского, осуществляется метасоматическим путем за счет алюминия, освобождающегося в процессе выщелачивания и окисления темноцветных минералов основных пород или заместивших их хлоритовых минералов.

Далее было установлено, что среди мощных зонально построенных кор выветривания встречаются и коры монозонального строения, сложенные конечными продуктами выщелачивания. Поэтому представляется весьма вероятным, что зоны кор выветривания не являются стадиями единого процесса, а представляют собой разновозрастные образования, связанные с изменением климата во времени, тем более что каждый вышележащий элювиальный горизонт всегда развивается за счет нижележащего и имеет более простой состав.

В целом анализ огромного накопившегося за последние годы фактического материала заставляет заново пересмотреть многие, связанные

с корами выветривания вопросы, казавшиеся еще недавно бесспорными и решенными.

В заключение отметим, что приведенные в работе химические, рентгеновские и термические анализы были выполнены в лабораториях Геологического института АН СССР. Лабораторная же подготовка материала и определение показателей преломления значительной части глинистых фракций в ориентированных препаратах были проведены под руководством автора старшим лаборантом А. Т. Аниаровой. Всем, принимавшим участие в работе, автор приносит глубокую благодарность.

## Глава I

### ВЛИЯНИЕ НА ТИП ЭЛЮВИЯ КЛИМАТА, СОСТАВА МАТЕРИНСКИХ ПОРОД И ТЕКТОНИЧЕСКОГО ФАКТОРА

Горные породы (особенно изверженные и метаморфические), попав в поверхностную зону, в зону низких давлений и температур, становятся неустойчивыми и под влиянием поверхностных агентов (воды, углекислоты и кислорода воздуха), а также температурных колебаний начинают разрушаться с выделением большого количества энергии.

Выветривание облегчается тем, что горные породы, выведенные на земную поверхность в связи с разгрузкой, приобретают трещиноватость и в связи с этим становятся доступными для воздействия дождевых вод. В результате породы поверхностных слоев земли постепенно распадаются на глыбы, обломки и щебень (табл. I, 1) или рассыпаются в порошок (пылеватый элювий). В условиях же достаточного увлажнения, в результате более энергичного взаимодействия с водой, породы подвергаются гидrolитическому разложению и, теряя катионы, превращаются в глинистые и охристые продукты (табл. I, 2). Процесс гидролиза сводится к реакции обмена между породой и водой и заключается в замещении катионов металлов ионами водорода. При этом наиболее растворимые компоненты выносятся из породы, а менее растворимые накапливаются на месте и подвергаются перекристаллизации с образованием менее сложных по составу, устойчивых в поверхностной зоне гидросиликатов слоистой структуры (табл. II, 2), которые метасоматически замещают первичные силикаты с образованием псевдоморфоз. Дальнейший вынос катионов приводит к обогащению новообразованных глинистых минералов полувторичными окислами. При слабом выщелачивании образуются глинистые продукты гидрохлоритового, ферримонтмориллонитового и гидрослюдистого состава, богатые катионами металлов. При интенсивном же выщелачивании или на конечных стадиях выщелачивания, в результате полного выноса одновалентных и двухвалентных катионов, образуется каолинит — чисто глиноземистый силикат, конечный продукт разложения почти всех алюмосиликатных пород. При каждом типе выветривания, сопровождающемся выносом  $R_2O$  и  $RO$ , может возникнуть избыток кремнезема, алюминия и железа, который и сбрасывается в процессе выщелачивания. Такие избыточные катионы в одних условиях оседают здесь же, в элювии, а в других — уходят в раствор и мигрируют вниз по разрезу, где иногда высаживаются при благоприятных условиях, приводя к образованию иллювиальных горизонтов.

Таким образом мы видим, что процесс выветривания, обусловленный притоком сверху  $H_2O$ ,  $CO_2$  и  $O_2$ , является сложным метасоматическим процессом. Поэтому, если пользоваться терминологией, принятой в минералогии и учении о рудных месторождениях, то глинистые и охристые продукты выветривания можно называть гипергенными метасоматитами.

Так как при выветривании горных пород выносятся больше ( $R_2O$ ,  $RO$  и часть  $SiO_2$ ), чем привносится ( $H_2O$ ,  $CO_2$  и  $O_2$ ), то остаточные охристые

и глинистые продукты выщелачивания обладают высокой пористостью (до 50—60%) и низким объемным весом (до 1,5—1 г/см<sup>3</sup>).

В северных широтах благодаря низким температурам и слабой диссоциации воды гидролизу подвергаются главным образом минералы листоватой структуры (биотит, мусковит, хлориты, серицит и т. д.), близкие по структуре глинистым минералам, устойчивым в поверхностной зоне. Процесс гидролиза в данном случае ограничивается выносом части катионов без разрушения решеток минералов, так как выветривание в этих условиях не достигает энергетического уровня, необходимого для преодоления порога устойчивости минералов кристаллических пород. По этой причине в северных широтах глинистые и охристые продукты выщелачивания не получают существенного развития.

В тропиках же и субтропиках, в условиях более высоких температур и обилия атмосферных осадков, процесс гидролиза становится настолько интенсивным, что разрушению и перестройке подвергаются все (кроме кварца) породообразующие минералы кристаллических пород. Известно, что при повышении температуры на 25° выщелачивание минералов увеличивается примерно на 40%. Поэтому при достаточном увлажнении в тропиках и субтропиках выветривание, обусловленное гидролитическим разложением, приводит к образованию охристых и глинистых продуктов.

Для образования элювия большой мощности, кроме интенсивности и длительности процесса выветривания, необходим низкий уровень стояния грунтовых вод, так как низкий уровень грунтовых вод обеспечивает промывной режим в зоне выветривания, необходимый для выноса освобождающихся в процессе выветривания катионов. В случае же высокого стояния уровня грунтовых вод, даже при очень интенсивном выветривании и чрезвычайно слабом размыве, может образоваться лишь очень маломощный горизонт выветривания (Разумова, Херасков, 1963).

Обычного типа элювий образуется во всех климатических зонах и в весьма разнообразных геоморфологических условиях, а для мощных площадного типа кор выветривания, кроме благоприятных климатических условий, необходим определенный тектонический режим, обеспечивающий глубокий дренаж грунтовых вод. В. Н. Разумовой и Н. П. Херасковым (1963) было установлено, что мощные площадного типа коры выветривания развиваются как в платформенных, так и в геосинклинальных областях. Здесь они формируются на ограниченных разломами медленно поднимающихся плато или поднятиях складчато-глыбового типа, возникающих в орогенные этапы развития этих структур (Херасков, 1964, 1965).

Древние площадного распространения коры выветривания очень часто имеют зональное строение, т. е. состоят из нескольких зон или элювиальных горизонтов, отличающихся друг от друга не только степенью выщелоченности пород, но и минеральным составом, причем каждая вышележащая зона развивается за счет нижележащей и соответственно имеет более простой состав.

По времени образования зоны профиля могут быть как разновозрастными, так и разновозрастными. Полные первично-зональные профили кор выветривания могут встретиться только в неразмытых корях выветривания. Ископаемые же коры всегда являются в той или иной степени размывными. Поэтому не подвергшиеся размыву профили среди древних кор выветривания представляют собой редкое исключение. В древних корях от первичного профиля сохраняются обычно только нижние горизонты, а верхние горизонты являются наложенным, образовавшимся в существенно иных условиях, так как продукты выветривания остаются неизменными до тех пор, пока среда, при которой они образовались, сохраняется неизменной; но как только меняются условия, меняется и состав продуктов выветривания.

Коры выветривания являются весьма активной средой. Поэтому раз возникшая кора выветривания становится в дальнейшем ареной действия самых разнообразных процессов гипергенеза, катагенеза и эпигенеза (Гинзбург, 1963в; Разумова и Херасков, 1963), которые часто не могут быть прослежены в свежих породах. Эта особенность кор выветривания обусловлена высокой пористостью (до 50—60%) слагающих ее пород и присутствием неравновесных минеральных образований, активно реагирующих на все изменения внешней среды.

В пределах Советского Союза мощные охристо-глинистые коры выветривания площадного распространения известны только среди древних образований (Гинзбург, 1961; Петров, 1958; Разумова и Херасков, 1963).

Материалы, имеющиеся в настоящее время по древним охристо-глинистым корам выветривания, позволяют говорить о том, что состав продуктов выветривания, так же как и почв (Гансен, 1962), определяется климатом и составом материнских пород. Эти два основных положения могут быть доказаны фактическим материалом.

### ЗАВИСИМОСТЬ СОСТАВА ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ ОТ КЛИМАТА И ТИПА МАТЕРИНСКИХ ПОРОД

В учении о корях выветривания до сих пор широким распространением пользуется представление Б. Б. Полынова (1934), согласно которому: 1) все процессы выветривания протекают на поверхности земли во всех климатических зонах одинаково, проходя во всех случаях одни и те же стадии: обломочную, известковистую, сиаллитную и аллитную; 2) состав материнских пород имеет важное значение только на начальных стадиях, а в дальнейшем его влияние постепенно сглаживается; 3) климат определяет лишь скорость и интенсивность процессов выветривания, отнюдь не изменяя его общую направленность; при неблагоприятных же климатических условиях процесс выветривания останавливается на одной из ранних стадий.

Новейшие материалы по корам выветривания показывают, что концепция Б. Б. Полынова в настоящее время уже не может быть сохранена, так как кремний, алюминий, железо и магний — основные компоненты силикатных пород — ведут себя в разных условиях существенно различно.

**Влияние состава материнских пород на состав продуктов выветривания** легко проследить путем сравнения кор выветривания, развитых в одном и том же районе на породах различного состава. Так, например, в триас-юрской коре выветривания Южного Урала граниты выветриваются с образованием каолинов, диабазы и габброиды — ферримонтмориллонитового элювия и красных каолинов, серпентиниты — нонтронитов и охр и т. д. (табл. 1). Из приведенных данных следует, что состав продуктов выветривания теснейшим образом связан с составом материнских пород или, другими словами, материнские породы не только оказывают существенное влияние на ход процессов выветривания, но и определяют состав продуктов выветривания.

**Влияние климата на состав продуктов выветривания** лучше всего может быть прослежено на профилях выветривания диабазовых пород — пород широкого распространения и однообразного состава. Из табл. 2 следует, что профили выветривания одних и тех же пород могут иметь существенно различный состав. При этом меняется состав как верхней основной, так и промежуточной зоны. Данные же по синтезу глинистых минералов и минералогии почв говорят о невозможности образования в одних и тех же физико-географических условиях всех перечисленных типов кор выветривания. Следовательно, с изменением условий меняется и состав продуктов выветривания. Если бы мы имели единый одинаково направленный процесс выветривания, как полагал Б. Б. Полынов, то каждая порода

Таблица 1

**Профили выветривания различных типов пород триас-юрской коры выветривания Орь-Илекского водораздела на Южном Урале**

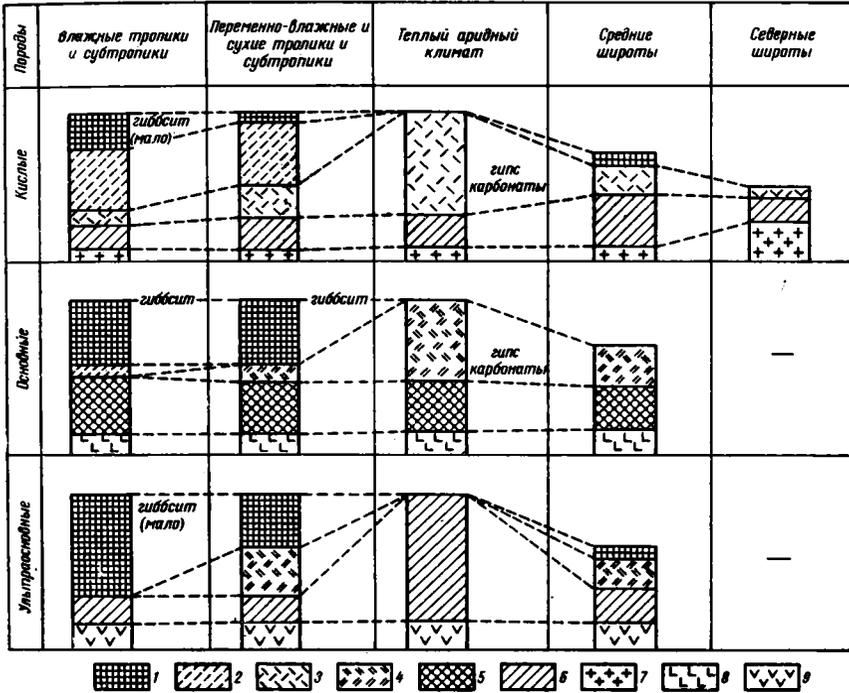
Профили выветривания основных и ультраосновных пород								
Зоны профили коры выветривания	Красные полосчатые охры	Бурые охры, богатые зернами шпинели	Бурые, оранжево-красные и вишнево-черные охры с прожилками каолина	Буровато-белые чешуйчатые каолины	Чередование полос охристого и каолинового состава	Розово-белые каолины	Малиново-красные каолины	Белые каолины с охристыми крапинками
	Оливково-зеленые нонтрониты	Бурые охристые нонтрониты	Бурые охристые нонтрониты с хлоритовыми полосами	Глинистые гидрхлоритовые породы	Чередование полос охристого, ферримонтмориллонитового и гидрхлоритового состава	Зеленовато-белый ферримонтмориллонитовый элювий	Зеленовато-серый ферримонтмориллонитовый элювий	Снежно-белый галлазитовый элювий с нонтронитовыми глазками
	Выщелоченные осветленные серпентиниты	Бурые выщелоченные серпентинизированные дуниты	Бурые выщелоченные такситы	Гидратированные хлоритовые породы	Мало измененные эпигаббро-нориты	Выветрелые трещиноватые амфиболиты	Выветрелые побурелые габбро-диабазы	Оливиновое эпигаббро с галлазитизированным плагиоклазом
Материнские породы	Серпентиниты	Серпентинизированные дуниты	Амфиболито-ироксенито-дунитовые такситы	Хлоритовые породы (из серпентинитов)	Эпигаббро-нориты	Амфиболиты	Габбро-диабазы	Оливиновое эпигаббро

Таблица 2

## Основные типы профилей выветривания диабазовых пород

	Орская депрессия (Черняховский, 1963)	Батумское побережье Кавказа	Нижний Мамон (Гинзбург, Наджакова, Никитина, 1962)	Юг Украинского кристаллического массива (Курковский, 1963)	Кемпирсайский гипербазитовый массив, Южный Урал (Разумова, Черняховский, 1963)	Северный Казахстан (Разумова, 1956)	Гвинея (Михайлов, 1964; Герасимов и Ромашкевич, 1964)	О. Родригес (по материалам Е. Д. Заключинской)	Казахстан и Алтай	Алтай (Шукина, 1956; Чумаков, 1965)		
Зоны профили коры выветривания	Гибсит-гематит-каолини- товая (вторично обеленная)	—	Красноцветная каолини- товая с гиб- ситом, 3—8 м	Гематит-као- линитовая	Гематит-као- линитовая	Каолини- товая с жилами красного же- лезняка	Гибсит- гетитовая	Гетит-мета- галлузитовая	Каолини- товая	Красноцветная гидро- слюдистая, 0,5—1 м		
	Красноцветная, окислен- ных и выщелоченных гидрохлоритов	Гидрохлори- товая с оста- точными глы- бами слабо выветрелых пород, иногда с гибситом	Зеленая гид- рохлорито- вая, 0—5 м	Ферромонт- мориллонитовая	Ферримонт- мориллонитовая	Ферримонт- мориллонитовая			Бейделли- товая		Ферримонт- мориллонитовая	Дресвяни- стая
	Зеленая гид- рохлоритовая			Зеленая гид- рохлоритовая								
	Дезинтегра- ции (джеф- феризитовая)			Джефферитовая								
Материнские породы	Диабазы	Диабазы	Палеобазаль- ты	Диабазы	Диабазы	Диабазы	Долериты	Долериты	Диабазы	Диабазы		

**Изменение профилей выветривания кислых, основных и ультраосновных пород  
в зависимости от климата  
(по данным Гинзбурга, 1963в)**



1 — железисто-каолининовая (галлуазитовая) или железистая зона; 2 — каолининовая; 3 — гидрослюдистая; 4 — монтмориллонитовая; 5 — гидрослюдисто-гидрохлоритовая; 6 — зона дезинтеграции (или выщелачивания); 7 — кислые породы; 8 — основные породы; 9 — ультраосновные породы

давала бы во всех случаях одни и те же продукты выветривания, а профили, характеризующие различные климатические зоны, отличались бы друг от друга не составом, а только числом и мощностью зон. В отличие от Б. Б. Полюнова, И. И. Гинзбург (1963в), придерживаясь концепции Б. Б. Полюнова об однонаправленности процесса выветривания, в то же время учитывал состав материнских пород. Поэтому, по мнению И. И. Гинзбурга, породы различного состава дают и различные продукты разложения, но профили выветривания одних и тех же пород, развитые в различных климатических зонах, отличаются друг от друга лишь числом и мощностью зон (табл. 3). Но поскольку характер продуктов выветривания не остается постоянным даже на одних и тех же материнских породах, то нет никакого сомнения в том, что состав продуктов выветривания меняется с изменением климата. Поэтому продукты выветривания одних и тех же пород, но залегающие в пределах одного района под разновозрастными отложениями, часто имеют различный состав. Из этого также следует, что состав продуктов выветривания определяется климатом. Так, например, на Орь-Илекском водоразделе на Южном Урале под рэт-лейасовыми отложениями на диабазах развит латеритный профиль, под средним альбом — красноцветный каолиновый, а под отложениями туронского и средне-верхнеолигоценного возраста — белый каолиновый (табл. 4), что хорошо увязывается с изменением климата на протяжении этих геологических эпох. Следовательно, основным фактором,

Изменение строения профилей кор выветривания основных и ультраосновных пород на Орь-Илекском междуречье Южного Урала в мезозойское и третичное время

Район	Орский грабен (по Черняховскому)		Кемпирсайский гипербазитовый массив (по Разумовой)							
	Верхнетриасовая	Верхи лейкасины бата	Триас — юрский			Догуронский	Среднеолигоценый	Верхнеолигоценый	Конец верхнего олигоцена	
Породы, покрывающие кору выветривания	Ратские отложения с обломками гибситизированных пород	Средние горизонты средней юры с обломками выветрелых и гибситизированных пород	—	—	—	Бокситоносные отложения среднего альба	Пески и глины с карбонатными горизонтами	—	Разрыхленные бобовые железняки верхнего олигоцена с прожилками брейделита	
Зоны профили коры выветривания	верхняя охристая	Гибсит-каолининовая, 0,5 м	—	Малиново-красные каолины и вишнево-красные муши, до 5—10 м	Неясно-полосчатые каолины малиновой и сиреновой окраски, 3—10 м	Красные полосчатые охры, до 5—10 м	Красные полосчатые охры и нонтрониты с инфльтрационными жилами и гнездами плотного красного железняка	Побурелые красные охры	Красно-бурые гематит-монтмориллонитовые породы с прожилками голубовато-серого бейделлита, 1—1,5 м	
	промежуточная глинистая	Красноцветная выщелоченных и окисленных гидроксидов, 16 м	Каолинит-гидрохлоритовая, 15,8 м	Зелено-серая ферримонтмориллонитовая, 16 м	Зеленоватая ферримонтмориллонитовая, 4—5 м	Зеленоватые полосчатые породы ферримонтмориллонитового состава, 5—6 м				Оливково-зеленые нонтрониты и нонтронитизированные серпентиниты, до 10—20 м
	деинтеграции	Гидратированных хлоритов	Гидратированных хлоритов, 2 м	Побурелые мало измененные габбро-диабазы, 0,5 м	Мало измененные габбро-амфиболиты, 0,5 м	Осветленные, выщелоченные серпентиниты, до 5—20 м	Осветленные выщелоченные серпентиниты, до 5—20 м	Осветленные, выщелоченные серпентиниты, до 5—10 м	Осветленные выщелоченные серпентиниты	
Материнские породы	Хлоритизированные диабазовые порфириты	Хлоритизированные диориты	Габбро-диабазы	Габбро-амфиболиты	Серпентиниты	Серпентиниты	Серпентиниты	Серпентиниты	Серпентиниты	

определяющим состав продуктов выветривания, кроме состава материнских пород, является климат или, точнее, гидродинамический режим, определяющий физико-химическую среду, внутри зоны выветривания в период формирования коры выветривания. Поэтому можно говорить о том, что кора выветривания является функцией климата.

Представление Б. Б. Полюнова об однонаправленности процессов выветривания возникло в связи с тем, что первоначально изучались преимущественно конечные продукты выветривания, а промежуточные, контрастные по составу продукты, выпадали из поля зрения. Кроме того, промежуточная глинистая зона латеритных профилей, а также сиаллитные коры выветривания считались каолиновыми, так как глины в то время не различались по составу и все считались каолиновыми. Однако исследования последних лет показали, что промежуточная зона латеритных кор выветривания, по-видимому, никогда не имеет каолинового состава, а «сиаллитные» (глинистые) коры Б. Б. Полюнова оказались представленными очень большим числом минеральных видов. Кроме того, оказалось, что продукты выветривания тропиков и субтропиков не проходят стадий, характерных для северных широт. Поэтому продукты выветривания в зависимости от характера самого процесса резко распадаются на две группы: 1) продукты выветривания, образующиеся в основном под влиянием физических и физико-химических процессов, и 2) продукты выветривания, развивающиеся главным образом под влиянием химических процессов (гидролитического разложения).

В соответствии с этим в северных широтах и в аридных областях жарких стран элювий имеет грубый механический состав и выражен глыбовыми, щебенчатыми, пылевато-щебенчатыми и глинисто-древянистыми образованиями, сохранившими окраску материнских пород (обломочные и известковистые коры Б. Б. Полюнова). Элювий же тропиков и субтропиков представлен ярко окрашенными охристыми и охристо-глинистыми образованиями, достигающими нередко значительной мощности (сиаллитные и аллитные коры Б. Б. Полюнова).

В настоящей работе будут рассмотрены только коры выветривания охристо-глинистого состава, требующие для своего образования жаркого гумидного и семиаридного климата, «сиаллитные» и «аллитные» коры выветривания Б. Б. Полюнова. Данные же по современному элювию умеренных широт можно найти в работе А. Г. Черняховского (1966).

## ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ОХРИСТО-ГЛИНИСТЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ОСНОВНЫХ ПОРОД

Мощные, хорошо развитые коры выветривания охристо-глинистого состава на территории Советского Союза известны как среди палеозойских и допалеозойских отложений Русской платформы, так и среди нижнемезозойских и третичных образований Урало-Сибирской эпигерцинской платформы. Широко развиты охристо-глинистые коры и на Австралийской, Африканской, Бразильской, Индийской и Китайской платформах. Широко распространены такие коры и в пределах альпийской складчатой зоны: в Индонезии, на Филиппинах, в Новой Каледонии, на Кубе и т. д. (Разумова и Херасков, 1963).

Для мощных охристо-глинистых кор выветривания площадного типа характерно зональное строение. Наряду с основной «каолиновой» зоной, слагающей верхние горизонты профиля, обычно присутствует промежуточная зона более сложного состава — гидрохлоритовая, ферримонтмориллонитовая или гидрослюдистая (Разумова, 1956; табл. 1).

До сих пор все охристо-глинистые коры относились к одному каолиновому типу, так как по строению профиля и внешне они очень близки между собой. Во всех корах выветривания этого типа различаются следующие

три зоны: начального разложения, промежуточная глинистая сложного состава и верхняя красноцветная «каолиновая», иногда с гиббситом. Только в результате детальных минералого-петрографических исследований последних лет появилась возможность расчленить «каолиновые» коры на несколько типов, так как оказалось, что как промежуточная зона, так и верхняя «каолиновая» в различных типах кор выветривания имеют существенно различный состав.

Из рассмотренных основных типов профилей выветривания диабазовых пород — пород наиболее постоянного состава — вытекает, что здесь можно выделить не меньше пяти минералогических типов, из которых только для одного характерно присутствие гиббсита в верхней красноцветной зоне. Такими основными типами кор выветривания основных пород являются следующие:

1) красноцветные гиббситоносные, состоящие из одной красноцветной охристой зоны, обогащенной гиббситом, или двух зон: верхней красноцветной гиббситоносной и промежуточной зоны гидрохлоритового состава;

2) пестроцветные гетит-метagalлуазитовые, состоящие из гетит-метagalлуазитовой зоны и гиббситоносного охристого переходного горизонта незначительной мощности;

3) окисленные гидрохлоритовые с гиббситом в основании разреза;

4) красноцветные каолиновые, образованные красноцветной зоной гетит-каолинового состава и промежуточной ферримонтмориллонитовой зоной;

5) белоцветные каолиновые с верхней белой каолиновой зоной и промежуточной зоной ферримонтмориллонитового состава.

Другие типы кор выветривания основных пород еще очень плохо изучены и поэтому в настоящей работе не рассматриваются. Приведенные типы кор выветривания основных пород по содержанию гиббсита могут быть разбиты на три группы со следующими разновидностями:

1. Гиббситоносные (с гиббситом, приуроченным к верхнему красноцветному элювиальному горизонту): охристо-глинистые и охристые.

2. Гиббситсодержащие (с иллювиальным гиббситоносным горизонтом в нижних горизонтах профиля): пестроцветные гетит-метagalлуазитовые и окисленные гидрохлоритовые.

3. Негиббситоносные (в которых гиббсит до сих пор не был обнаружен): красноцветные и белоцветные каолиновые.

Все перечисленные типы кор выветривания относятся к образованиям жаркого гумидного и семиаридного климата.

Выявленные профили кор выветривания основных пород отличаются друг от друга не только интенсивностью процесса, но и носят качественно различный характер.

Большое разнообразие состава профилей выветривания основных пород вполне согласуется с большим разнообразием физико-географических условий тропических и субтропических стран.

Переходим к описанию выделенных нами типов кор выветривания основных пород.

## ГИББИТОНОСНЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Красноцветные коры выветривания, обогащенные свободными гидратами глинозема, известны в литературе под названием глиноземистых латеритов (Фох, 1937). Но мы будем избегать термина «латериты», так как в настоящее время под «латеритами» часто понимают не только продукты выветривания, обогащенные свободными гидратами железа и глинозема, но и все красноцветные, богатые железом породы элювиального, иллювиального и катагенного происхождения (Фридланд, 1961; Сигов, 1957 и т. д.). В иностранной же литературе к латеритам относят нередко и глиноземистые бобовые железняки осадочного происхождения, богатые железом конкреционные образования тропических почв и даже галечники с железистым цементом (Ковда, 1959, стр. 350). Мало пригоден для гиббитоносных кор выветривания и термин «аллиты», предложенный почвоведом для пород, богатых полуторными окислами, так как в понятие «аллиты» также включают все богатые железом продукты выветривания и почвы, вне всякой зависимости от содержания в них свободных гидратов глинозема. Совершенно не пригоден в данном случае и термин «бокситы», так как под бокситами понимают породы промышленного значения как осадочного, так и элювиального и катагенного (Никитина, 1964) происхождения. Поэтому коры выветривания, обогащенные свободными гидратами глинозема, лучше называть просто гиббитоносными.

Как известно, гиббитоносные коры выветривания (или гиббитовые латериты) развиваются преимущественно по основным породам и состоят из одной гиббитоносной красноцветной зоны или двух зон: верхней красноцветной, обогащенной свободными гидратами глинозема, и промежуточной зоны глинистого состава. Наконец, считается бесспорно установленным, что гиббит накапливается в верхнем красноцветном горизонте кор выветривания в процессе разложения каолинита и является, таким образом, конечным продуктом распада алюмосиликатов (Полюнов, 1934 и др.). Такое представление сложилось исторически, в связи с тем, что первоначально считалось, что каолинит является основным компонентом всех глин и глинистых пород. Поэтому и промежуточная глинистая зона латеритного профиля считалась каолинитовой. Несмотря на то, что представление о каолинитовом составе всех глин осталось далеко позади, гипотеза об образовании гиббита за счет каолинита сохранилась до сих пор (Бушинский, 1958; Горецкий, 1960; Страхов, 1960; Гинзбург, 1963а; Гинзбург, Наджакова и Никитина, 1962; Куковский, 1963; Петров, 1962 и др.). В настоящее время эта гипотеза аргументируется тем, что в верхней красноцветной зоне гиббит образует псевдоморфозы по каолинизированным зернам плагиоклаза, т. е. как бы развивается за счет каолинита. Однако серьезно эта гипотеза никем не доказывалась. Ниже будет показано, что эта гипотеза не находит подтверждения и в фактическом материале.

Как уже было отмечено выше, гиббитоносные коры выветривания представлены двумя разновидностями:

## Характеристика стадийных минеральных преобразований в корях выветривания основных пород

Коры выветривания		Материнские породы	Зоны профиля коры выветривания				
			Начального разложения	Гидрохлоритовая	Охристо-глинистая, сверху с гиббситом		Красноцветная каолиновая с остаточным гиббситом
и	разновидности						
		Гиббситовые (с гиббситом в верхней красноцветной зоне)	Охристо-глинистые	Диабазовый порфирит	Начального разложения	Гидрохлоритовая	Охристо-глинистая, сверху с гиббситом
					Гидрогематит-ферроферрихлоритовая подзона	Гиббсит-гидрогематит-ферришамозитовая (?) подзона	
Плаггиоклаз →	Плаггиоклаз →		Монмориллонит				Каолинит и гидрогематит (за счет Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ферришамозита). Гидрогематит (реликтовый) Гиббсит (реликтовый)
Авгит Роговая обманка Хлориты или стекловатый базис	Хлориты гидратированные первичные и гипергенные (богатые MgO и FeO)		Каолинит Выщелоченные хлориты (с пониженным содержанием MgO) с подвижными решетками	Каолинит →	Каолинит →	Каолинит →	
Охристые	Долерит	—	—	Охристая гиббситоносная		—	
	Плаггиоклаз →			Гиббсит (метасоматический) по плаггиоклазу		—	
	Авгит и роговая обманка →			Гетит (за счет силикатного FeO и Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) и Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (в растворе)			
Магнетит →			Магнетит				
нижних горизонтах профиля)	Гетит-металлаузитовые	Долерит	Начального разложения с гиббситом	—	Гетит-металлаузитовая		—
		Плаггиоклаз →	Плаггиоклаз →		Металлаузит (по плаггиоклазу)		—
		Авгит и роговая обманка →	Гетит сетчатый →		Гетит желто-бурый изотропный и Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (в растворе)		
		Оливин →	«Монокристаллы» гетита →		Гетит красно-бурый ярко интерферирующий		
		Магнетит →	Магнетит →		Магнетит		

Гиббситсодержащие (с гиббситом в них)	Гидрохлоритовые	Диабазовый порфирит	Начального разложения, иногда с гиббситом	Гидрохлоритовая	Осветленная гидрохлоритовая	—
		Цеолиты (по полевым шпатам)	Цеолиты	Метагаллуазит	Метагаллуазит	—
		Авгит	Авгит	Гидрохлорит с реликтами авгита	Гидрохлорит обесцвеченный	
		Джефферизит	Джефферизит	Джефферизит выщелоченный	Джефферизит выщелоченный и обесцвеченный	
		Хлориты (по стекловатому базису)	Гидратированные хлориты	Хлориты выщелоченные с подвижными решетками, сверху окисленные и $Al_2O_3$ (в растворе)	Обесцвеченные выщелоченные и окисленные хлориты	
Магнетит	Магнетит Гиббсит (инфильтрационный)	Магнетит	Магнетит			
Негиббситоносные	Красноцветные каолиновые	Габбро-диабаз	Начального разложения	Ферримонтмориллонитовая		Красноцветная каолиновая
		Плагиоклаз	Все минералы слабо изменены	Монтмориллонит (по плагиоклазу)	Каолинит	
		Авгит		Нонтронит (по авгиту)	Гетит	
		Роговая обманка		Ферримонтмориллонит (по роговой обманке)	Каолинит + гетит	
		Ильменит		Лейкоксен (по ильмениту)	Лейкоксен	
	Белые каолиновые	Диабаз	Начального разложения	Ферримонтмориллонитовая		Белоцветная каолиновая
		Плагиоклаз	Все минералы слабо изменены	Монтмориллонит (по плагиоклазу)	Каолинит	
		Авгит		Нонтронит (по авгиту)	(Гетит выщелочен)	
		Роговая обманка		Ферримонтмориллонит (по роговой обманке)	Каолинит	
		Ильменит		Лейкоксен (по ильмениту)	Лейкоксен	

а) о х р и с т о - г л и н и с т ы м и с псевдоморфозами гиббсита по каолинизированным лейстам плагиоклаза и

б) о х р и с т ы м и, лишенными глинистых минералов, с псевдоморфозами гиббсита по свежим кристаллам полевого шпата.

Разбор красноцветных гиббситоносных кор выветривания основных пород удобнее начать с анализа гиббситоносных кор выветривания охристо-глинистого состава, как имеющих наиболее сложный дифференцированный на горизонты профиль, в котором все стадии «латеритного» процесса выступают наиболее отчетливо.

### ГИББИТОНОСНЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ОХРИСТО-ГЛИНИСТОГО СОСТАВА

Гиббситоносные охристо-глинистые коры выветривания имеют следующее строение:

1) красноцветная охристо-глинистая зона, сверху с гиббситом (мощность до 15 м);

2) гидрохлоритовая зона (от 0 до 15—20 м);

3) зона первоначального разложения (до 0,5—1 м);

4) материнские породы: долериты, базальты, диабазы или другие основные породы.

В корах выветривания подобного типа формирование профиля осуществляется следующим образом (табл. 5 и табл. III, 1—4). В нижних горизонтах разреза — в зоне начального разложения — процесс преобразования пород начинается с гидратации первичных хлоритовых минералов, заместивших стекловатый базис диабазовых пород. В результате, в связи с увеличением объема хлоритов в процессе гидратации, породы заметно разрыхляются, а на их термограммах появляется низкотемпературный эндотермический пик. Первичные минералы на этой стадии выветривания еще совершенно не изменены или обнаруживают слабые признаки разложения.

Выше по разрезу, в пределах гидрохлоритовой зоны, выраженной глинистыми или пелитизированными породами зеленого или темно-зеленого цвета, разложены уже и первичные компоненты породы: плагиоклазы, пироксены, амфиболы и т. д.

Темноцветные минералы замещены глинистыми продуктами гидрохлоритового<sup>1</sup> состава, а плагиоклаз — буроватым агрегатом монтмориллонита:  $d_{041} = 14,6 \text{ \AA}$ ;  $Nm = 1,53—1,55$  (табл. 6), который вверх по разрезу в пределах этой же зоны в свою очередь замещается каолинитом [ $Nm = 1,564$ ; термические остановки: 540 и 920° (экзотерм.)].

Процесс монтмориллонитизации плагиоклаза иногда, как, например, в разрезе Орской депрессии (Черняховский, 1963), сопровождается образованием по периферии каждого зерна кальцитовой оторочки, очевидно, связанной с диффузным выщелачиванием из плагиоклаза наряду с натрием кальция. По мере выноса щелочей кальцитовая оторочка постепенно растворяется и начинается каолинизация монтмориллонита (табл. 7):

Плагиоклаз —→ Монтмориллонит —→ Каолинит.  
Кальцит

В других разрезах, как, например, в разрезе с. Нижний Мамон Воронежской антеклизы (Гинзбург, Наджакова, Никитина, 1962), кальцит высаживается ниже, в зоне слабо выветрелых пород (табл. 8).

Г и п е р г е н н ы е х л о р и т ы, развившиеся по темноцветным минералам, первичным хлоритам и стекловатому базису, богаты MgO и

<sup>1</sup> Под гидрохлоритами автор понимает продукты выветривания хлоритовых минералов.

Дебаеграммы (А) монтмориллонитов, образовавшихся по плагиоклазам  
в гидрохлоритовой зоне гиббситоносных кор выветривания  
охристо-глинистого состава

Коры выветривания диабазовых порфиритов Орской депрессии						Коры выветривания базальтов с. Нижний Мамон			
(по Черняховскому, 1963)						(по Гинзбургу и др., 1962)			
обр. 20-15а						обр. 99-2			
						в глицерине			
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
9	14,6	—	—	1	2,88	10	18,0	3	4,24
1	10,5	5	3,64	1	2,75	—	—	—	—
3	7,30	—	—	7	2,557	2	8,94	5	3,34
—	—	4	3,46	1	2,157	1	5,85	1	2,75
4	4,93	9	3,32	1	2,128	2	4,99	6	2,55
10	4,43	7	3,21	1	1,992	6	4,46	1	2,40
6	4,20	6	2,98	4	1,813				
5	3,75								
Буроватый $Nm = 1,550$ Термограмма: 120—525—820° (экзотерм.)						Бесцветный или зеленоватый $Nm = 1,534$ $Ng' - Np' = 0,012$			

FeO, густо окрашены, имеют криптористаллическое сложение и часто обладают яркой интерференционной окраской, характерной для джефферизитов:  $Ng' - Np' = 0,014 - 0,031$  (табл. 9).

Гипергенные хлориты имеют решетку типичного хлорита. Разности джефферизитового типа благодаря необычной для хлоритов повышенной интерференционной окраске часто ошибочно принимают за гидрослюда, нонтронит или ферримонтмориллонит. Так, например, к джефферизитам, по-видимому, следует отнести «слюдистый минерал», замещающий, по данным К. Н. Трубиной (1958), актинолит в гиббситоносной коре выветривания диабазовых порфиритов Северо-Онежского бокситового месторождения (табл. 10). Принадлежность его к джефферизитам доказывается повышенным содержанием в породах «слюдисто-монтмориллонитовой зоны» закисного железа (FeO — 3,90%), магния (MgO — 9,50%) и низким содержанием калия ( $K_2O = 0,87\%$ ).

В результате гидратации первичных хлоритов или разложения амфиболов и пироксенов превращенными в гидрохлоритовый элювий оказываются как хлоритизированные, так и неизмененные основные породы. Связь процессов хлоритизации с процессами выветривания доказывается тем, что степень хлоритизации пород резко возрастает вверх по разрезу (Гинзбург, 1963в; Михайлов и Петровская, 1959; Куковский, 1963 и т. д.).

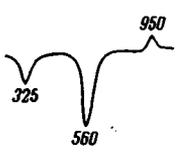
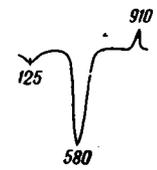
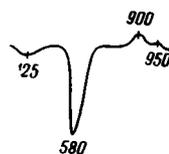
Гипергенные хлориты, богатые MgO и FeO, вверх по разрезу, еще в пределах гидрохлоритовой зоны, постепенно переходят в низкоинтерферирующие выщелоченные хлориты — хлориты с пониженным содержанием MgO. В процессе выщелачивания MgO окраска хлоритовых агрегатов заметно бледнеет, а величина показателей преломления снижается до следующих значений:  $Nm = 1,57$ ;  $Ng - Np = 0,006$ . Некоторые разности выщелоченных хлоритов, подобно монтмориллониту, разбухают в глицерине и сжимаются при нагреве ( $d_{001} = 14 \text{ \AA}$ ; в глицерине — 17—18 \AA; при 550° — 12 \AA; см. табл. 7, обр. 20-13).

Выщелоченные хлориты благодаря их способности разбухать в глицерине часто ошибочно принимаются за железистый монтмориллонит. Поэтому нужно помнить, что разбухают не только минералы монтмориллонитовой

**Характеристика гиббситоносной охристо-глинистой коры**  
(по Черняхов)

№ обр.	Зоны профиля	Минеральный состав	Оптические свойства компонентов	Химический				
				SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
20-3	Гиббсит-каолини- товая, вторично обеленная. Белые марки глины, 0,5 м	Каолинит Гидрохлориты каолинитоподоб- ные Гиббсит (реликто- вый) Гидрогематит (ос- таточный) Лейкоксен	$Nm = 1,561-1,564$ — $Ng' = 1,591; Np' =$ $= 1,579$ $Ng' - Np' = 0,012$ — —	39,93	1,74	37,49	2,39	1,66
20-4	Выщелоченных и окисленных гидро- хлоритов. Пестро- окрашенные лом- кие глинистые по- роды, 16,0 м	Каолинит (по монтмориллониту) Гидрохлориты зе- леноватые Гидрогематит Лейкоксен Цеолиты выщело- чены	— $Nm = 1,564$ — — —	40,63	1,00	31,14	8,26	2,52
20-13	Каолинит-гидро- хлоритовая. Тем- но-зеленые ломкие породы, 15,8 м	Монтмориллонит с кальцитом (по пла- гиоклазу) Каолинит (по монтмориллониту) Гидрохлориты зе- леные Лейкоксен Цеолиты корроди- рованы	$Nm = 1,550$ — $Nm = 1,571$ $Ng - Np$ — низкое — —	43,86	1,42	21,99	5,96	5,35
20-17	Дезинтегрирован- ные диабазовые порфиры. Плот- ные темно-зеленые породы миндале- видной структуры с прожилками кальцита	Плагиоклаз альби- тизирован Хлорит гидрати- рованный густо- зеленый Джефферизит (по хлориту) зелено- бурый, колломорф- ный Лейкоксен Цеолиты  Кальцит (прожил- ки)	$Ng' = 1,537; Np' =$ $= 1,525$ $Ng' - Np' = 0,012$ $Nm = 1,588$ (по стеклу) $Nm = 1,600$ (в миндалинах) $Ng' = 1,579; Np' =$ $= 1,567$ $Ng' - Np' = 0,012$ — $Ng' = 1,516$ $Np' = 1,504$ $Ng' - Np' = 0,012$	45,57	0,86	18,18	4,51	6,65

выветривания диабазовых порфиритов Орской депрессии  
скому, 1963)

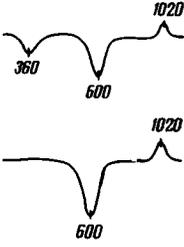
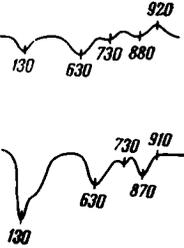
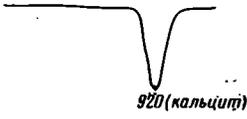
состав (%)											SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : FeO	Термограммы	Рентгеновская характеристика (А) хлоритового компонента
MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	C	сумма				
0,11	Не опр.	0,54	0,31	0,08	12,75	2,19	Не опр.	0,09	0,18	99,46	2,1	1,1		$d_{001} = 13,4$ (см. табл. 13)
0,24	Не опр.	0,80	0,42	0,08	11,52	3,34	Не опр.	0,16	0,35	100,46	2,2	1,5		$d_{001} = 13,36$
3,01	0,12	0,97	0,79	2,15	9,27	5,42	0,07	Нет	Нет	100,38	3,4	0,5		$d_{001} = 14$ ; в глицерине 17,5; при 550°—12 (см. табл. 9)
5,68	0,08	3,91	2,75	1,10	6,36	3,90	0,17	0,16	0,01	99,89	4,2	0,3		—

**Характеристика гиббситоносной охристо-глинистой коры выветривания**  
(по Никитиной, 1964; по

№ обр.	Зоны профиля	Порода	Минеральный состав	Оптические свойства компонентов	Химический			
					SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
998	Охристо-каолинитовая, вверху с гиббситом, 3—8 м	Плотная шоколадного цвета со структурой базальта и белыми каолиновыми жилками, вверху разрыхленная охристо-глинистая	Каолинит (по плагиоклазу)  Гиббсит (по плагиоклазу) Гематит-каолинитовая основная масса	$Ng' = 1,583$ $Np' = 1,566$ $Ng' - Np' = 0,017$  —  —	30,42	2,91	29,39	19,23
992	Гидрохлоритовая, 0—5 м	Плотная глинистая зеленого цвета	Монтмориллонит (по плагиоклазу)  Джефферизит (по авгиту и хлориту)  Ильменит Цеолиты, хлорит и халцедон (в миндалинах) Карбонат и окислы железа (в примесях)	$Ng' = 1,534$ $Ng - Np = 0,012$ $Ng' = 1,560 - 1,557$ $Np' = 1,543$ $Ng' - Np' = 0,017$  —  —  —	44,15	1,74	17,41	6,0
9	Слабо измененных и неизмененных базальтов, карбонатизированных по трещинам	Плотная афанитовая черного или серовато-зеленого цвета	Андезин — лабрадор Авгит и хлорит Ильменит Кальцит (прожилки)	— — — —	41,95	2,00	18,85	15,31

Примечание: Промежуточная гидрохлоритовая зона на маломощных диабазо

палеобазальтов верхнего девона Воронежской антеклизы с. Нижний Мамон  
Гинзбургу и др., 1962)

состав (%)							SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : FeO	Термограммы	Рентгеновская характеристика (А) основных компонентов
FeO	MgO	CaO	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	CO <sub>2</sub>	Сумма				
1,74	Следы	Следы	11,67	3,70	—	99,06	1,97	5		Габбсит $d/n = 4,84;$ $4,36; 2,46;$ $2,35; 1,99;$ $1,45$ Каолинит $d/n = 7,06;$ $3,57; 1,49$ Кварц $d/n = 3,34$ и $1,81$
9,9	4,16	2,19	6,67	7,61	Нет	99,83	4,3	0,3		Джефферицит $d/n = 14,4;$ $7,31; 4,48;$ $3,98; 3,09;$ $2,57$ Монтмориллонит (в глицерине) $d/n = 18,0;$ $8,94; 5,85;$ $4,46; 2,55$ (см. табл. 9)
—	—	5,87	—	—	—	—	3,8	—		

вых покровах выпадает.

**Дебаэграммы (А) каолинит-гидрохлоритового элювия, джефферизитов  
и выщелоченных гидрохлоритов промежуточной зоны гиббситоносных кор  
выветривания охристо-глинистого состава**

Каолинит-гидрохлоритовый элювий (< 0,006 мм) из коры выветривания базальтов		Джефферизиты из коры выветривания базальтов				Выщелоченный гидрохлорит из коры выветривания диабазовых порфиров	
Бразилия, Кампу-Гранде		Бразилия, водопад р. Игуасу		Воронежская антеклиза, с. Нижний Мамон		Южный Урал, Орская депрессия	
(по Гинзбургу и др., 1962)						(по Черняховскому, 1963)	
обр. 37г		обр. 4в		обр. 992		из обр. 20-13	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
10	13,8	10	13,2	5	14,4	10	14,6
—	—	—	—	2 о. ш.	10,2	—	—
9 р.	7,21	—	—	7	7,31	10	7,12
—	—	1	5,02	—	—	—	—
1	4,87	—	—	—	—	—	—
10	4,40	8	4,48	1	4,48	6	4,43
—	—	—	—	4	4,24	3	4,20
5 шр.	4,01	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	5	3,98	1	3,92
—	—	—	—	3	3,79	1	3,75
8 шр.	3,57	7	3,58	—	—	4 ш.	3,51
—	—	5	3,34	—	—	4	3,32
9	3,18	—	—	—	—	3	3,23
—	—	—	—	5	3,09	—	—
3 р.	2,98	—	—	2	2,93	1	2,98
—	—	—	—	1	2,90	—	—
1 р.	2,80	7	2,87	—	—	—	—
—	—	—	—	5	2,77	1	2,75
—	—	—	—	—	—	—	—
9 шр.	2,50	8 ш. дв.	{ 2,61	—	—	—	—
—	—	—	{ 2,53	4	2,57	5 ш.	2,557
—	—	—	—	1	2,40	—	—
1 шр.	2,31	8	2,38	—	—	1	2,357
—	—	—	2,27	—	—	—	—
—	—	2 дв.	{ 2,19	—	—	—	—
1	2,11	1	2,08	1	2,13	—	—
1	1,998	—	—	5	2,01	—	—
1	1,867	1	1,840	—	—	1	1,840
4	1,785	—	—	—	—	1	1,798
1 ш.	1,699	7 шр.	1,688	—	—	—	—
7 р.	1,618	—	—	—	—	—	—
—	—	9	1,530	5	1,53	3	1,519
—	—	—	—	2	1,50	—	—
8	1,483	—	—	—	—	3	1,489
4	1,413	4	1,454	—	—	—	—
1	1,375	5 шр.	1,316	—	—	—	—
4	1,287	2	1,277	—	—	—	—
4	1,232	—	—	—	—	—	—
—	—	1	1,178	—	—	—	—
—	—	1	1,132	—	—	—	—
—	—	2	1,153	—	—	—	—
Плагноклаз Хлорит: $d_{001}=13,85$ Метагаллуазит: $d_{001}=7,21$		Джефферизит (из миндалин) бледно-зеленый и буровато-зеленый: $Nm=1,570$ $Ng-Np$ до 0,031		Джефферизит ярко-зеленый, плеохроичный: $Ng'=1,560-1,557$ $Np'=1,543$ $Ng'-Np'=$ $=0,017-0,014$		Хлорит выщелоченный зеленый, неплеохроичный: $Nm=1,571$ $Ng-Np$ — низкое В глицерине: $d_{001}=$ $=17$ ; при $550^{\circ}-12,0$	

группы, но и вермикулиты (Уокер, 1955; 1965) и некоторые хлориты (Бриндли, 1965б; Stephen, MacEwan, 1950; Honeyborne, 1951). Следовательно, одного набухания недостаточно для отнесения минерала к группе монтмориллонита. При определении принадлежности минерала к группе хлорита или ферримонтмориллонита важно учитывать поведение минерала при нагревании и величину отражения (060): у триоктаэдрических хлоритов  $d_{060} = 1,53-1,54 \text{ \AA}$ ; у ферримонтмориллонитов  $1,48-1,49 \text{ \AA}$ ; у нонтронитов  $1,50 \text{ \AA}$ , а величина базального отражения у продуктов разрушения хлорита при нагревании до  $550-600^\circ$ , как и у монтмориллонитов, может снижаться до  $9,5 \text{ \AA}$ , а  $d_{060}$  до  $1,52$ . Кроме того, для хлоритов характерно повышенное содержание в породе FeO. Установлено, что образование разбухающих хлоритов обусловлено удалением при выветривании из бруситовых слоев хлоритовых решеток ионов магния с соответствующей заменой групп OH на  $H_2O$ , как в вермикулите (Johnson, 1964; Бриндли, 1965; Vivaldi, Martin, MacEwan, 1960). В результате бруситовый слой оказывается в некоторых частях состоящим из отдельных бруситовых островков и гидратированных ионов магния. Поэтому связь между тальковыми и несовершенными бруситовыми слоями становится недостаточной, и молекулы глицерина начинают проникать между тальковыми пакетами. Следовательно, процесс выщелачивания хлоритовых минералов сводится, в первую очередь, к разрушению межслоевых прокладок и появлению минералов с подвижными решетками, характер которых определяется строением межслоевых промежутков. Согласно литературным данным, разбухающие хлориты могут состоять также из неупорядоченного и упорядоченного чередования слоев обычного и разбухающего хлорита (Stephen, MacEwan, 1951; Vivaldi, Martin, MacEwan, 1957); хлорита и вермикулита (Nakahira, Sugiura, 1960; Fournier, 1961; Galitelli, 1956; Мельник, 1959; Уокер, 1965); хлорита и монтмориллонита (Бриндли, 1965б; Earley a. oth., 1956; Мак-Юан и др., 1965).

Таким образом в гидрохлоритовой зоне при выщелачивании богатых MgO и FeO хлоритов развиваются выщелоченные (иначе «трансформированные» или «лабильные») хлоритовые минералы, представляющие собой минералы с подвижными решетками хлорит-вермикулит-монтмориллонитового ряда (табл. 11). Такого типа минеральные образования широко распространены и среди осадочных пород (Lucas, 1960 и др.) и почв (Camez, 1962 и др.).

В верхних горизонтах разреза в результате обохривания и выщелачивания гидрохлоритового элювия развивается **красноцветная охристо-глинистая зона**, вверх обогащенная гиббситом.

Литологически это глинистые породы красного, красно-бурого и шоколадно-красного цвета, сохранившие структуру материнских пород. В нижних переходных горизонтах окраска пород часто пятнистая благодаря чередованию обохренных и необохренных участков.

1. В нижних горизонтах красноцветной охристо-глинистой зоны происходит окисление и дальнейшее выщелачивание «трансформированных» хлоритов, псевдоморфозы же каолинита по плагиоклазу сохраняются без изменения.

В процессе дальнейшего выщелачивания и окисления по выщелоченным хлоритам развиваются своеобразные, микроскопически похожие на каолинит гидрохлориты с полностью выщелоченным магнием и частично окисленным закисным железом. Эти похожие на каолинит гидрохлориты ( $d_{01} = 13,3 \text{ \AA}$ ) пигментированы гематитом, так как железо, освободившееся в процессе окисления хлоритовых минералов, высаживается здесь же на месте в виде гидрогематитового или гетитового пигмента (см. табл. 7).

Согласно данным Жонсона (Johnson, 1964), при уменьшении в «бруситовых слоях» хлоритовой решетки ионов Mg с 6 до 0,5, в «тальковых слоях»  $1/8$  ионов Mg замещается на ионы Fe, т. е. магнезиально-железистые

**Характеристика гиббситоносной охристо-глинистой коры выветривания  
(по Трубиной,**

Зоны профиля	Минеральный состав	Анализируемая порода	Химический					
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
<b>Железисто-гиббситовая.</b> Охристо-глинистые породы кирпично-красного цвета, 7,0 м	Гиббсит Каолинит Гидрослюда Окислы железа	Из железисто-гиббситовой зоны (скв. 1193, глуб. 41,6—41,9 м)	14,06	1,51	37,86	27,83	0,05	—
<b>Каолинитовая.</b> Голубовато-зеленые с красными пятнами глинистые породы, сверху — красно-бурые, 5,40 м	Каолинит, галлуазит (редко) Гидрослюда Окислы железа Реликты первичных минералов	Каолинитовая (скв. 1193, глуб. 46,7—47,0 м)	34,36	1,18	28,71	22,64	0,17	—
<b>Слюдисто-монтмориллонитовая.</b> Зеленовато-бурые выветрелые породы с прожилками кальцита, доломита и кварца, 5,0 м	Плагиоклаз Слюдистый минерал (по актинолиту): $Nm = 1,57 - 1,58$ Монтмориллонит и слюдистый минерал (по хлориту) Кальцит и кварц	Слабо выветрелая из слюдисто-монтмориллонитовой зоны (скв. 193, глуб. 63,0 м)	35,56	0,81	19,43	14,61	—	3,90
<b>Материнские породы.</b> Зеленокаменно-измененные диабазовые порфириды протерозоя — плотные серовато-зеленые породы	Плагиоклаз Актинолит: $Nm = 1,59 - 1,64$ Щероксен Хлорит, эпидот, кварц Титанит Магнетит	Зеленокаменно-измененный диабазовый порфирит (скв. 37, глуб. 37,0 м)	51,60	0,55	14,53	0,81	—	8,95

протерозойских эффузивов Северо-Онежского бокситового месторождения  
1958)

состав (%)										SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : FeO	Термограммы
MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	п. л. л.	Сумма				
0,09	—	0,30	—	—	—	—	18,69	100,39	1,6	—		
0,24	—	0,27	—	—	—	—	11,24	98,81	2,0	—		
9,50	0,10	0,91	0,52	0,87	5,30	7,58	0,72	99,81	3,1	1,7		
10,09	0,11	9,06	1,50	0,71	1,48	0,21	1,00	100,60	6,0	0,04	—	

Таблица 11

## Сравнительная рентгеновская характеристика (Å) хлоритовых минералов, встречающихся в краях выветривания основных пород

Группа	Разновидности	Катионы октаэдрического и бруситового слоев	$d_{001}$			$d_{000}$	Конкретные разрезы
			природного образца	в глицерине	прогретого при 550°		
Хлорит-л	Хлорит	(Mg, Fe <sup>2+</sup> , Fe <sup>3+</sup> , Al)	14	14	14	1,53—1,54	Орская депрессия, Батуми и др.
	Дефектный хлорит	То же	14,2	14,4—14,8	12,8	1,53—1,54	Батуми, обр. 51-10. Реликты среди вермикулита по хлориту
Гидрохлориты (продукты выщелачивания хлоритовых минералов)	Разбухающий хлорит	(Mg, Fe <sup>2+</sup> , Fe <sup>3+</sup> , Al) с пониженным содержанием MgO	14	17	12	1,52	Орская депрессия, обр. 20-13 (см. табл. 9)
	Вермикулит по хлориту	(Mg, Fe <sup>3+</sup> , Al), без FeO	14,6	14,8	9,5	1,535	Батуми, обр. 51-10 (см. табл. 22 и стр. 47)
	Монтмориллонит триоктаэдрический по хлориту	(Mg, Fe <sup>2+</sup> , Fe <sup>3+</sup> , Al)	14,6	17,7—18,95	9,5—9,7	1,53—1,54	Батуми, обр. 1-9 и 1-13 (см. табл. 22 и стр. 47)
	Ферроферрихлорит (хлорит с выщелоченным MgO)	(Fe <sup>2+</sup> , Fe <sup>3+</sup> , Al), без MgO	13,3—13,4	—	—	1,54	Орская депрессия, обр. 20-4 и 20-3 (см. табл. 16)
	Хлорит выщелоченный и окисленный в смеси с метагаллуазитом	(Fe <sup>3+</sup> , Al), без MgO и FeO	7,2—7,5	7,3—7,5	7,4—7,5	1,48—1,49 и 1,52	Батуми, обр. 14-14 и 14-8; 48-6 (см. табл. 31)
Монтмориллонит	(Al)	14	17—18	10	1,48—1,49	По Мак-Эвену (1955)	
Вермикулит	(Mg, Fe <sup>2+</sup> , Fe <sup>3+</sup> , Al)	14,2	14	9,5—10	1,53	По Уокеру (1955)	

Таблица 12

**Химический состав элювия (%) из нижних горизонтов красноцветной зоны гиббситоносных охристо-глинистых кор выветривания**

хлориты, теряя Mg, постепенно превращаются в железистые, что, по-видимому, имеет место и в данном случае.

Такие обесцвеченные и выщелоченные хлориты слабо окрашены, имеют оптические и термические свойства, близкие каолиниту, поэтому часто ошибочно принимаются за каолинит. Но в отличие от каолинита они сохраняют хлоритовую решетку и дают на рентгенограммах рефлекс 13,4 Å, а химические анализы фиксируют в породе до 2,5% FeO (табл. 12) наряду с высоким содержанием окисного железа и алюминия. По составу это ферроферрихлориты (Штрус, 1962) с частично окисленным закисным железом и полностью выщелоченным магнием, близкие по свойствам лептохлоритам из осадочных пород. Низкое значение  $d_{001} = 13,4$  Å у ферроферрихлоритов Орской депрессии (табл. 13), по-видимому, связано с высокой глиноземистостью минерала (Gruner, 1944; Bannister a. Whitard, 1945; Бриндли, 1965б; Сердюченко, 1953). Хлоритовая природа похожих на каолинит глинистых продуктов разложения хлоритовых минералов была установлена А. Г. Черняховским (1963) в нижних горизонтах красноцветной зоны гиббситоносной коры выветривания диабазовых порфиритов Орской депрессии на Южном Урале. Такие гидрохлориты, судя по красно-зеленой окраске пород, присутствуют и в «гематит-каолинитовой» зоне коры вывет-

Компоненты	Кора выветривания диабазовых порфиритов Орской депрессии	Кора выветривания диабазовых порфиритов Северо-Онежского бокситового месторождения
	(по Черняховскому, 1963)	(по Трубиной, 1958)
	обр. 20-4	обр. 131
SiO <sub>2</sub>	40,63	34,36
TiO <sub>2</sub>	1,00	1,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,14	28,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,26	22,64
FeO	2,52	не опр.
MgO	0,24	0,24
CaO	0,80	0,27
Na <sub>2</sub> O	0,42	—
K <sub>2</sub> O	0,08	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	11,52	} 11,24 (п. п. п.)
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	3,34	
C	0,35	—
Сумма . .	100,30	98,64
SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,0	2,0
Термограмма	125—580—940° (экзотерм.)	600—1020° (экзотерм.)

Таблица 13

**Дебаграммы (Å) элювия (обр. 20-4) из нижних горизонтов красноцветной зоны гиббситоносной охристо-глинистой коры выветривания диабазовых порфиритов Орской депрессии Южного Урала (по Черняховскому, 1963)**

I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
Ср. ш.	13,36	Ср.	3,87	Ср.	2,88	Ср. сил.	1,67
Ср. ш.	10,2	О. сил.	3,49	Ср. сл.	2,186	Ср. сил.	1,65
О. сил.	7,2	Ср. сил.	2,68	О. сл.	2,07	Ср. ш.	1,629
О. сил.	5,75	О. сил.	2,56	Ср. сл.	1,97	Ср.	1,599
Ш.	4,93	О. сил.	2,49	Сл.	1,88	О. сил.	1,543
О. сил.	4,44	Ср.	2,42	Сл.	1,83	Ср.	1,485
Сил.	4,18	Сил.	2,33	О. сл.	1,79	Ср.	1,485

Каолинит:  $d_{001} = 7,2$

Гидрохлорит:  $d_{001} = 13,36$

Гетит

ривания диабазовых порфиров Северо-Онежского бокситового месторождения (Трубина, 1958) и в содержащей 3,6% FeO (MgO — следы) «каолинит-галлуазитовой» зоне коры выветривания Лебединского железорудного месторождения Воронежской антеклизы (Никитина, 1963) и т. д.

Ферроферрихлориты, по-видимому, принадлежат не одному минеральному виду, а представляют собой лишенные MgO, обогащенные алюминием и железом продукты промежуточного распада хлоритовых минералов. Поэтому состав их не постоянен (табл. 14) и меняется с изменением характера хлоритовых минералов промежуточной зоны. Ферроферрихлориты являются переходными образованиями от хлорита к каолиниту, они сохраняют хлоритовую структуру и выделяются главным образом вследствие особенностей своего химического состава.

По мере удаления из хлоритов MgO отношение  $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$  в элювии нижних горизонтов красноцветной зоны снижается до значения примерно 2,0 и 2,2, а термограммы приближаются к каолинитовым.

Интересно отметить, что минерал, сходный с ферроферрихлоритами гиббситоносных кор выветривания, был встречен М. Н. Доброхотовым (1963) на Галещинском месторождении Кременчугского района в виде прожилков в землистой гематитовой руде и был описан как «зеленый каолинит». Химический состав (%) «зеленого каолинита» из прожилков с примесью гематита следующий:

$\text{SiO}_2$ — 38,40	MgO — 0,40
$\text{Al}_2\text{O}_3$ — 30,35	$\text{P}_2\text{O}_5$ — 0,20
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ — 15,38	$\text{H}_2\text{O}^+$ — 10,81
FeO — 1,38	$\text{H}_2\text{O}^-$ — 2,81
CaO — 0,40	$\text{CO}_2$ — 0,20

---

Сумма — 100,33

$\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 2,15$

Оптические свойства:  $-2V$  около  $0^\circ$ ;  $Ng' = 1,561$ ;  $Np' = 1,555$ ;  $Ng' - Np' = 0,006$ .

Термограмма каолинитового типа:  $600$  и  $940^\circ$  (экзотерм.).

Минерал, близкий к ферриферрихлоритам гиббситоносных кор выветривания, был выделен и А. Л. Кацем (Гинзбург и Рукавишникова, 1951, стр. 440) из охристой хлоритсодержащей зоны коры выветривания ультраосновных пород Урала. Данный хлоритовый минерал встречается в виде серебристо-белых чешуек, похожих на мусковит или чешуйчатый каолинит, и образуется при выветривании зеленого хлорита, химический состав (%) его следующий:

$\text{SiO}_2$ — 44,08	MgO — 0,86
$\text{Al}_2\text{O}_3$ — 33,53	NiO — 0,10
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ — 4,58	$\text{H}_2\text{O}^+$ — 13,80
FeO — не опр.	$\text{H}_2\text{O}^-$ — 1,72
CaO — 1,56	

---

Сумма — 100,26

$\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 2,2$

Под микроскопом минерал почти бесцветен, но с ясным плеохроизмом от бесцветного до желтовато-зеленого; угасание чешуек прямое;  $-2V$  — очень мал;  $Ng' = 1,577$ ;  $Np' = 1,571$ ;  $Ng' - Np' = 0,006$ .

Термограмма каолинитового типа:  $154$ ,  $550$  и  $865^\circ$  (экзотерм);  $d_{001} = 7,05 \text{ \AA}$ ;  $d_{60} = 1,524 \text{ \AA}$  (табл. 15).

2. В верхних горизонтах красноцветной охристо-глинистой зоны появляется гиббсит. Под микроскопом хорошо видно, что красноцветный гиббситоносный элювий состоит из псевдоморфоз гиббсита и каолинита (или

Оптическая и рентгеновая характеристики хлоритовых минералов из гиббситоносных охристо-глинистых кор выветривания основных пород

Зоны профиля	Район	№ обр.	Рентгеновские данные (А)			Оптические данные	Химическая характеристика (%) элювия		
			природный столбик	в глидерине	при 550°		MgO	FeO	SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Охристо-глинистая гиббситоносная	Орская депрессия	20-3 (верхи зоны)	13,4	—	—	Каолинитоподобный гидрохлорит $Nm = 1,564$ ; $Ng - Np$ — низкое	0,10	0,90	2,2
		20-4 (низы зоны)	13,36	—	—	Каолинитоподобный гидрохлорит $Ng - Np$ — низкое	1,24	2,52	2,1
	Северо-Онежское бокситовое месторождение	135 (верхи зоны)	—	—	—	«Гидрослюда»	0,10	—	0,6
		131 (низы зоны)	—	—	—	«Гидрослюда»	0,24	—	2,0
	с. Нижний Мамон	988	7,06	—	—	—	Следы	1,74	1,97
	Бразилия	—	10,7 и 6,99	—	—	Гидрохлорит	0,10	1,86	0,7
	Лебединское железорудное месторождение	—	—	—	—	—	Следы	3,60	1,7
Гидрохлоритовая	Орская депрессия	20-13	14,0	17,5	12,0	Зеленые хлориты $Nm = 1,571$ ; $Ng - Np$ — низкое	30,0	5,35	3,4
	Северо-Онежское бокситовое месторождение	16/в	—	—	—	«Слюдистый минерал» $Nm = 1,57 - 1,58$	9,50	3,90	3,1
	с. Нижний Мамон	922	14,4	—	—	Джефферизит $Ng' = 1,560$ ; $Np' = 1,543$ ; $Ng' - Np' = 0,017$	4,16	9,90	4,3
	Бразилия	—	13,85	—	—	Джефферизит $Ng' = 1,587$ ; $Np' = 1,565$ ; $Ng' - Np' = 0,022$	—	—	—

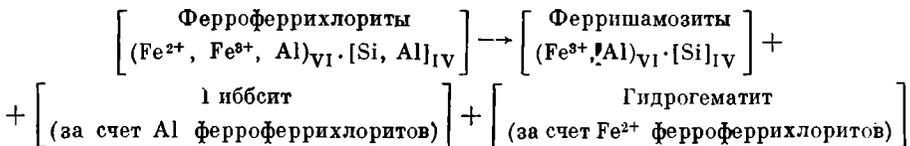
Примечание. Ссылки на авторов см. в тексте.

Дебаеграмма (А) сильно выветрелого хлорита с Урала (обр. 365)  
(по Гинзбургу и Рукавишниковой, 1951)

I	d/n	I	d/n	I	d/n
Сл.	8,07	Сл.	2,575	Сл.	1,492
Сл.	7,053	Сл.	2,551	О. сл.	1,315
Ср.	3,888	О. сл.	1,770	О. сл.	1,197
Спл.	3,585	О. сл.	1,524		

галлуазита) по кристаллам плагиоклаза и основной массы, сложенной каолиноподобным глинистым агрегатом, сильно пигментированным окислами железа и обогащенным прожилками и скоплениями гиббсита. Поскольку псевдоморфозы каолинита по плагиоклазу лишены гематитового пигмента, а основная масса, образовавшаяся в процессе разложения хлоритовых минералов, сильно обохрена, то диабазовая структура или структура амфиболита в породах этой зоны выступает очень отчетливо.

Г и б б с и т образует в обохренном глинистом агрегате неправильной формы скопления хорошо ограненных кристаллов, причудливые прожилки или рассеян в виде отдельных зерен и сростков, число которых возрастает вверх по разрезу. Гиббсит при этом метасоматически замещает все компоненты породы, в том числе и каолинит, образовавшийся по лейстам плагиоклаза. Появление гиббсита в данном случае обусловлено освобождением алюминия из решеток выщелоченных хлоритовых минералов в процессе окисления FeO (после удаления MgO). В результате на месте обохренного и выщелоченного ферроферрихлоритового агрегата развиваются пигментированные гидрогематитом и обогащенные гиббситом низкоинтерферирующие глинистые продукты (табл. 16). Состав сопутствующих гиббситу охристо-глинистых продуктов разрушения хлоритовых минералов точно не установлен. Но поскольку вмещающие гиббсит охристо-глинистые породы имеют отношение  $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 \leq 2$  (см. табл. 14), а также оптические и термические свойства, близкие каолиниту, то спутником гиббсита считается каолинит (или галлуазит). Однако очень вероятно, что состав этих продуктов не каолинитовый, а ферришамозитовый, так как, по данным ряда исследователей (Стефан, 1964; Гольдман, 1964 и т. д.), процесс «латеритизации» предшествует процессу каолинизации. Если это так, то можно думать, что в процессе окисления и выщелачивания ферроферрихлоритов (в результате удаления из их решеток  $\text{Fe}^{2+}$  и части Al) образуются ферришамозиты (железо-глиноземистые без MgO и FeO).



Ферришамозиты — это последнее возможное звено в цепи стадийного преобразования хлоритовых минералов на пути их превращения в каолинит (или галлуазит).

Ферришамозиты еще больше, чем ферроферрихлориты, приближаются по составу и свойствам к каолиниту. От каолинита их слои отличаются лишь присутствием окисного железа в октаэдрических сетках. Такого типа гидрохлориты И. И. Гинзбург (Гинзбург и Рукавишниковой, 1951; Гинзбург и Никитина, 1956, стр. 210) называл «хлорит-галлуазитами»!

## Дебаеграммы (А) гиббситоносного охристо-глинистого элювия базальтовых и диабазовых пород

Кора выветривания диабазовых порфиритов Орской депрессии		Кора выветривания базальтов с. Нижний Мамон		Кора выветривания базальтов Кампу-Гранде (Бразилия)	
(по Черняховскому, 1963)		(по Никитиной, 1962)		(по Гинзбургу и др., 1962)	
обр. 20-3		скв. 12, глуб. 20,0—22,6 м		обр. 37 в	
I	d/n	I	d/n	I	d, n
О. сил. ш.	{ 13,4	—	—	—	—
	{ 10,6	—	—	4	10,66
Сл.	8,83	3	(8,1)	—	—
О. сил.	7,22	10	7,06	7	6,97
О. сл.	6,55	—	—	—	—
Ср. ш.	{ 5,97	—	—	—	—
	{ 5,35	3	5,40	4	5,41
Ср. ш.	{ 5,19	—	—	—	—
	{ 4,79	10	4,83	—	—
О. сил.	4,43	10	4,36	9	4,31
О. сил.	4,18	3	4,20	7	4,08
Ср.	3,88	2	3,91	—	—
О. сил.	3,54	7	3,57	5	3,57
—	—	2	3,34	7	3,27
—	—	6	2,76	—	—
Ср. сил.	2,55	5	2,59	9	2,64
—	—	8	2,51	9ш.	2,50
Сил.	2,49	1	2,46	—	—
—	—	1	2,41	—	—
Сил.	2,34	8	2,35	9ш.	2,36
Ср.	2,29	2	2,30	—	—
Сил.	2,20	2	2,12	7ш.	2,15
—	—	3	2,05	7	2,04
Ср. сл.	1,98	4	1,99	7	1,982
О. сл.	1,94	1	1,92	4	1,914
О. сл.	1,895	—	—	—	—
О. сл.	1,83	4	1,83	4	1,840
Сл.	1,79	2	1,81	7	1,790
Ср. сил. ш.	{ 1,69	2	1,75	6	1,743
Ср. сил.	{ 1,655	—	—	9ш.	1,677
Ср. сл.	1,620	—	—	1	1,637
О. сил.	1,5334	4	1,49	4	1,538
	1,4630	9	1,45	9	1,480
Ср.	1,4308	—	—	9	1,440

Каолинит  
d/n = 7,22; 3,57  
Гидрохлорит  
d<sub>001</sub> = 13,4  
d<sub>060</sub> = 1,5334

Каолинит  
d/n = 7,06; 3,57  
Гиббсит  
d/n = 4,83; 4,36; 3,46  
и т. д.  
Кварц  
d/n = 3,34; 1,81

Галлуазит  
d/n = 10,66; 3,57  
Гиббсит  
d/n = 4,31; 2,36 и т. д.  
Гематит  
Кварц

«Хлорит-галлуазит» в свое время был выделен И. И. Гинзбургом и А. П. Никитиной (1956) из верхней части коры выветривания хлоритовых пород УССР. Это белый чешуйчатый минерал. Размер отдельных чешуек достигает 4 мм. Чешуйки обладают большой хрупкостью и растираются между пальцами в жирную глинистую массу.

Под микроскопом минерал слабо плеохроирует от бесцветного ( $Np$ ) до светло-бурого ( $Ng$ ); угасание чешуек прямое, удлинение положительное, спайность прекрасно выражена,  $Ng' = 1,563-1,561$ ;  $Np' = 1,555$ ;  $N_{\lambda}' - Np' = 0,008-0,006$ ;  $d_{001} = 7,14 \text{ \AA}$ ;  $d_{006} = 1,483 \text{ \AA}$  (табл. 17). По белому чешуйчатому «хлорит-галлуазиту» развивается галлуазит с  $N = 1,543$  до 1,553.

Таблица 17

Дебаегрaммы ( $\text{\AA}$ ) «гидрохлорит-галлуазита» и галлуазита из верхней части коры выветривания хлоритовых пород УССР (по Гинзбургу и Никитиной, 1956)

Белый чешуйчатый гидрохлорит-галлуазит (обр. 284)				Галлуазит (обр. 117)			
$I$	$d/n$	$I$	$d/n$	$I$	$d, n$	$I$	$d/n$
6	7,14	2ш.	2,36	7	7,00	—	—
—	—	1пол.	2,29	4	4,86	—	—
2	4,39	—	—	10	4,44	—	—
1	4,11	—	—	—	—	1	1,694
1	3,91	—	—	—	—	3р.	1,649
6	3,54	—	—	7	3,53	1	1,553
—	—	2	1,483	3р.	3,18	3	1,527
—	—	—	—	2р.	2,83	8р.	1,489
—	—	—	—	6р.	2,79	1р.	1,287
2ш.	2,60	—	—	—	—	1р.	1,244
1пол.	2,48	—	—	—	—	1р.	1,224

Химические анализы белого чешуйчатого «гидрохлорит-галлуазита» и галлуазита приведены в табл. 18.

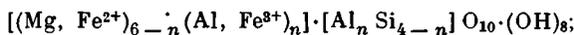
На существование ряда: шамозит — каолинит указывает и Юэлл (Jouell, 1958).

Весьма вероятно, что спутниками гиббсита в охристо-глинистом элювии являются такого типа «гидрохлорит-галлуазиты» или, иначе, ферришамозиты. Выявление ферришамозитов в гиббситоносном элювии, в связи с сильной обохренностью глинистых агрегатов, представляет собой весьма трудную и сложную задачу, тем более, что слои ферришамозита отличаются от слоев каолинита только присутствием в решетке трехвалентного железа, имеют рентгенограмму, близкую каолинитовой и встречаются в смеси с каолинитом, образовавшимся при разложении полевых шпатов. Следует подчеркнуть, что гиббсит начинает высаживаться в гидрохлоритовом элювии только после полного удаления из решеток хлоритовых минералов  $MgO$ .

Поскольку накопление гиббсита в гиббситоносных корах связано с окислением хлоритовых минералов, то существенное значение приобретает содержание в хлоритах промежуточной гидрохлоритовой зоны закисного железа. В разрезах гиббситоносных охристо-глинистых кор Советского Союза содержание  $FeO$  в элювии гидрохлоритовой зоны колеблется в пределах от 3,9 до 9,9% (см. табл. 14). Очень вероятно, что при высоком содержании  $FeO$  в гидрохлоритах промежуточной зоны гиббсит появляется уже на начальных стадиях окислительного процесса, а именно в нижних горизонтах красноцветной зоны (разрез Лебединского железорудного

месторождения); в более же бедных FeO породах — только в верхних горизонтах красноцветного элювия, т. е. на более поздних стадиях окислительного процесса (разрез Орской депрессии, см. табл. 7).

Известно, что среди хлоритов наиболее обогащены алюминием железистые хлориты (Shirozu Haruo, 1960).



$n$  в магнезиальных хлоритах меняется от 1,0 до 1,3, а в железистых — от 1,3 до 1,5.

В соответствии с этим гиббсит начинает накапливаться в корках выветривания основных пород только после удаления MgO и части SiO<sub>2</sub> и соответствующего обогащения гидрохлоритов промежуточной зоны железом и алюминием, т. е. на стадии образования ферроферрихлоритов. Интересно отметить, что в осадочных толщах высокоглиноземистые породы — бокситы — парагенетически также тесно связаны с богатыми глиноземом железистыми хлоритами — лептохлоритами. По наблюдениям И. И. Гинзбурга (1953), выделение гиббсита при разложении хлоритов отмечается только в группе лептохлоритов, т. е. минералов хлоритовой группы, богатых железом и алюминием. К последним относятся и ферроферрихлориты гиббситоносных кор выветривания. Следовательно, для накопления свободных гидратов глинозема необходимо, чтобы хлоритовые минералы начальных стадий разложения основных пород в процессе дальнейшего выветривания обогатились железом и алюминием, т. е. приобрели ферроферрихлоритовый состав. В корках выветривания основных пород, как мы видели, это достигается выносом из гидрохлоритов промежуточной зоны магнезия и части кремнезема.

Весьма интересно, что выветривание осадочных лептохлоритовых пород как бы повторяет последовательность стадий выветривания гидрохлоритового элювия основных пород. Это объясняется тем, что лептохлориты по составу близки ферроферрихлоритам гиббситоносных кор выветривания основных пород. Поэтому при обоживании лептохлоритов также образуются охристо-глинистые продукты, богатые свободными гидратами глинозема.

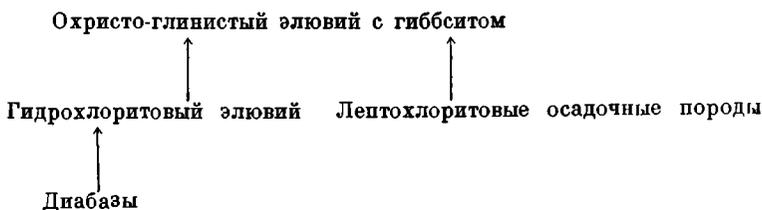


Таблица 18

Химический состав (%) и термические свойства «гидрохлорит-галлаузита» и галлаузита из верхней части коры выветривания хлоритовых пород УССР

(по Гинзбургу и Никитиной, 1956)

Компоненты	Белый чешуйчатый «гидрохлорит-галлаузита»	Галлаузита
	обр. 284	обр. 117
SiO <sub>2</sub>	43,74	45,35
TiO <sub>2</sub>	0,65	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,66	37,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,59	1,59
FeO	0,00	0,00
MgO	0,74	0,29
NiO	0,09	—
CaO	0,42	0,28
MnO	0,02	—
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	14,26	13,38
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,18	1,58
Сумма . . .	100,35	100,38
SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,09	2,03
Термограммы . . . . .	100—560— 990° (экзотерм.)	120—580— 980° (экзотерм.)

Та же картина наблюдается и при «латеритном» выветривании метасоматических шамозитовых пород Воронежской антеклизы (Никитина, 1964).

П. Е. Бевзенко (1954), изучивший продукты выветривания сибирских лептохлоритовых руд, наблюдал все переходы от типичного зеленого лептохлорита через бледно-зеленую массу к бесцветным каолиноподобным продуктам, отличающимся от каолинита более низким содержанием воды и присутствием дополнительных термических останков при 760—770 и 800—850°. Но П. Е. Бевзенко отнес обесцвеченный хлоритовый минерал к гидрослюдам. Химический состав (%) данного минерала следующий:

SiO <sub>2</sub> — 46,27	MgO — 0,18
TiO <sub>2</sub> — Her	CaO — 0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 38,84	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> — 11,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 2,18	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> — 0,90
MnO — Her	

Сумма 100,14

SiO<sub>2</sub> : Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 2,0

Формула: 2,02 SiO<sub>2</sub> · Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> · 0,35 (Ca, Mg) O · 1,64 H<sub>2</sub>O

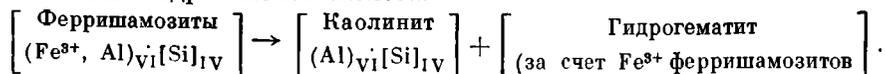
Оптические свойства:  $Ng' = 1,576$ ;  $Np' = 1,562$ .

Выше было показано, что гиббсит, так же как и гидрогематит, образуется в элювии в процессе раскристаллизации гидроокислов алюминия, освобождающихся при окислении и выщелачивании хлоритовых минералов. Каолинит же присутствует в красном элювии лишь в качестве инертных продуктов разрушения полевых шпатов, которые, как и другие компоненты породы, частично или полностью метасоматически замещаются гиббситом. Тесная парагенетическая связь гиббсита с продуктами окисления и выщелачивания хлоритовых минералов подтверждается и тем, что гиббсит появляется в верхней красноцветной зоне только тех кор выветривания, где промежуточная зона профиля имеет гидрохлоритовый состав. Там же, где промежуточная зона сложена минералами группы ферримонтмориллонита, верхняя красноцветная зона имеет гетит-каолинитоовый состав и не содержит свободных гидратов глинозема. Примером может служить кора выветривания диабазов и габброидов Кемпирсайского гипербазитового массива Южного Урала (Разумова, Черняховский, 1963).

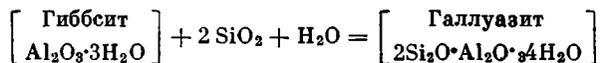
В данном случае уместно упомянуть, что еще В. И. Вернадский (Вернадский и Курбатов, 1937) писал, что при разложении хлоритов происходит отделение алюминия от кремнезема, совершенно не характерное для алюмосиликатов «каолинового» строения. Тесная парагенетическая связь свободных гидратов глинозема с хлоритовыми минералами обусловлена тем, что минералы хлоритовой группы недосыщены кремнеземом;  $R_2O + RO + R_2O_3 \geq SiO_2$ ; отношение SiO<sub>2</sub> : Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> колеблется от 4 до 1, а замещение Si<sup>4+</sup> на Al<sup>3+</sup> в тетраэдрических слоях решетки достигает наибольших значений: от Si<sub>3</sub>Al до Si<sub>2</sub>Al<sub>2</sub>. Поэтому вынос R<sub>2</sub>O, RO и части SiO<sub>2</sub> в процессе выветривания и приводит к обогащению решетки хлоритовых минералов не только Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, но и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Кроме того, широкий диапазон возможных изменений в отношении SiO<sub>2</sub> : Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в группе хлоритов обеспечивает возможность образования продуктов стадийного распада с сохранением элементов хлоритовой решетки (см. табл. 7).

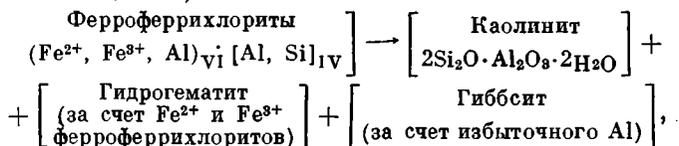
Каолинизация красного гиббситоносного элювия (Гольдман, 1964; Стефан, 1964; Лажуани, Бонифа, 1964), по-видимому, является вторичным наложенным процессом. Каолинизация гиббситоносного элювия, в случае его ферришамозитного состава, должна сопровождаться переходом окисного железа ферришамозитов из силикатной формы в свободную с накоплением окислов или гидроокислов железа.



При каолинизации гиббсит не подвергается изменению и сохраняется в элювии в качестве реликтового минерала (Черняховский, 1963; Лажуани и Бонифа, 1964). Это обстоятельство объясняется тем, что процесс каолинизации гиббситоносного элювия протекает с выносом, а не с привносом кремнезема. При привносе кремнезема, имеющем место при процессах катагенеза, гиббсит осадочных бобовых бокситов подвергается «ресилификации» и преобразуется в галлуазит (Harrison, 1939; Goldman a. Tracey, 1946; Gordon a. Tracey, 1952; Бенеславский, 1958; Разумова, 1961; Куземкина, 1962; Гладковский, Шарова, Храмцов, 1964 и др.), т. е. в определенных условиях не гиббсит, а галлуазит может оказаться конечным продуктом.



Таким образом, есть все основания предполагать, что свободные гидраты глинозема в гиббситоносных корах выветривания охристо-глинистого состава освобождаются из решеток хлоритовых минералов не в процессе их каолинизации, а на более раннем окислительном этапе выщелачивания хлоритовых минералов, предшествующем процессу каолинизации. Если же считать, что само накопление гиббсита связано с процессом каолинизации (Черняховский, 1963):



то становится непонятной последующая каолинизация красноцветного гиббситоносного элювия. Кроме того, кислая среда, необходимая для образования каолинита, не благоприятна для накопления гиббсита (Пикеринг, 1964).

Остановимся подробнее на псевдоморфозах гиббсита по каолиниту, заместившему лейсты плагиоклаза. В гиббситоносных корах выветривания охристо-глинистого состава, вопреки общепринятому мнению, гиббсит не образуется при разложении каолинита, хотя и образует псевдоморфозы по каолинизированным зернам полевых шпатов. Это доказывается следующими данными:

1. Во многих корах выветривания гиббсит «развивается» непосредственно по свежим полевым шпатам, минуя «промежуточную» стадию каолинизации. Следовательно, для образования гиббсита присутствие каолинита не обязательно.

2. Гиббсит никогда не встречается в виде остаточной сетки, подобной охристу каркасу на месте хлоритизированных или свежих кристаллов пироксена, а всегда присутствует в виде сплошных псевдоморфоз. Поэтому нет никаких оснований считать гиббсит остаточным продуктом выщелачивания.

3. Если бы свободные гидраты глинозема накапливались в процессе разложения каолинита, то гиббсит был бы широко распространенным минералом и был бы тесно связан с первичными каолинами — породами, наиболее богатыми каолинитом. Между тем, гиббсит не типичен для первичных каолинов, а парагенетически тесно связан с продуктами разложения основных пород и встречается в тесной ассоциации с окислами железа и титана.

4. Образование свободных гидратов глинозема в процессе разложения каолинита маловероятно и потому, что в условиях поверхности земли каолинит является наиболее устойчивым глинистым минералом (Вернадский и Курбатов, 1937). Каолинит среди глинистых минералов то же, что кварц среди алюмосиликатов. Поэтому распад каолинита на свободные окислы и теоретически маловероятен.



Фиг. 1. Развитие гипсбита по контурам каолинизированных кристаллов полевого шпата в латеритизированном базальте из района Нижнего Мамона (Гинзбург, Наджакова, Никитина, 1962, табл. XIV)

чивания и окисления хлоритовых минералов, замещивших темноцветные минералы и стекловатый базис основных пород. Поскольку свободные гидраты глинозема освобождаются в процессе обохривания выщелоченных хлоритовых агрегатов, то гипсбит часто высаживается по контуру каолинизированных кристаллов плагиоклаза, т. е. на границе с источником глинозема (фиг. 1). Предпочтительное замещение гипсбитом каолинизированных кристаллов плагиоклаза, по-видимому, обусловлено тем, что к моменту выделения гипсбита процесс каолинизации полевых шпатов был задолго до этого завершен. Поэтому каолинизированные кристаллы плагиоклаза и оказались «теневыми» участками — участками, инертными для выщелачивания, а поэтому благоприятными для высаживания гипсбита.

Примером гипсбитоносных кор выветривания охристо-глинистого состава может служить кора выветривания Орской депрессии (Черняховский, 1963, см. табл. 7). Кроме того, по нашим представлениям, к этому типу можно отнести и коры выветривания Северо-Онежского бокситового месторождения (Трубина, 1958, см. табл. 10), Нижнего Мамона (см. табл. 8) и Лебединского железорудного месторождения Воронежской антеклизы (Никитина, 1964; Гинзбург и др., 1962), а среди зарубежных — кору выветривания Кампу-Гранде в Бразилии (Гинзбург и др., 1962) и бассейна р. Колумбия (Аллен, 1959).

Из приведенной выше характеристики красноцветных гипсбитоносных кор выветривания охристо-глинистого состава вытекает, что характерной их особенностью является присутствие двух генетически различных элювиальных горизонтов: элювия выщелачивания, представленного гидрохлоритовой зоной, образовавшейся в восстановительной среде в условиях обильного водонасыщения, и окисленного элювия, требующего для своего образования относительной сухости, обеспечивающей свободный доступ кислорода в зону выветривания. Поскольку гидрохлоритовый элювий представляет собой образование неравновесное в поверхностных условиях, то красноцветный гипсбитоносный элювий после размыва, по-видимому, при благоприятных условиях может развиваться повторно.

В красноцветных гипсбитоносных корах выветривания охристо-глинистого состава промежуточная гидрохлоритовая зона может быть хорошо развитой, сохраняться в виде переходного горизонта небольшой мощности или, наконец, может быть полностью уничтоженной в процессе обохривания. С этой точки зрения интерес представляет разрез коры выветривания

5. Наконец, согласно термодинамическим расчетам, распад каолинита на свободные окислы является эндотермическим процессом (Гинзбург, 1963а) и потому в корах выветривания не может иметь места.

Из приведенных данных вытекает, что гипсбитизация каолинизированных зерен полевых шпатов обусловлена не распадом каолинита (или галлуазита) на свободные окислы, а является следствием метасоматического замещения их свободными гидратами глинозема, освобождающимися в процессе выщелачивания

девонских палеобазальтов с. Нижний Мамон Воронежской антеклизы, описанный А. П. Никитиной (Гинзбург, Наджакова, Никитина, 1962). Этот разрез интересен тем, что в тех местах, где базальтовый покров имеет большую мощность, развит полный дифференцированный на горизонты профиль с красноцветной гиббситоносной и промежуточной гидрохлоритовой зонами, но там, где мощность базальтового покрова небольшая, красноцветная гиббситоносная зона съедает всю толщу эффузивов. Красноцветная гиббситоносная зона и в этих сокращенных разрезах развивается в процессе обохривания, первоначально образовавшегося по базальтам гидрохлоритового элювия с каолинизированными плагиоклазами.

Красноцветные гиббситоносные коры выветривания с промежуточной гидрохлоритовой зоной возникают, очевидно, в тех случаях, когда смена щелочных условий на кислые происходит не резко, а проходит через нейтральную окислительную стадию.

### ГИББИТОНОСНЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ОХРИСТОГО СОСТАВА

Гиббситоносные охристые коры, в отличие от гиббситоносных охристогоглинистых, состоят из одной гиббситоносной зоны охристого состава (мощностью до 10 м), залегающей непосредственно на слабо выветрелых породах. Литологически — это буровато-красные ярко окрашенные охристые элювиальные образования, содержащие псевдоморфозы гиббсита по свежим кристаллам плагиоклаза. Такие коры развиваются в процессе окисления и интенсивного выщелачивания основных нехлоритизированных пород: долеритов, базальтов и диабазов.

В корях выветривания данного типа первыми разрушаются пироксены и амфиболы. На месте этих минералов развиваются пористые, волокнистого строения псевдоморфозы гетита, тогда как плагиоклазы сохраняются свежими, неизменными.

Очевидно, интенсивное выщелачивание основных пород, протекающее одновременно с окислением (среда нейтральная), и приводит к полному распаду решеток железо-магнезиальных минералов.

Пироксены и амфиболы  $\longrightarrow$  Гетит +  $Al_2O_3$  (в растворе)

↓  
Гиббсит (псевдоморфозы по плагиоклазу)

Освобождающиеся при данном процессе окислы железа сохраняются на месте выщелоченного темноцветного минерала в виде остаточного гетитового каркаса, в то время как остальные компоненты, в том числе кремнезем и глинозем, переходят в раствор. Кремнезем выщелачивается, а глинозем высаживается здесь же в элювии, метасоматически замещая инертные компоненты породы — свежие, не разложенные кристаллы плагиоклаза.

Гиббсит развивается вдоль трещин спайности кристаллов плагиоклаза или образует полные псевдоморфозы, сохранившие форму, а иногда и спайность замещенных кристаллов (табл. IV, 1 и 2.)

Примером кор выветривания данного типа могут служить коры выветривания Гвинеи, описанные Б. М. Михайловым (1964) (табл. 19); А. И. Ромашкевич (1964); И. П. Герасимовым и А. И. Ромашкевич (1964), некоторые разрезы, описанные Лажуани и Бонифа (1964) и, вероятно, также кора выветривания меланократовых сиенитов южного Ньясаленда (Стефан, 1964).

Таким образом, если обохриванию подвергался сильно выщелоченный обедненный MgO гидрохлоритовый элювий, то, как это было показано

Характеристика гиббситоносной охристой коры выветривания долеритов зоны лесных саванн района пос. Фенария, Гвинея  
(по Михайлову, 1964)

№ обр.	Породы	Минеральный состав	Химический состав (%)													Сумма	Объемный вес (г/см <sup>3</sup> )	SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.				
1 2	Зола слоновой травы	—	71,48 68,99	0,15 0,10	2,15 1,89	1,15 1,14	—	6,03 6,27	5,62 5,06	0,30 0,53	1,50 1,46	10,10 12,40	1,51 2,40	—	99,99 100,18	—	56,71 63,83	
253	Структур- ный боксит	Гиббсит (по плаггиоклазу) Иддингсит, аморфное вещество и окислы же- леза (по трещинам в оливинне и пироксене)	3,12	1,20	41,27	29,94	2,72	Нет	Нет	0,03	0,09	Нет	0,18	22,20	100,75	1,64	0,13	
252	Долерит	Плаггиоклаз Пироксен Оливин Рудный ми- нерал	48,42	1,92	14,02	5,19	8,62	10,20	5,71	0,20	2,45	0,54	0,37	1,29	98,93	3,10	5,89	

выше, развиваются коры выветривания с гиббситоносной зоной охристо-ферришамозитового состава, содержащей псевдоморфозы гиббсита по каолиниту, заместившему лейсты плаггиоклаза. Если же процесс обохривания наложился на основные, богатые MgO и FeO породы, то развиваются коры выветривания с красным охристым элювием, лишенным глинистых минералов и содержащим псевдоморфозы гиббсита по свежим неразложенным кристаллам плаггиоклаза (см. табл. 19).

## ГИББСИТСОДЕРЖАЩИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Характерной особенностью гиббситсодержащих кор выветривания основных пород является присутствие гиббсита в мало измененных породах нижних горизонтов профиля. Гиббсит концентрируется в данном случае или в выветрелой корке останцев свежих пород, залегающих среди глинистого элювия, или приурочен к подошве коры выветривания, где метасоматически замещает первичные компоненты материнских пород и при значительном скоплении образует иллювиальные гиббситоносные горизонты, или так называемые «метасоматические латериты».

Гиббситсодержащие коры выветривания представлены следующими двумя типами: пестроцветными гетит-метагаллуазитовыми и гидрохлоритовыми.

### ГИББСИТСОДЕРЖАЩИЕ ГЕТИТ-МЕТАГАЛЛУАЗИТОВЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Гиббситсодержащие гетит-метагаллуазитовые коры выветривания основных пород имеют профиль следующего строения (разрез сверху вниз):

- 1) пестроцветная глинистая гетит-метагаллуазитовая зона (мощностью до 5 м и более);
- 2) зона начального разложения с гиббситизированными полевыми шпатами (от 1—2 мм до 1 м);
- 3) долериты, базальты или другие основные породы.

В таких корах, в отличие от красноцветных гиббситоносных кор выветривания, элювиальная толща имеет глинистый состав и белесовато-фиолетовую окраску, а гиббсит концентрируется не в верхнем элювиальном горизонте, а приурочен к зоне начального разложения, развитой на контакте со свежими породами подошвы коры выветривания и по периферии останцев свежих пород, сохранившихся среди глинистого элювия. Переход свежей породы в выветрелую здесь осуществляется на очень коротком расстоянии, измеряемом часто несколькими миллиметрами. Поэтому контакт между свежей и выветрелой породой обычно очень четкий и резкий. Мощность зоны начального разложения крайне непостоянна: в одних случаях это «корка» в несколько миллиметров или сантиметров толщиной, в других — более или менее мощная зона.

Темноцветные минералы в таких корах разлагаются значительно быстрее плагиоклазов, по-видимому, в связи с окислением закисного железа. Поэтому уже в зоне начального разложения пироксены, амфиболы, а также оливин разложены до гетита, тогда как плагиоклазы слабо изменены или сохранились свежими, неизмененными, но вместе с тем в той или иной степени метасоматически замещены гиббситом (табл. V, 1 и 2). Гиббсит, кроме того, высаживается иногда и в псевдоморфозах гетита по кристаллам пироксена, инкрустирует стенки пустот и образует секущие прожилки.

Выше по разрезу, в глинистой зоне, полностью разложены уже почти все первичные компоненты породы. Плагиоклазы замещены метагаллуазитом ( $N = 1,55—1,56$ ;  $N_g — N_p$  от 0 до 0,007), а пироксены, амфиболы и

Характеристика гибbsite-содержащей коры выветривания диабазовых порфиритов Батумского побережья Кавказа

Район	№ обр.	Порода	Минеральный состав	Оптические свойства фр. < 0,001 мм	Химический состав (%)															SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Термограммы	Потери веса при нагревании	Рентгеновская характеристика (Å)	
					SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	C					Сумма
Р. Чагра	14-8	Красный элювий (вмещающий остаточные ядра диабазового порфирита с гибbsiteм)	Гетит-сетчатые псевдоморфозы по джефферизиту Джефферизит обесцвеченный Основная масса — обесцвеченная гидрохлоритовая с реликтовыми участками зеленого хлорита Гидрогематит из фильтрационного (из почвы)	$N_{g'} = 1,570$ $N_{p'} = 1,559$ $N_{g'} - N_{p'} = 0,011$ ( $N_m = 1,563$ )	32,25	1,82	26,94	19,73	0,64	0,69	0,30	0,38	0,05	0,08	10,32	6,38	—	0,50	0,12	100,20	2,0		Теряет воду постепенно в интервале 100—800° (всего 16%) из них ~1/2 H <sub>2</sub> O (7%) уходит до 400°	Минерал с каолиновой структурой: $d_{001} = 7,5$ ; не разлагается в HCl; разрушается при 550°
	14-5	Хлоритизированный, сильно вторично обохренный диабазовый порфирит с гибbsiteм (из остаточного ядра шаровой отдельности)	Плагиоклаз цеолитизирован ( $N_m = 1,534$ ) Джефферизит (по авгиту) и гетит (по джефферизиту) Основная масса светло-зеленая хлоритовая, частично обохренная. Гибbsite-псевдоморфозы по плагиоклазу и прожилки	$N_m \sim 1,58-1,5$	25,50	1,64	26,05	15,90	1,28	6,10	0,22	0,53	0,07	0,24	12,60	10,15	—	Нет	0,12	100,40	1,7		—	—
	14-14	Гидрохлоритовый элювий вторично обохренный (шзы разреза)	Гетит-сетчатые псевдоморфозы (по джефферизиту) Основная масса светло-зеленая, гидрохлоритовая, частично обохренная	$N_{g'} = 1,574$ $N_{p'} = 1,556$ $N_{g'} - N_{p'} = 0,018$	35,78	1,40	25,16	17,06	0,55	0,76	0,36	0,45	0,05	0,36	11,53	6,23	—	0,14	0,11	99,93	2,4		Теряет воду (15,5%) постепенно в интервале 100—770°	Минерал с каолиновой структурой: $d_{001} = 7,5$ ; не разлагается в HCl; разрушается при 550°
Район с. Левга	61-4	Гидрохлоритовый элювий белесо-серый (вмещающий плотные остаточные ядра)	Основная масса хлоритовая, вторично обохренная с лейкоксеном	$N_{g'} = 1,598$ и $1,596$ $N_{p'} = 1,578$ и $1,588$ $N_{g'} - N_{p'} = 0,020$ и $0,008$	37,81	1,39	24,83	15,62	0,25	0,32	0,12	0,62	0,05	0,62	11,17	6,79	—	0,06	0,07	99,72	2,5		—	—
	61-6	Гидрохлоритовый элювий (побурелый)	Гетит-сетчатые псевдоморфозы (по джефферизиту) Основная масса хлоритовая, вторично обохренная, обломочно-миндалевидного строения с лейкоксеном	$N_{g'} = 1,588$ и $1,600$ $N_{p'} = 1,564$ и $1,588$ $N_{g'} - N_{p'} = 0,024$ и $0,022$	40,45	1,63	23,47	13,28	0,42	2,22	0,06	0,47	0,15	2,20	10,03	5,63	—	Нет	0,07	100,08	2,9		—	—
	61-3	Выветрелый туф диабазового порфирита, хлоритизированный с цеолитами (из остаточного ядра шаровой отдельности)	Плагиоклаз цеолитизирован Авгит Основная масса светло-зеленая, хлоритовая обломочно-миндалевидного строения с лейкоксеном	$N_{g'} = 1,585$ и $1,573$ $N_{p'} = 1,571$ и $1,549$ $N_{g'} - N_{p'} = 0,014$ и $0,024$	44,94	1,10	17,15	9,02	0,68	7,21	0,52	3,83	0,13	3,50	5,67	6,40	—	0,01	0,17	100,33	4,4		—	—
Район с. Букчард	1-13	Гидрохлоритовый элювий вторично обохренный, реликтопорфиритовой структуры	Джефферизит частично обохренный и реликты авгита Основная масса зеленая, хлоритовая с хлоритизированными микролитами авгита и магнетитом Гетит (по продуктам разрушения авгита)	$N_{g'} = 1,604$ $N_{p'} = 1,595$ $N_{g'} - N_{p'} = 0,009$	—	—	—	12,36	0,88	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		—	—
	1-9	Хлоритизированный пироксеновый порфирит, выветрелый до глины	Авгит и джефферизит Основная масса зеленая хлоритовая с магнетитом	$N_{g'} = 1,614$ $N_{p'} = 1,595$ $N_{g'} - N_{p'} = 0,019$	45,84	1,03	13,95	8,98	1,63	8,52	0,12	6,36	1,24	2,40	4,42	5,17	0,39	Нет	Нет	100,05	5,6		Теряет воду (8%) постепенно в интервале 100—900°	Минерал со структурой триоктаэдрического монтмориллонита: $d_{001} = 14,6$ ; в глицерине 17,7; при 550°—9,7; $d_{000} = 1,533$
	1-6	Пироксеновый порфирит (хлоритизированный, слабо выветрелый)	Авгит Джефферизит (по авгиту) $N_{g'} = 1,546$ ; $N_{p'} = 1,502$ ; $N_{g'} - N_{p'} = 0,044$ Основная масса зеленая, хлоритовая с микролитом авгита, с хлоритом в миндаликах и магнетитом	$N_{g'} = 1,628$ $N_{p'} = 1,604$ $N_{g'} - N_{p'} = 0,024$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		—
с. Шуагели	51-10	Гидрохлоритовый элювий светло-серый с белыми крапинками	Плагиоклаз галлуазитизирован Зеленый хлорит (по авгиту) Основная масса светло-зеленая хлоритовая с галлуазитизированными микролитами плагиоклаза, магнетитом и лейкоксеном Кварц (редко)	$N_m = 1,562$	50,04	1,15	16,16	11,01	0,43	4,19	0,17	0,77	0,18	1,43	8,23	6,27	0,14	0,08	0,04	100,29	5,1		Теряет воду (12%) постепенно в интервале 100—640°	Минерал со структурой вермикулита: $d_{001} = 14,8$ в глицерине; при 550°—9,5; $d_{000} = 1,535$ . Хлорит дефектный: $d_{001} = 14,8$ в глицерине; при 550°—12,8. Метагаллуазит = 7,5
	51-7	Диабазовый порфирит с фенокристаллами плагиоклаза и авгита	Плагиоклаз цеолитизирован Авгит свежий и замещенный джефферизитом Основная масса интерсертальной структуры с хлоритом, цеолитами и магнетитом	—	45,68	1,01	17,63	5,14	4,57	7,42	0,20	9,06	2,21	1,87	3,07	1,93	0,50	Нет	0,04	100,33	4,4	—	—	—

отчетливый,  $Ng' = 1,60-1,63$ ;  $Np' = 1,59-1,60$ ;  $Ng' = Np'$  до  $0,027$ . В структурном отношении это вермикулиты:  $d_{01} = 14,6 \text{ \AA}$ ; в глицерине  $14,8 \text{ \AA}$ ; при  $550^\circ$  сжимается до  $9,5 \text{ \AA}$ ;  $d_{061} = 1,535 \text{ \AA}$ ;  $MgO = 14,19\%$ ;  $FeO = 0,4\%$  (табл. 22, обр. 51-10) и монтмориллониты:  $d_{01} = 14,6 \text{ \AA}$ ; в глицерине разбухает до  $17,7-18,95 \text{ \AA}$ ; при  $550^\circ$  сжимается до  $9,5-9,7 \text{ \AA}$ ;  $d_{061} = 1,533 \text{ \AA}$  (см. табл. 22, обр. 1-9 и 1-13);  $MgO = 8,5\%$ ;  $FeO = 1,6\%$  (см. табл. 21, обр. 1-9).

Гидрохлорит со структурой монтмориллонита в отличие от обычного монтмориллонита ( $d_{060} = 1,48-1,49 \text{ \AA}$ ) и нонтронита ( $d_{60} = 1,50 \text{ \AA}$ ) является триоктаэдрическим минералом с  $d_{060} = 1,533-1,539 \text{ \AA}$  и содержит  $MgO$  и  $FeO$ . Более детальные исследования (см. табл. 22, обр. 1-9) показали, что минерал обладает различной степенью изоморфного замещения Si на Al в тетраэдрических слоях решетки, что доказывается присутствием нецельночисленной серии отражений от  $d_{001} = 14,02 \text{ \AA}$  на рентгенограмме образца, обработанного  $1N$  раствором  $K_2CO_3$ . Рефлекс  $d_{001} = 14,02 \text{ \AA}$  является усредненным между  $d_{001} = 17,7 \text{ \AA}$  набухающих слоев (слоев с недостаточной степенью изоморфного замещения Si на Al в тетраэдрах для фиксации калия) и  $d_{001} = 10 \text{ \AA}$  слоев, насыщенных калием и потерявших способность к набуханию (слоев с достаточной степенью изоморфного замещения Si на Al в тетраэдрах для фиксации калия). Изоморфное замещение Si на Al в тетраэдрах гидрохлорита со структурой монтмориллонита установлено по целлючисленной серии базальных отражений от  $d_{001} = 17 \text{ \AA}$ , наблюдаемых на рентгенограмме образца, обработанного в  $3N$  растворе  $LiCl$ , прокаленного при  $t = 250^\circ C$  и насыщенного глицерином.

Термограммы пелитизированных диабазовых порфиров имеют довольно сложную конфигурацию и следующие эндотермические остановки: при  $120-140^\circ$ ;  $530-560$  и при  $830^\circ$ , переходящую в экзотермическую с максимумом при  $880-890^\circ$  (см. табл. 21).

Выше по разрезу в разложенных до глины диабазовых порфиритах (обр. 1-13; 14-14; 61-4; 61-6; 48-2) изменены уже и цеолитизированные полевые шпаты и авгит (см. табл. 21).

Фенокристаллы и микролиты цеолитизированного полевого шпата замещены метагаллуазитом ( $Nm = 1,543-1,554$ ;  $d_{001} = 7,5 \text{ \AA}$ , не разлагается в  $HCl$ , но разрушается при нагреве до  $550^\circ$ ), а микролиты авгита полностью перешли в гидрохлорит (шлифы 51-4; 1-13) и вторично обохрены. Крупные же кристаллы авгита разложены не до конца и продолжают встречаться в петлях хлоритовой сетки в виде остаточных островков. В целом порода представляет собой сплошной гидрохлоритовый или метагаллуазит-гидрохлоритовый агрегат, на фоне которого по-прежнему хорошо видны галлуазитизированные фенокристаллы плагиоклаза (см. табл. VI, 2), псевдоморфозы зеленого ярко интерферирующего джефферизита по фенокристаллам авгита и остаточные зерна авгита. В виде точечных выделений по-прежнему встречается магнетит. В некоторых разностях в значительных количествах появляется лейкоксен, образовавшийся в процессе хлоритизации пироксена. Лейкоксен встречается в породе в виде различного размера пятен или пигментирует хлоритизированные микролиты авгита, в связи с чем последние четко выделяются в хлоритизированной массе породы (шлиф 51-4).

Химические анализы гидрохлоритового элювия показывают значительный вынос  $MgO$ , уменьшение содержания двухвалентного железа и увеличение трехвалентного. Отношение  $SiO_2 : Al_2O_3$  достигает значений  $2,4$  и  $2,5$ . В связи с окислением гидрохлоритов окраска элювия становится палевой. Термограммы и кривые обезвоживания (табл. 23) приближаются к каолиновым, но высокотемпературная экзотермическая остановка, по сравнению с каолиновой, несколько смещена в сторону более низких температур (фиг. 2). Экзотермический пик имеет максимум при  $880$  или  $930^\circ$ , тогда как у минералов группы каолинита этот пик лежит не ниже  $930-940^\circ$ .

Дебаграммы (А) гидрохлоритового элювия из нижних горизонтов коры выветривания диабазовых порфиров  
Батумского Побережья Кавказа

Букнари, обр. 1-9						Букнари, обр. 1-13						с. Шуагели, обр. 51-10						р. Чаква, обр. 3 (по Лисицной, 1962)					
природный столбик		ориентированный и насыщенный глицерином		обработанный в $K_2CO_3$ и насыщенный глицерином		ориентированный и нагретый при $600^\circ$		обработанный $LiCl$ , прокален при $250^\circ$ и насыщенный глицерином		ориентированный и насыщенный глицерином		ориентированный и нагретый при $600^\circ$		ориентированный и насыщенный глицерином		обработанный $HCl$		природный образец		насыщенный глицерином			
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
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	18,95	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	10	17,7	5	14,02	—	—	10	17,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
10	14,6	—	—	—	—	—	—	—	—	3	14,6	—	—	10	14,8	—	—	—	—	О. сил.	15,1	О. сил.	14,47
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	→	1/2	12,8	—	—	Сил.	11,32	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	10,7	—	—	—	—	
—	—	5	9,2	1	10,3	10	9,7	5	8,9	1/2	9,1	10	9,5	—	—	10	9,5	—	—	—	—	Сил.	9,4
3	7,5	3	7,6	2	7,4	—	—	3	7,4	2	7,5	—	—	5	7,5	—	—	2	7,5	Сил.	7,12	Сил.	7,14
—	—	1	6,0	—	6,1	—	—	1	5,9	—	—	—	—	—	—	—	1	5,1	—	—	Сл.	5,40	
1	5,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Сил.	4,87	Сил.	4,87
8	4,52	2	4,6	1	4,52	1/2	4,9	—	—	1	4,6	2	4,6	1	4,8	1	4,6	10	4,52	Сил.	4,66	Ср.	4,68
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Сил.	4,45	Сил.	4,47
2	4,14	—	—	1	4,16	—	—	—	—	1/2	4,28	2	4,26	1	4,24	1	4,24	1	4,19	Ср.	4,11	Сил.	4,12
1	3,76	—	—	1	3,81	1/2	3,80	—	—	—	—	1/2	3,76	—	—	1/2	3,82	—	—	Сл.	3,83	Сл.	3,86
—	—	9	3,61	—	—	—	—	—	—	8	3,62	—	—	—	—	—	—	—	—	Сл.	3,67	—	—
2	3,47	—	—	10	3,53	1	3,44	—	—	—	—	1/2	3,51	10	3,59	1/2	3,49	2	3,54	Ср.	3,55	Сил.	3,58
4	3,35	—	3,27	2	3,24	5	3,22	—	—	—	—	8	3,22	1	3,34	2	3,34	4	3,34	Сл.	3,34	Ср.	3,34
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1/2	3,05	—	—	—	—	9	3,09	5	3,14	—	—	Сл.	3,16
2	2,99	4	3,00	2	3,02	1/2	2,97	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,98	Сл. ср.	2,93	Ср.	2,95
1	2,90	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,89	—	—	—	—
2	2,81	1/2	2,83	1	2,81	1/2	2,81	—	—	—	—	—	—	3	2,84	—	—	—	—	Сл. ср.	2,826	Ср.	2,81
—	—	1/2	2,73	—	—	1/2	2,69	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,75	—	—	—	—

6	2,59	1	2,57	2	2,61	1/2	2,54	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	2,62	Сл. сил.	2,65	Ср. сл.	2,647	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,55	Сил.	2,56	Ср. сл.	2,557
1	2,388	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2,43	Ср.	2,477	Ср.	2,464	
1	2,132	1/2	2,247	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,343	Ср.	2,390	Ср.	2,388	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,289	Сл.	2,27	Сл.	2,30	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	2,208	—	—	Сл.	2,30	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,157	Сл.	2,187	Сл.	2,20	
4	2,033	1/2	2,015	1	2,022	1/2	2,044	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2,022	Ср.	2,06	Ср. сл.	2,09	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Ср.	2,00	Ср. сл.	2,02	
5	1,936	1	1,920	—	—	2	1,946	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,923	Ср.	1,938	Ср. сл.	2,02	
1	1,880	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Сл.	1,896	Ср. сл.	1,899	
1	1,838	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
2	1,788	1/2	1,796	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	1,810	Сл. ср.	1,804	Ср. сл.	1,828	
1	1,741	1/2	1,748	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Ср. сл.	1,781	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Сл. ср.	1,746	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Сл.	1,692	Ср. сл.	1,710	
4	1,687	1/2	1,675	1	1,666	1	1,680	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Сл.	1,669	Ср. сл.	1,684	
1	1,632	1/2	1,626	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Ср.	1,628	Сл.	1,607	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Сл.	1,570	—	—	
5	1,533	1	1,537	2	1,536	1	1,537	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,570	Сл.	1,58	—	—	
3	1,496	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	1,532	Сл.	1,534	Сл.	1,539	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	1,487	Сл.	1,498	Сл.	1,509	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Сл.	1,475	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Сл.	1,434	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Сл.	1,410	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	1,403	Сл.	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,3773	—	—	—	—	
2	1,321	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,355	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,323	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,300	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	1,279	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,236	—	—	—	—	

Гидрохлорит со структурой триоктаэдрического монтмориллонита

Гидрохлорит со структурой триоктаэдрического монтмориллонита  
Хлорит  
Метагаллуазит  
Кварц (следы)

Гидрохлорит со структурой вермикулита

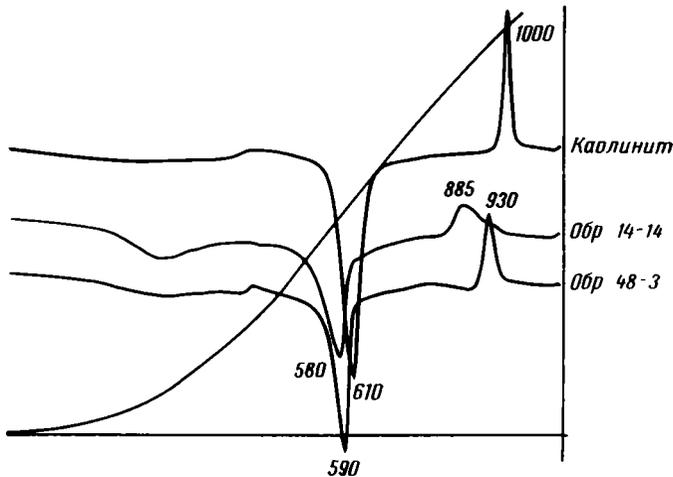
Хлорит  
Метагаллуазит  
Кварц (мало)

Потеря веса (%) при нагревании элювия диабазовых порфиров Батумского побережья Кавказа

Обр. 51-2		Обр. 51-10		Обр. 1-9		Обр. 48-3		Обр. 48-6		Обр. 14-14		Обр. 14-18	
t°	%	t°	%	t°	%	t°	%	t°	%	t°	%	t°	%
130	0,8	100	1,1	90	0,7	110	0,7	160	1,5	80	0,5	120	1,5
190	1,9	140	3,1	120	1,5	140	1,7	240	2,7	120	1,5	160	2,70
240	2,3	200	5,4	150	3,0	180	2,3	340	3,8	150	3,0	260	4,6
280	2,7	260	7,7	180	4,0	240	2,7	440	4,2	200	4,0	350	6,1
380	3,4	320	8,5	230	5,0	300	4,0	520	5,4	240	5,0	450	7,7
460	3,8	360	9,2	300	5,5	420	4,7	560	6,5	280	6,0	540	9,2
540	5,0	470	10,0	400	6,0	490	5,0	600	8,5	340	6,5	600	12,3
580	6,1	520	10,8	480	6,2	520	5,3	640	10,0	400	7,0	640	13,8
610	7,3	560	11,5	520	7,0	550	6,6	660	12,3	450	8,0	680	14,6
640	7,7	620	12,3	560	7,5	570	7,3	700	13,1	490	8,5	720	15,3
680	8,5	660	12,7	630	7,7	590	9,3	720	13,5	520	10,0	780	15,8
720	8,8	700	13,1	700	8,0	620	10,0	800	13,8	560	11,0		
760	9,2	760	13,4	880	8,5	640	11,3			580	12,0		
		820	13,8			680	12,0			600	13,0		
						760	12,6			620	14,0		
										650	14,5		
										690	15,0		
										760	15,5		

Примечание. Выполнено А. Т. Аниаровой.

Дебаграмма образца окисленного гидрохлоритового элювия из разреза р. Чаква (табл. 24, обр. 14-14) также оказалась идентичной дебаграмме метагаллуазита или каолинита с неупорядоченным наложением слоев вдоль осей «а» и «с»:  $d_{001} = 7,5 \text{ \AA}$ ; в HCl минерал не разлагается, но разрушается при нагреве до  $550^\circ$ . Из этого следует, что в процессе выветривания хлоритов развиваются выщелоченные и окисленные хлориты с решеткой 7-ангстремового минерала или, что в разрезе р. Чаква первичные хлориты



Фиг. 2. Сравнение термограмм гидрохлоритового элювия Батумского побережья Кавказа (обр. 14-14 и 48-3) с термограммой эталонного каолинита



**Дебаграммы обработанного в NaOH гидрохлоритового алюминия  
диабазовых порфиров Батумского побережья Кавказа (Å)**

Побурелый		Красноцветный		Побурелый		Осветленный	
р. Чаква				у Лимонария			
обр. 14-14		обр. 14-8		обр. 48-3		обр. 48-6	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
—	—	—	—	2	9,9	—	—
3	6,3	2	6,5	2	6,49	8	6,3
—	—	—	—	1	5,44	—	—
1	4,9	—	—	2	4,9	—	—
—	—	—	—	1	4,56	2	4,56
3	4,24	—	—	3	4,31	4	4,31
—	—	—	—	1	4,03	1	4,03
1	3,82	—	—	2	3,72	—	—
3	3,59	4	3,69	1	3,57	9	3,68
5	3,27	—	—	9	3,37	10	3,35
—	—	—	—	1	3,16	2	3,16
4	2,97	3	2,99	5	2,99	—	—
3	2,77	3	2,83	2	2,84	5	2,83
—	—	1	2,69	1	2,66	5	2,60
10	2,53	10	2,54	10	2,54	1	2,51
—	—	—	—	1	2,452	2	2,441
—	—	—	—	—	—	1	2,363
—	—	—	—	1	2,294	2	2,271
—	—	—	—	1	2,234	1	2,221
1	2,169	—	—	—	—	—	—
4	2,077	4	2,104	5	2,097	5	2,108
—	—	—	—	1	1,980	2	1,973
—	—	—	—	1	1,898	1	1,901
—	—	—	—	3	1,821	4	1,813
1	1,788	—	—	1	1,761	3	1,759
1	1,699	2	1,713	3	1,711	1	1,708
—	—	—	—	2	1,664	2	1,664
1	1,607	3	1,617	5	1,617	—	—
1	1,558	1	1,576	1	1,574	3	1,578
1	1,510	—	—	2	1,539	4	1,537
4	1,471	5	1,485	6	1,483	2	1,490
—	—	—	—	1	1,453	2	1,450
—	—	—	—	1	1,409	1	1,414
—	—	—	—	3	1,376	4	1,375
—	—	—	—	1	1,353	2	1,348
—	—	—	—	2	1,325	1	1,320
—	—	—	—	2	1,279	2	1,285
—	—	—	—	—	—	1	1,268
—	—	—	—	1	1,254	2	1,252
—	—	—	—	—	—	2	1,220
—	—	—	—	—	—	3	1,197
—	—	—	—	—	—	3	1,176

Маггемит  
Гидросодалит

Маггемит  
Гидросодалит  
Кварц  
Гидрослюда

Гидросодалит  
Кварц

В сильно же гиббситизированных породах гиббситом замещены отдельные участки породы (Лисицына, 1962). Местами гиббсит образует и секущие прожилки до 1,5 см мощности (Горецкий, 1960).

Вопреки мнению некоторых исследователей, гиббсит никогда не высаживается в пустотах остаточного гетитового каркаса, образовавшегося в процессе обохривания джефферизита, заместившего фенокристаллы авгита. По данным автора, гетитовый каркас образуется по джефферизиту после отложения в нем гиббсита. Гиббсит был встречен в небольших количествах только в двух местах: в разрезе у Лимонария (обр. 48-1) и в известном разрезе по р. Чаква (обр. 14-5).

Гиббситизированные диабазовые порфириды имеют отношение  $\text{SiO}_2$  :  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 1,7-0,9$ , а термограммы отмечают эндотермический пик при температуре 320—330°, характерной для гиббсита.

Свободные гидраты глинозема в корках выветривания данного типа иногда замещают не только отдельные зерна первичных минералов, но и плотные остаточные ядра шаровой отдельности диабазовых порфиритов, приводя к образованию гиббситовых желваков, как, например, в разрезе гиббситоносной коры выветривания диабазовых порфиритов юго-востока Азии, описанном В. П. Петровым (1962).

Если в Батумском разрезе сравнить химический состав гидрохлоритового элювия с составом диабазовых порфиритов, то нетрудно видеть, что в связи с галлуазитизацией цеолитизированных полевых шпатов, хлоритизацией авгита и выщелачиванием хлоритов из породы уходят щелочи, кальций, частично кремнезем, постепенно выщелачивается магний, а силикатное закисное железо постепенно окисляется до окисного. В соответствии с этим в элювии наряду с  $\text{Al}_2\text{O}_3$  возрастает и содержание силикатного  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . В результате отношение  $\text{SiO}_2$  :  $\text{Al}_2\text{O}_3$  снижается до значения 2,2 или 2. Но расчеты показывают, что наряду с кремнеземом породы теряют и часть алюминия, что подтверждается и присутствием инфльтрационных прожилков и псевдоморфоз гиббсита по первичным компонентам породы.

При переходе от свежих пород к глинистому элювию пористость пород возрастает с 6,5 до 40—60%, а объемный вес снижается с 2,60 до 1,03 (табл. 26), что свидетельствует о чрезвычайно интенсивном выносе катионов при формировании гидрохлоритового элювия.

Невыдержанность состава диабазовых порфиритов вверх по разрезу и значительная вторичная обохренность гидрохлоритового элювия заставляют очень осторожно подходить к данным, характеризующим поведение  $\text{FeO}$  при древнем элювиальном процессе. Насколько можно судить по имеющимся данным, свободные гидраты глинозема и здесь освобождаются в процессе окисления и выщелачивания хлоритовых минералов, заместивших стекловатый базис и пироксены диабазовых пород. Но в отличие от кор выветривания с красноцветным гиббситоносным элювием гидрогематитовый пигмент при этом не накапливается, так как окисленное железо остается в хлоритовой решетке. В результате образуются слабо окрашенные сходные с каолинитом гидрохлориты с полностью выщелоченным магнием и окисленным железом, а освобождающийся при этом алюминий (благодаря присутствию в растворе ионов магния, обеспечивающих щелочность среды) уходит в раствор и при благоприятных условиях высаживается в нижних горизонтах профиля и в остаточных ядрах шаровой отдельности, приводя к образованию гиббситизированных пород.

Гидрохлоритовый элювий диабазовых порфиритов с поверхности сильно вторично обохрен.

Процесс обохривания гидрохлоритового элювия современный (Разумова, 1965). Обохривание элювия начинается с побурения псевдоморфоз джефферизита, заместившего фенокристаллы авгита, в результате чего резко подчеркивается порфиридный облик элювия; затем порода начинает буреть пятнами и, наконец, вся с поверхности становится бурой. Под ми-

## Физические свойства пород из коры выветривания диабазовых порфиров эоцена Батумского побережья Кавказа

Район	№ обр.	Порода	Удельный вес	Объемный вес (г/см <sup>3</sup> )	Пористость (%)
с. Шуагели	51-9	Гидрохлоритовый элювий	2,78	1,58 1,67	39,23 35,77
	51-7	Диабазовый порфирит	2,78	2,60	6,47
р. Чахва	14-4	Покрасневший гидрохлоритовый элювий из-под почвы	2,65	1,03	61,20
	14-9	Побурелый гидрохлоритовый элювий	2,65	1,05	60,38
	14-6	Диабазовый порфирит слабо выветрелый	2,59	1,24 1,17	52,21 54,91

Примечание. Определения А. Т. Анинаровой.

кроскопом хорошо видно, что агрегаты гидрохлорита обохриваются неравномерно. В первую очередь обохривается джефферизит, заместивший фенокристаллы авгита, что, вероятно, объясняется его сильной железистостью. В результате на месте псевдоморфоз джефферизита по авгиту развивается сетка из бурых окислов железа (табл. VIII, 1). Бурый агрегат гидрогетита развивается и на месте хлоритизированных микролитов авгита (табл. VIII, 2); затем обохриванию подвергаются гидрохлориты основной массы, в связи с чем вся гидрохлоритовая масса приобретает бурую окраску. Слабо обохриваются остаются лишь радиальнолучистые сростки хлорита миндалин (табл. VIII, 3).

В шлифах хорошо видно, что при обохривании псевдоморфоз джефферизита по авгиту выносятся все компоненты, кроме окислов железа, и если процесс прошел достаточно интенсивно, то на месте джефферизитового агрегата остаются сетчатые псевдоморфозы из гидроокислов железа.

Данный процесс обохривания напоминает процесс обохривания темноцветных минералов диабазовых пород, протекающий в коре выветривания гетит-метагаллуазитового состава.

С современным процессом обохривания и почвенными процессами, по видимому, связано и содержание в поровых водах гидрохлоритового элювия Прибатумья таких окислов, как  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{MgO}$  (Сапрыкина, 1962), а с биогенным процессом — присутствие до 12,7 и 32,6%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в золе корней и листьев растений, произрастающих на коре выветривания диабазовых порфиров (Полынов, 1934).

Ю. К. Горецкий (1960) и Н. В. Сапрыкина (1962), изучавшие поровые воды в элювиальных образованиях Батумского побережья, отмечают, что вымывание полугорных окислов из элювия резко возрастает во влажные периоды года. Это явление хорошо увязывается с характером самого процесса обохривания, обусловленного выщелачиванием. Чем больше воды, тем интенсивнее идет выщелачивание. Поэтому выщелачивание, а с ним и обохривание протекают в Прибатумье наиболее энергично во время дождя.

Помимо докеммерийской коры выветривания Батумского побережья Кавказа (Полынов, 1934; Перельман, 1956; Яковлева, 1958; Горецкий, 1960; Лисицына, 1962; Разумова, 1965) к гиббситсодержащим корам выветривания гидрохлоритового состава относятся и коры выветривания юго-востока Азии (Петров, 1962) и Северного Вьетнама (Лисицына, Пастухова, 1964).

## НЕГИББСИТОНОСНЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Негиббситоносные коры выветривания представлены двумя разновидностями: красноцветными каолиновыми и белоцветными каолиновыми.

### КРАСНОЦВЕТНЫЕ КАОЛИНОВЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Коры выветривания, выделенные нами под названием красноцветных каолиновых, состоят из промежуточной ферримонтмориллонитовой зоны и верхней красноцветной зоны гетит-каолинового состава. Такого типа коры образуются на породах основного и среднего состава, а также на хлоритизированных основных породах. В соответствии с этим среди красноцветных каолиновых кор выветривания различаются два типа профилей:

на основных породах

- 1) красноцветная каолиновая зона;
- 2) ферримонтмориллонитовая зона;
- 3) слабо выветрелые породы;
- 4) кристаллические породы основного состава;

на хлоритизированных основных породах

- 1) красноцветная каолиновая зона;
- 2) ферримонтмориллонитовая зона с гидрохлоритовой подзоной в основании;
- 3) слабо выветрелые хлоритизированные породы;
- 4) хлоритизированные основные породы.

На кислых породах аналогом красноцветных каолиновых кор выветривания основных пород, по-видимому, будут красные, но менее интенсивно окрашенные каолины, а на ультраосновных породах — охристо-понтронитовые коры, типичные для силикатно-никелевых месторождений Южного Урала (см. табл. 1).

Красноцветные каолиновые коры, наряду с белыми каолиновыми, являются наиболее широко распространенным типом кор выветривания на территории Советского Союза.

Остановимся на характеристике двух указанных разновидностей красноцветных каолиновых кор выветривания.

### Красноцветные каолиновые коры выветривания основных пород

Основным примером кор выветривания данного типа может служить древняя триас-юрская кора выветривания Южного Урала, наиболее хорошо изученная на силикатно-никелевых месторождениях Кемпирсайского гипербазитового массива (Гинзбург и др., 1946, 1947; Разумова и Черняховский, 1963 и др.).

На Кемпирсайском массиве красноцветная каолиновая кора выветривания развита на габбро-диабазовых дайках и на габброидах и амфиболитах

кровли и подошвы гипербазитовой интрузии. В зависимости от характера материнских пород меняются состав, консистенция и текстура продуктов выветривания, но общая зональность профиля сохраняется (табл. 27). В основании разреза во всех случаях залегают слабо измененные породы, сменяющиеся вверх по разрезу глинистыми продуктами ферримонтмориллонового состава; верхнюю зону профиля слагают красные каолины, образовавшиеся в процессе дальнейшего выщелачивания пород промежуточной ферримонтмориллоновой зоны. Общая мощность коры выветривания достигает 20—30 м, иногда 50—60 м.

Т а б л и ц а 27

**Профили выветривания основных пород Кемпирсайского гипербазитового массива Южного Урала**

Зоны профили коры выветривания	Профили выветривания различных типов основных пород		
	Малиново-красные каолины	Белесовато-фиолетовые и красновато-белые каолины	Красновато-белые каолины
	Зеленовато-серый ферримонтмориллоновый элювий	Зеленовато-серый ферримонтмориллоновый элювий	Белесовато-зеленый ферримонтмориллоновый элювий
	Габбро-диабазы выветрелые зернистого сложения	Слабо выветрелые эпинориты	Слабо выветрелые амфиболиты
Материнские породы	Габбро-диабазы	Эпинориты	Амфиболиты

П р и м е ч а н и е. Общая мощность коры выветривания до 20—30 м.

Зона слабо измененных пород представлена плотными осветленными или побурелыми, мало измененными породами, сохранившими облик материнских пород, но обнаруживающими повышенную трещиноватость и ломкость. Мощность этой зоны обычно не превышает 0,5—1 м (Южный Урал), но в трещиноватых зонах мощность ее иногда возрастает до 5 м и более (Каратау, район пос. Джунусата). Минеральные преобразования в этой зоне еще очень незначительны и ограничиваются гидратацией минералов, частичным окислением закисного железа и выносом некоторого количества щелочей и щелочных земель. Поэтому породы этой зоны полностью сохраняют первичный состав материнских пород, хотя некоторые минералы уже заметно гидратированы или испещрены прожилками новообразованных глинистых минералов. По трещинам отдельности часто наблюдаются пленки бурых окислов железа или глинистые налеты. Иногда хорошо видно, что процесс пелитизации начинается с микротрещин и трещин отдельности и постепенно распространяется на всю массу породы. В результате породы постепенно утрачивают плотность, становятся хрупкими, легко разламываются руками или растираются в порошок и вверх по разрезу без резких переходов сменяются глинистыми продуктами ферримонтмориллонового состава.

Ферримонтмориллоновая зона представлена структурным глинистым элювием, выраженным зеленовато-белыми, буроватыми или светло-зелеными глинистыми породами, сохранившими структуру и текстуру материнских пород. Несмотря на то, что породы этой зоны уже целиком разложены и состоят из псевдоморфов глинистых минералов, характер первичной породы устанавливается без особого труда, так как текстура и структура породы хорошо сохраняются (табл. IX, X и XIII). Эта особенность глинистого элювия обусловлена тем, что каждый минерал дает при выветривании свой самостоятельный ряд вторичных продуктов стадийного распада, а взаимодействие минералов друг с другом практически не наблюдается (Разумова, 1956).

В нижних горизонтах ферримонтмориллонитового элювия еще сохранились реликты первичных минералов, в верхних же горизонтах все первичные силикаты целиком разложены и замещены глинистыми продуктами. Но постепенные переходы между слабо разложенными и нацело пелитизированными породами, а также реликты первичных структур позволяют проследить характер происходящих здесь превращений каждого породообразующего минерала в отдельности и породы в целом.

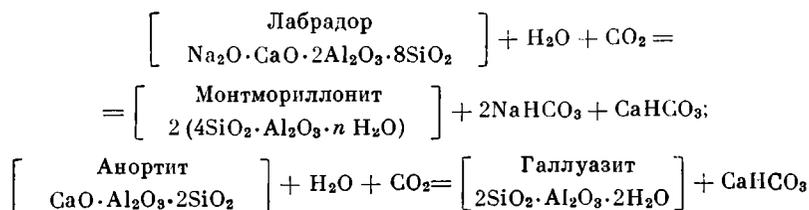
В шлифах хорошо видно, что процесс монтмориллонитизации начинается с микротрещин, трещин спайности минеральных зерен и постепенно распространяется на все зерно. В результате на месте каждого породообразующего минерала возникает полная псевдоморфоза того или иного глинистого минерала монтмориллонитовой группы (монтмориллонита, ферримонтмориллонита или нонтронита), сохранившего контуры и некоторые индивидуальные особенности структуры первичного силиката, что позволяет их различать среди сплошного агрегата псевдоморфоз. Примером может служить профиль выветривания эпиноритов Кемпирсайского гипербазитового массива, иллюстрированный табл. 28.

Представление о характере стадийных превращений породообразующих минералов основных пород в ферримонтмориллонитовой зоне дают табл. 29 и 30. Табл. 29 составлена автором на основании изучения профилей коры выветривания габброидов и гипербазитов Кемпирсайского массива Южного Урала, а табл. 30 — по литературным данным.

Процесс монтмориллонитизации основных пород протекает с выносом  $R_2O$ ,  $RO$  и окислением силикатного  $Fe^{2+}$  до  $Fe^{3+}$  с попутным накоплением его в решетке новообразованного гидросиликата. В результате в элювии накапливаются  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $Fe_2O_3$ . Присутствие в растворе ионов кальция и магния, согласно экспериментальным данным (Noll, 1936, б; Hauser a. Reynolds, 1939), благоприятствует формированию минералов монтмориллонитовой группы. Состав ферримонтмориллонита свидетельствует о существовании в зоне выветривания щелочной окислительной среды. Ферримонтмориллонит является высококремнеземистым силикатом. Поэтому при монтмориллонитизации основных пород весьма возможен значительный вынос  $Al_2O_3$ , так как в молекулу ферримонтмориллонита  $[14-3SiO_2 \cdot (Al, Fe)_2 \cdot O_3 \cdot nH_2O]$  связывается вдвое большее количество кремнезема, чем при каолинизации  $(2SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot 2H_2O)$ .

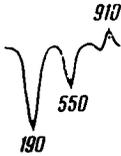
Рассмотрим поведение основных породообразующих минералов в пределах ферримонтмориллонитовой зоны. Начнем с полевых шпатов.

Плагиоклазы основных пород в пределах ферримонтмориллонитовой зоны замещаются монтмориллонитом, каолинитом или галлуазитом. Монтмориллонит развивается преимущественно по плагиоклазам кислого, среднего и основного состава, а более основные плагиоклазы ряда лабрадор-битовнита и битовнита, из-за низкого содержания в них кремнезема, не дают при выщелачивании монтмориллонита, а замещаются галлуазитом непосредственно, минуя промежуточную монтмориллонитовую стадию.



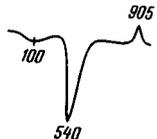
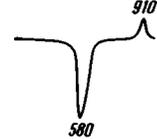
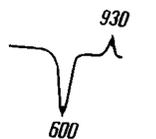
Разложение зерен плагиоклаза иногда сопровождается выделением на месте кальцита (Михайлов и Петровская, 1959; Куковский, 1963), но чаще кальцит высаживается ниже, в зоне слабо выветрелых пород.

**Характер минеральных преобразований в коре выветривания  
(Восточный)**

Эпинорит	Эпинорит выветрелый	Зеленовато-белый глинистый элювий
обр. 208-1	обр. 208-2	обр. 208-4
Плагиоклаз пре- нитизирован	Пренит —————→ Серцит —————→	Пренит —————→ Гидрослюда $Nm = 1,561$ —————→
Роговая обманка →	Роговая обманка —————→ (с прожилками ферримонтмо- риллонита)	Ферримонтмориллонит —————→ $Ng' = 1,532$ или $1,540$ $Np' = 1,501$ или $1,528$ $Ng' - Np' = 0,031$ или $0,012$
Энстатит —————→	Энстатит —————→ (слабо серпентинизированный)	Хризотилоподобные продукты —————→ (по баститу, заместившему эн- статит) $Nm = 1,567$ ; интерфер. окраска индигово-синяя
Зеленая шпинель	Зеленая шпинель с прожил- ками гидрогетита	—
Гранат	Гранат	—
Фр. < 0,001 мм	—	—
$SiO_2 : Al_2O_3$	—	2,6
Термограммы	—	

1. Псевдоморфозы монтмориллонита по плагио-  
к л а з у. Замещение плагиоклаза монтмориллонитом на Кемпирсайском  
гипербазитовом массиве имеет место в корах выветривания габбро-диабаз-  
зов и плагиоамфиболитов. Как в плагиоамфиболитах (табл. 31), так и в  
габбро-диабазе (табл. 32), параллельно с развитием по темноцветным ми-

эпиноритов Кемпирсайского гипербазитового массива  
(Кемпирсай)

Красноватый зеленовато-белый глинистый элювий	Красновато-белый каолиноподобный элювий	Побурелые белесо-фиолетовые каолины
обр. 208-5	обр. 208-6	обр. 208-11
Пренит (мало) Гидрослюда $Nm \infty 1,568$ →	Каолинит → $Ng' = 1,567$ $Np' = 1,561$ $Ng' - Np' = 0,006$ Гидрослюда (реликты) $Ng' = 1,586$ $Np' = 1,562$ $Ng' - Np' = 0,024$	Каолинит чешуйчатый $Ng' = 1,573$ $Np' = 1,561$ $Ng' - Np' = 0,006$
Ферримонтмориллонит → $Ng' = 1,555$ $Np' = 1,549$ $Ng' - Np' = 0,006$ Гетитовый пигмент	Осветленный ферримонтмориллонит → $Ng' = 1,555$ $Np' = 1,546$ $Ng' - Np' = 0,009$ Гетитовый пигмент	Бесцветные волокнистые агрегаты $Ng' = 1,554$ $Np' = 1,549$ $Ng' - Np' = 0,005$
Керолитоподобные продукты → $Ng' = 1,572$ или $1,561$ $Np' = 1,560$ или $1,555$ $Ng' - Np' = 0,012$ или $0,006$	Обесцвеченные керолитоподобные продукты $Ng' = 1,581$ или $1,546$ $Np' = 1,560$ или $1,540$ $Ng' - Np' = 0,021$ или $0,006$ Гетитовый пигмент	Не прослежены
—	—	—
—	—	Гидрогетит (по графату)
$Ng' = 1,570$ $Np' = 1,555$ $Ng' - Np' = 0,015$	$Ng' = 1,561$ $Np' = 1,547$ $Ng' - Np' = 0,014$	$Ng' = 1,567$ $Np' = 1,561$ $Ng' - Np' = 0,006$
2,1	2,2	2,1
		

нералам ферримонтмориллонита или нонтронита, по плагиоклазам ряда андезина и лабрадора или по альбитизированным плагиоклазам развивается кристолитический агрегат монтмориллонита, окрашенный в шлифе (после проварки в канифоли) в буроватый или розоватый цвет (табл. IX, 1 и 2). Монтмориллонит, образовавшийся по плагиоклазам

**Характер минеральных преобразований в коре выветривания основных**

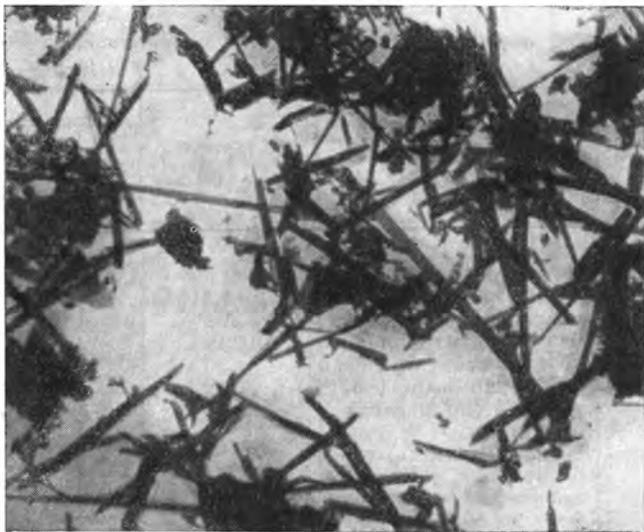
Материнские породы	Первичные минералы	Зоны коры
		Начального разложения
Габбро-диабазы	Лабрадор → (альбитизирован и соскюритизирован)	Монтмориллонитизован →
	Авгит →	Нонтронитизован →
	Роговая обманка →	Ферримонтмориллонитизован → ( $Ng' = 1,545$ ; $Np' = 1,532$ ; $Ng' - Np' = 0,013$ )
	Биотит →	Гидробиотит →
	Ильменит →	Лейкоксен →
Амфиболиты →	Лабрадор →	Монтмориллонитизован →
	Роговая обманка → (или эденит)	Ферримонтмориллонитизована →
Эпидориты	Плагиоклаз → с пренитом и серицитом	Пренит, серицит →
	Роговая обманка →	Ферримонтмориллонитизована →
	Энстатит →	Серпентизирован →
Форелленштейны	Оливин →	Обохрен →
	Хризотил (по сливину) →	Нонтронитизован →
	Битовнит →	Галлуазитизирован →
	Эденит →	Ферримонтмориллонитизован →
	Зеленая шпинель →	Зеленая шпинель →
Серпентиниты	Хризотил →	Выщелоченный хризотил → $Ng' = 1,569$ ; $Np' = 1,558$ ; $Ng' - Np' = 0,011$
	Бастит →	Выщелоченный бастит →
	Магнетит →	Магнетит →
	Пикотит	
Хлоритовые породы	Пенин →	Гидратирован → $Ng' = 1,567$ ; $Np' = 1,540$ ; $Ng' - Np' = 0,027$
Клинохлор →	Клинохлор →	

## и ультраосновных пород Кемпирсайского гипербазитового массива

выветривания	
Нонтронит-ферримонтморилло- нитовая	Охр и красных каолинов
Монтмориллонит криптокри- сталлический	Каолинит криптокристаллический } Каолинит (чешуйчатый) и окислы железа Каолинит волокнистый и окислы железа Каолинит Лейкоксен
Нонтронит	
Ферримонтмориллонит	
Гидробиотит	
Лейкоксен	
Монтмориллонит	Каолинит криптокристаллический
Ферримонтмориллонит	Каолинит волокнистый и гетит
( $Ng' = 1,508$ ; $Np' = 1,504$ ; $Ng' - Np' = 0,022$ )	
Гидрослюда ( $Nm = 1,561$ )	Каолинит и гидрослюда
	$Ng' = 1,567$ $Ng' = 1,586$ $Ng' = 1,573$ ; $Np' = 1,567$
	$Np' = 1,561$ $Np' = 1,562$ $Ng' - Np' = 0,006$
	$Ng' - Np' = 0,006$ $Ng' - Np' = 0,024$
Ферримонтмориллонит	Ферримонтмориллонит и ге- тет
$Ng' = 532$ ; $Np' = 1,501$ ; $Ng' - Np' = 0,031$	Обесцвеченный во- локнистый агрегат
Хризотилоподобные агрегаты	$Ng' = 1,555$ ; $Np' = 1,546$ ; $Ng' = 1,554$ ; $Ng' - Np' = 0,009$ $Ng' - Np' = 0,005$
$Nm = 1,567$	Обесцвеченные агрегаты и гетит
	Не прослежены
	$Ng' = 1,546$ ; $Np' = 1,540$ ; $Ng' - Np' = 0,006$
Бурые окислы железа	
Нонтронит	Окислы железа
Галлуазит	Каолинит криптокристаллический
$Ng' = 1,542$ ; $Np' = 1,540$ ; $Ng' - Np' = 0,002$	$Ng' = 1,571$ ; $Np' = 1,567$ ; $Ng' - Np' = 0,004$
Ферримонтмориллонит	Окислы железа
Обохренная шпинель	Бурые окислы железа
Нонтронит	Окислы железа
$Ng' = 1,559$ ; $Np' = 1,539$ ; $Ng' - Np' = 0,020$	
Нонтронит	Окислы железа
Магнетит	Магнетит
Разбухающий гидрохлорит (богатый NiO)	Каолинит и гетит
$Ng' = 1,543$ ; $Np' = 1,534$ ; $Ng' - Np' = 0,009$	$Ng' = 1,570$ ; $Np' = 1,564$ ; $Ng' - Np' = 0,006$
Клинохлор	Клинохлор

Характер минеральных преобразований в красноцветных каолиновых корах выветривания основных пород

Район	Материнские породы	Первичные минералы	Кора выветривания		
			Зона слабо выветрелых пород	Ферримонтмориллонитовая зона	Красноцветная каолиновая зона
КМА Салтыковский участок Старооскольского района (по Никитиной, 1960)	Биотитовые или мусковито-биотитовые гнейсы	Кварц → Микроклин → Альбит-олигоклаз → Мусковит → Биотит →	Частично разъеден → Гидролюда → Гидролюда → Гидролюда → ( $Ng' = 1,585$ ; $Np' = 1,557$ ) Плеохроичная гидролюда →	Частично разъеден → Монтмориллонит → Монтмориллонит → Каолинит → Нонтронит → Монтмориллонит ( $Ng = 1,510$ ; $Np = 1,493$ )	—
Тургайский прогиб Дююрская кора выветривания (по Михайлову, Петровской, 1959)	Оливиновый базальт	Плагиоклаз → Пироксен → Оливин → Стекло →	Каолинит и соссюрит → Пленки гидроокислов Fe → по трещинам Иддингсит → Хлорит →	Каолинит → Ферримонтмориллонит → Ферримонтмориллонит → Ферримонтмориллонит →	Каолинит Каолинит и сидерит Каолинит
Восточная часть Сибирской платформы (по Уманец, 1960)	Траппы	Лабрадор → Моноклинный пироксен →	→ →	Не указано Ферримонтмориллонит ( $Ng' = 1,520$ ; $Np' = 1,476$ )	
Северный Казахстан р. Джамбарак (приток р. Шарык)	Роговообманковое габбро	Кварц → Плагиоклаз (с соссюритом) → Уралит → Эпидот → Ильменит →	→ → → → →	Кварц → Монтмориллонит-Каолинит → Ферримонтмориллонит → Окислы железа → Лейкоксен →	Каолинит Каолинит и гематит Окислы железа Лейкоксен
Южный Урал, пос. Алпан	Кварцевые дюриты	Кварц → Плагиоклаз кислый → Биотит → Пироксен →	Кварц → Гидролюда → Каолинит ( $Ng' = 1,573$ $Np' = 1,549$ ; $Ng' - Np' = 0,014$ ) Гидробиотит и $TiO_2$ Ферримонтмориллонит	—	—
Урал (по Гинзбургу и Рукавишниковой, 1951, стр. 535)	Габбро-амфиболит	Лабрадор-битовнит →	Каолинит и галлуазит ( $N = 1,554-1,550$ )		—
Волынь (по Петрову, 1949)	Габбро-лабрадориты	Лабрадор → Диаллаг → Титаномагнетит →	Каолинит ( $Nm = 1,561$ ) Ферримонтмориллонит ( $Ng' = 1,546$ ; $Np' = 1,532$ ; $Ng' - Np' = 0,015-0,020$ ) Без изменения	—	—



Фиг. 3. Электронная микрофотография голубого галлуазита (обр. 215-7а) из коры выветривания эпиноритов Кемпирсайского гипербазитового массива (увел. 12 000)

амфиболитовых пород, интерферирует в низких серых тонах, а иногда почти изотропен, что, по-видимому, обусловлено высокой дисперсностью его агрегатов.  $Nm = 1,539$  (обр. 262-8).

В плагиоамфиболитах западного контакта Кемпирсайского гипербазитового массива плагиоклаз (в отличие от гибbsiteосодержащих и гибbsiteносных кор выветривания) разрушается быстрее роговой обманки. Поэтому на контакте ферримонтмориллонитового элювия с плотными породами иногда появляется зонка в несколько сантиметров мощностью, состоящая из нацело разложенных зерен плагиоклаза и слабо затронутых выветриванием зерен роговой обманки.

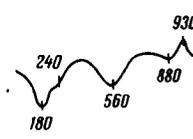
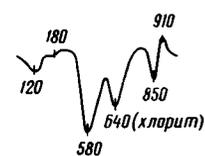
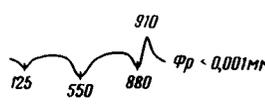
Показатель преломления монтмориллонита, заместившего плагиоклаз в габбро-диабазе,  $Nm < 1,540$  (обр. 200-4).

2. Псевдоморфозы галлуазита по плагиоклазу. В габброидах келифитовой структуры и форелленштейнах западного контакта Кемпирсайского массива по плагиоклазу ряда битовнита и лабратор-битовнита (табл. X, 1 и 2) развиваются изотропные ( $N = 1,529 - 1,549$ ) или слабо интерферирующие агрегаты галлуазита с  $Ng' = 1,542$ ;  $Np' = 1,540$ ;  $Ng' - Np' = 0,002$  (табл. 33) с характерной трубчатой формой кристаллов на электронной микрофотографии (фиг. 3). В нижних горизонтах ферримонтмориллонитовой зоны галлуазит, заместивший основные плагиоклазы, слагает сплошные изотропные агрегаты, но выше по разрезу агрегаты галлуазита, по-видимому, в связи с дегидратацией, приобретают иногда шнуровидное строение (табл. XI, 3). Шнуры разделены микропустотами, что, вероятно, связано с уменьшением объема коллоидального агрегата при дегидратации. Галлуазит и в шнуровидных агрегатах сохраняет изотропность, но величина его показателя преломления возрастает до следующего значения:  $N = 1,556$  (обр. 249-6). В верхних же горизонтах ферримонтмориллонитовой зоны хорошо видно, как изотропный агрегат галлуазита начинает постепенно раскристаллизовываться и превращается в криптокристаллический агрегат каолинита с  $Ng' = 1,571$ ;  $Np' = 1,567$ ;  $Ng' - Np' = 0,004$ . Местами появляются листоватые сростки чешуйчатого каолинита. Поэтому можно предполагать, что в верхней красноцветной зоне галлуазит целиком переходит в каолинит. К сожалению, в данном разрезе красноцветная каолиновая зона целиком размыта. В

Характеристика профиля выветривания плагиоамфиболитов западного  
(Октябрьский участок)

№ обр.	Порода	Минеральный состав	Оптические свойства, Фр. < 0,001 мм	Химический				
				SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
262-6	Полосчато обохренные ярко-зеленые глинистые продукты	Монтмориллонит низкоинтерферирующий (по плагиоклазу) Ферримонтмориллонит обохренный, зеленоватый, ярко интерферирующий (по роговой обманке) Биотит (примесь) слабо изменен, с плеохроизмом от бесцветного до зеленого	$Ng' = 1,540$ $Np' = 1,517$ $Ng' - Np' = 0,023$	43,12	0,67	14,71	13,81	Нет
262-11	Ярко-зеленые глинистые продукты	То же, но ферримонтмориллонит не обохрен	То же	45,98	0,63	17,33	8,74	Нет
262-8	Зеленоватобелые глинистые продукты	Монтмориллонит криптокристаллический (по плагиоклазу) Ферримонтмориллонит бурый, волокнистый $Nm \sim 1,533$ ; $Ng - Np = 0,22$ (по роговой обманке) Гидрохлорит Биотит (примесь) частично каолинизирован с лейкоксеном	$Ng' = 1,540$ $Np' = 1,511$ $Ng' - Np' = 0,029$	41,35	Нет	25,54	4,14	0,28
244-6	Зеленоватосерый пелитизированный плагиоамфиболит	Монтмориллонит изотропный с $Nm = 1,504$ (по плагиоклазу) Ферримонтмориллонит (прожилки в роговой обманке) Роговая обманка зеленая: $Ng' = 1,674$ ; $Np' = 1,652$ ; $Ng' - Np' = 0,022$ Биотит бурый: $Ng' = 1,612$ ; $Np' = 1,582$ ; $Ng' - Np' = 0,030$	$Ng' = 1,554$ $Np' = 1,532$ $Ng' - Np' = 0,022$	45,02	0,72	17,34	6,16	3,15
244-5	Черный мелкозернистый плагиоамфиболит	Плагиоклаз альбитизированный Роговая обманка Биотит (примесь) Рудный минерал (мало)	—	46,58	0,72	16,74	2,59	6,51

## контакта Кемпирсайского гипербазитового массива

состав (%)											SiO <sub>2</sub> : :(Al, (Fe) <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	Термограммы
MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	C	Сумма		
4,23	0,49	2,08	0,58	0,35	7,16	12,93	0,18	Her	0,17	100,48	3,1	
3,45	0,28	2,02	0,53	0,20	7,92	13,35	0,05	Her	Her	100,48	3,4	—
9,54	0,28	1,43	0,34	0,35	15,89	0,69	Her	Her	Her	99,83	2,5	
5,93	0,14	5,06	0,73	0,98	6,45	8,18	0,02	0,02	0,05	99,95	3,6	
9,10	0,17	11,24	1,51	1,09	2,51	1,46	0,25	Her	Her	100,47	4,3	—

**Характеристика профиля выветривания габбро-диабазов**

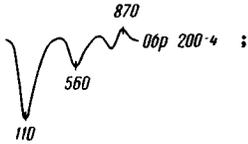
№ обр.	Порода	Минеральный состав	Оптические свойства, фр. < 0,001 мм	Химический			
				SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
212-3	Бесструктурные белесо-фиолетовые каолины (Восточный Кемпирсай)	Каолинит-бесструктурный чешуйчатый агрегат  Гетитовый пигмент	$Ng' = 1,579$ $Np' = 1,561$ $Ng' - Np' = 0,018$	—	—	—	—
108-11	Малиново-красные каолины (Восточный Кемпирсай)	Каолинит-криптокристаллический (по плагиоклазу) Каолинит волокнистый и гетит (по ферримонтмориллону) Гетит (по нонтрониту) Каолинит чешуйчатый с лейкоксеном (по биотиту) Лейкоксен (по ильмениту)	$Nm \approx 1,57$	34,85	2,43	25,85	20,17
200-4	Ферримонтмориллонитовый элювий (пос. Батамша)	Монтмориллонит (по плагиоклазу) Ферримонтмориллонит (по роговой обманке) $Ng' = 1,545$ или $1,561$ $Np' = 1,532$ или $1,525$ $Ng' - Np' = 0,013$ или $0,036$ Нонтронит зеленый (по диопсиду) Гидробиотит (по биотиту) Гидрохлорит (по хлориту) Лейкоксен (по ильмениту)	$Ng' = 1,545$ $Np' = 1,532$ $Ng' - Np' = 0,013$	40,23	2,08	14,51	15,22
—	Габбро-диабазы плотные, невыветрелые (Шелекта)	Лабрадор альбитизированный с соссюритом Авгит Буро-зеленая роговая обманка Биотит (мало) Хлорит (мало) Ильменит (лейкоксен)	—	50,46	1,34	14,60	5,71

одном из образцов (обр. 259-11а) галлузитовый агрегат оказался состоящим из хорошо раскристаллизованных каолинитоподобных, червевидных сростков метагаллузита с  $N' = 1,556$ ;  $Np' = 1,547$  и  $Ng' - Np' = 0,009$  (табл. 34). Термограмма отобранного под лупой червевидного метагаллузита характеризуется тремя термическими остановками: при 100, 580 и 960° (экзотерм). Агрегаты галлузита в штуде окрашены в снежно-белый или голубоватый цвет. Химический анализ голубого галлузита с  $N = 1,546$  из коры выветривания эпиноритов Восточно-Кемпирсайского участка приведен выше (см. табл. 34).

**3. Псевдоморфозы каолинита по плагиоклазу.**



## Кемпирсайского гипербазитового массива

состав (%)													Термограммы
FeO	NiO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	CO <sub>2</sub>	Сумма	C	SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,28	—	0,73	0,82	0,67	0,36	11,15	2,73	0,02	100,06	0,04	2,3		
0,26	0,96	4,97	0,61	0,43	0,06	8,85	11,47	0,06	99,71	0,07	4,7		
7,20	0,19	5,38	8,80	2,63	0,41	2,20	1,20	—	100,12	—	5,8	—	

Псевдоморфозы каолинита ( $Nm = 1,561$ ;  $Ng - Np = 0,004-0,006$ ) по лабрадору описаны В. П. Петровым (1949) в коре выветривания габбро-лабрадоритов Волены и И. И. Гинзбургом и И. А. Рукавишниковой (1951) по лабрадор-битовниту (N 60—70) в коре выветривания габбро-амфиболитов Урала. Химические анализы этих двух каолинитов приведены ниже в табл. 34. Судя по описанию, в обоих случаях каолинит развивается непосредственно по плагиоклазу, минуя промежуточную галлуазитовую или монтмориллонитовую стадию.

Лабрадор и лабрадор-битовнит → Галлуазит → Каолинит  
или  
каолинит

**Характеристика профиля выветривания эпигаббро западного контакта  
(Октябрьский)**

№ обр.	Порода	Минеральный состав	Оптические свойства компонентов	Химиче		
				SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
243-14	Обохренное и каолинизированное богатое полевым шпатом оливинное эпигаббро (ферелентштейн)	Каолинит (по плагиоклазу) Нонтронит обохренный (по серпентинизированному оливину) Каолинит и окислы железа (по келифитовой кайме)	Фр. < 0,001 мм $N_{g'} = 1,571$ ; $N_{p'} = 1,567$ ; $N_{g'} - N_{p'} = 0,004$	43,17	Нет	36,11
244-3	Галлуазитизированное и нонтронитизированное оливинное эпигаббро	Плагиоклаз галлуазитизирован, хризотил по оливину нонтронитизован, а келифитовая кайма слабо разложена	—	41,09	Нет	26,90
244-2	Галлуатизированное эпигаббро	Сапфирин-эденитовые овалойды почти не изменены, а плагиоклаз сильно галлуазитизирован	Галлуазит $N_{g'} = 1,542$ $N_{p'} = 1,540$ $N_{g'} - N_{p'} = 0,002$ Эденит $N_{g'} = 1,644$ $N_{p'} = 1,622$ $N_{g'} - N_{p'} = 0,022$	40,98	Следы	23,76
244-1	Эпигаббро келифитовой структуры	Битовнит и овалойды эденита с иглами сапфирина. В центре келифитовых ядер иногда реликты энстатита	—	42,26	Нет	24,35

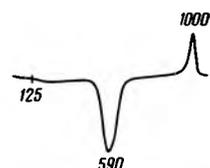
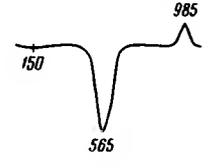
В тех же случаях, когда плагиоклаз был предварительно серицитизирован, по серициту развивается гидрослюда, переходящая выше по разрезу в чешуйчатый каолинит.

Серицит → Гидрослюда → Каолинит

Непосредственно же по плагиоклазу слюдястые продукты при выветривании не развиваются.

Соссюрит — постоянный спутник альбитизированных плагиоклазов основных пород — по-видимому, постепенно выщелачивается, так как исчезает вверх по разрезу в пределах ферримонтмориллонитовой зоны. Примером может служить кора выветривания габбро-диабазовых даек Кемпирсайского гипербазитового массива (см. табл. 32) и уралитового габбро р. Джамбарак Северного Казахстана (табл. 35). В контактово-измененных габброидах Кемпирсайского массива плагиоклаз нередко преницитирован.

Преницит на протяжении ферримонтмориллонитовой зоны сохраняется без изменений (см. табл. 28), но в верхней красноцветной каолиновой зоне его уже нет. Конкретные продукты разложения соссюрита и преницита выявить не удалось.

№ обр.	Порода	Минеральный состав	Оптические свойства компонентов	Химический состав (%)													Термограммы			
				Химический состав (%)			Химический состав (%)													
				SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	C		Сумма	SiO <sub>2</sub> :Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
243-14	Обохренное и каолинизированное богатое полевым шпатом оливинное эпигаббро (ферелентштейн)	Каолинит (по плагиоклазу) Нонтронит обохренный (по серпентинизированному оливину) Каолинит и окислы железа (по келифитовой кайме)	Фр. < 0,001 мм Ng' = 1,571; Np' = 1,567; Ng' - Np' = 0,004	43,17	Нет	36,11	Нет	0,41	0,04	1,19	0,43	1,49	11,55	2,28	0,05	Нет	Нет	99,77	2,03	
244-3	Галлуазитизированное и нонтронитизированное оливинное эпигаббро	Плагиоклаз галлуазитизирован, хризотил по оливину нонтронитизован, а келифитовая кайма слабо разложена	—	41,09	Нет	26,90	1,46	9,59	0,04	5,15	0,93	0,12	7,87	4,34	Нет	Нет	Нет	99,60	2,59	—
244-2	Галлуазитизированное эпигаббро	Сапфирин-эденитовые овалойды почти не изменены, а плагиоклаз сильно галлуазитизирован	Галлуазит Ng' = 1,542 Np' = 1,540 Ng' - Np' = 0,002 Эденит Ng' = 1,644 Np' = 1,622 Ng' - Np' = 0,022	40,98	Следы	23,76	,11	14,34	0,04	8,42	1,09	0,12	4,49	2,69	Нет	Нет	0,03	99,80	2,93	
244-1	Эпигаббро келифитовой структуры	Битовнит и овалойды эденита с иглами сапфирина. В центре келифитовых ядер иногда реликты энстатита	—	42,26	Нет	24,35	2,28	13,25	0,07	11,75	1,20	0,12	1,92	1,18	Нет	0,14	0,04	100,35	2,94	—

В тех же случаях, когда плагиоклаз был предварительно серицитизирован, по серициту развивается гидрослюда, переходящая выше по разрезу в чешуйчатый каолинит.

Серицит → Гидрослюда → Каолинит

Непосредственно же по плагиоклазу слюдястые продукты при выветривании не развиваются.

Соссуригит — постоянный спутник альбитизированных плагиоклазов основных пород — по-видимому, постепенно выщелачивается, так как исчезает вверх по разрезу в пределах ферримонтмориллонитовой зоны. Примером может служить кора выветривания габбро-диабазовых даек Кемпирсайского гипербазитового массива (см. табл. 32) и уралитового габбро р. Джамбарак Северного Казахстана (табл. 35). В контактово-измененных габброидах Кемпирсайского массива плагиоклаз нередко преницитизирован.

Преницит на протяжении ферримонтмориллонитовой зоны сохраняется без изменений (см. табл. 28), но в верхней красноцветной каолиновой зоне его уже нет. Конкретные продукты разложения соссуригита и пренигита выявить не удалось.

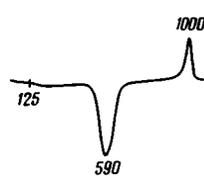
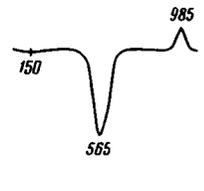
Слюды — биотит и мусковит — присутствуют иногда в основных породах в качестве второстепенных и необязательных компонентов. В ферримонтмориллонитовой зоне габбро-диабазов Кемпирсайского массива биотит постепенно обесцвечивается, но сохраняет плеохроизм от бесцветного до буроватого. Процесс обесцвечивания биотита сопровождается выделением пылевидных частиц лейкоксена. В процессе дальнейшего выщелачивания интерференционная окраска в листочках биотита понижается и гидробиотит постепенно переходит в каолинит.

Биотит → Гидробиотит обесцвеченный → Каолинит с лейкоксеном

В амфиболитах западного контакта Кемпирсайского массива биотит (Ng' = 1,612; Np' = 1,582; N<sub>5</sub>' - Np' = 0,030; обр. 244-6) на промежуточных стадиях выветривания нередко приобретает зеленоватую окраску.

Более сложный ряд продуктов выветривания дают биотитовые гнейсы Воронежской антеклизы. По данным А. П. Никитиной (1960; см. табл. 40), по биотитовым гнейсам развивается нонтронит-гидрослюдистый,

Кемпирсайского гипербазитового массива  
участок)

ский состав (%)													SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Термограммы
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>3</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	C	Сумма		
3,05	Нет	0,41	0,04	1,19	0,43	1,49	11,55	2,28	0,05	Нет	Нет	99,77	2,03	
2,11	1,46	9,59	0,04	5,15	0,93	0,12	7,87	4,34	Нет	Нет	Нет	99,60	2,59	—
1,73	2,11	14,34	0,04	8,42	1,09	0,12	4,49	2,69	Нет	Нет	0,03	99,80	2,93	
1,79	2,28	13,25	0,07	11,75	1,20	0,12	1,92	1,18	Нет	0,14	0,04	100,35	2,94	—

С л ю д ы — биотит и мусковит — присутствуют иногда в основных породах в качестве второстепенных и необязательных компонентов. В ферримонтмориллонитовой зоне габбро-диабазов Кемпирсайского массива биотит постепенно обесцвечивается, но сохраняет плеохроизм от бесцветного до буроватого. Процесс обесцвечивания биотита сопровождается выделением пилевидных частиц лейкоксена. В процессе дальнейшего выщелачивания интерференционная окраска в листочках биотита понижается и гидробиотит постепенно переходит в каолинит.

Биотит —→ Гидробиотит обесцвеченный —→ Каолинит с лейкоксеном

В амфиболитах западного контакта Кемпирсайского массива биотит ( $N_{g'} = 1,612$ ;  $N_{p'} = 1,582$ ;  $N_{s'} - N_{p'} = 0,030$ ; обр. 244-6) на промежуточных стадиях выветривания нередко приобретает зеленоватую окраску.

Более сложный ряд продуктов выветривания дают биотитовые гнейсы Воронежской антеклизы. По данным А. П. Никитиной (1960; см. табл. 40), по биотитовым гнейсам развивается нонтронит-гидрослюдистый,

Химический состав (%) и оптические свойства каолинитов и галлуазитов, образовавшихся по основным полевым шпатам

Компоненты	Каолинит по лабрадор-битовниту (№ 60—70) из габбро-амфиболитов	Каолинит по лабрадору из габбро-лабрадоров	Галлуазит из эпиноритов	Раскристаллизованный метagalлуазит из габбро-амфиболитов
	Урал	Волынский район	Кемпирсайский гипербазитовый массив	
	(по Гинзбургу и Рукавишниковой, 1951)	(по Петрову, 1949; Гинзбургу и Рукавишниковой, 1951)	(по данным автора)	
	—	—	обр. 215-7а	обр. 259-11а
SiO <sub>2</sub>	42,96	45,82	44,02	—
TiO <sub>2</sub>	—	0,42	Нет	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38,56	37,46	38,49	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,60	} 1,16	0,93	—
FeO	—		0,41	—
MgO	0,29	Нет	0,38	—
CaO	0,61	0,36	1,22	—
Na <sub>2</sub> O	—	Нет	1,81	—
K <sub>2</sub> O	—	0,71	1,16	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	14,61	12,40	9,87	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,89	2,00	2,15	—
CO <sub>2</sub>	—	—	Нет	—
C	—	—	0,28	—
<b>Сумма</b>	100,52	100,33	100,72	—
SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,90	2,0	1,95	—
Расчетный минеральный состав	—	Каолинита — 94,4% Кварца — 2,02 Гидроокислов железа — 1,16 Лейкоксен и др.	—	—
Оптические свойства каолинита или галлуазита	—	$N_m = 1,561$ $N_g - N_p = 0,004 - 0,006$	$N = 1,546$	$N_g' = 1,556$ $N_p' = 1,547$ $N_g' - N_p' = 0,009$

а затем монтмориллонит-нонтронитовый элювий, т. е. биотит дает следующий ряд продуктов стадийного разложения.

Биотит → Гидробиотит → Нонтронит    зеленый → Монтмориллонит бесцветный  
 $N_g' = 1,510 - 1,515;$   
 $N_p' = 1,493 - 1,495;$   
 $N_g' - N_p' = 0,017 - 0,020.$

К сожалению, химические анализы, характеризующие профиль выветривания биотитовых гнейсов, отсутствуют.

Одновременно с образованием по биотиту нонтронита и монтмориллонита по мусковиту в мусковито-биотитовых гнейсах Воронежской анте-

**Характеристика продуктов выветривания уралитового габбро р. Джамбарак  
(приток р. Шарык) у пос. Сарыадыр в Северном Казахстане**

Компоненты	Побурелое уралитовое габбро афанитового или зернистого сложения из зоны слабо выветрелых пород	Зеленоватые-белые глинистые породы крапчатой структуры из ферримонтмориллонитовой зоны	Белесо-красные каолины жилковатой структуры из гетит-каолиновой зоны
	обр. 73-3	обр. 73-5	обр. 73-1
SiO <sub>2</sub>	49,84%	46,18%	40,86%
TiO <sub>2</sub>	2,18	0,61	0,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,80	18,88	30,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,44	12,04	11,36
FeO	4,77	0,00	0,00
MgO	4,57	3,86	0,74
CaO	8,97	2,00	0,39
Na <sub>2</sub> O	1,96	1,06	0,34
K <sub>2</sub> O	0,27	0,36	0,30
П.п.п.	1,98	8,79	11,29
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,79	5,79	1,91
<b>С у м м а</b>	<b>100,57</b>	<b>99,57</b>	<b>98,60</b>
SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,3	4,3	2,3
Минеральный состав	Кварц (вторичный) → Плагноклаз с соскюритом → Уралит (по диопсиду) →  Диопсид (реликты) Эпидот → Апатит Ильменит →	Кварц →  Каолинит и соскюрит → Ферримонтмориллонит → (пятнисто окрашенный)  Бурые окислы железа  Лейкоксен →	Кварц  Каолинит Каолинит и гетит      Лейкоксен

клизы (Никитина, 1960) развивается гидрослюда, а затем каолинит (см. табл. 30).

Мусковит → Гидромусковит → Каолинит

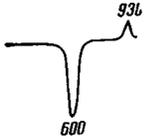
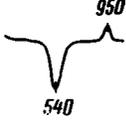
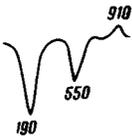
Резко отличное поведение мусковита при монтмориллонитизации темноцветных минералов, по-видимому, обусловлено низким содержанием в минерале кремнезема ( $SiO_2 : Al_2O_3 = 2$ ), недостаточным для образования монтмориллонита ( $SiO_2 : Al_2O_3 = 4$ ). В связи с этим параллельно с развитием ферримонтмориллонитового элювия по основным породам и иногда по биотитовым гнейсам, по мусковитовым и серицитовым сланцам, филлитам и тому подобным породам на Воронежской антеклизе и в Северном Казахстане (Разумова, 1956) развивается гидрослюдисто-каолиновый элювий.

**А м ф б о л ы.** В габброидах (табл. 36) и амфиболитах (см. табл. 31) Кемпирсайского гипербазитового массива минералы группы амфибола представлены зеленой роговой обманкой и эденитом. Оба эти минерала при выветривании разлагаются с образованием ферримонтмориллонита (см. табл. 29 и табл. IX, 2 и 3). Процесс разложения морфологически протекает довольно разнообразно. Если процесс разложения идет в направлении

**Характеристика профиля выветривания эпиноритов  
(Восточный)**

№ обр.	Порода	Минеральный состав	Оптические свойства, Фр. <0,001 мм	Химический		
				SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
208-11	Белесово-фиолетовые каолины	Каолинит Гетит	$Ng' = 1,567$ $Np' = 1,561$ $Ng' - Np' = 0,006$	43,15	0,31	33,56
108-8	Розово-белые полосчатые каолины	Каолинит Гетит	$Ng' = 1,561$ $Np' = 1,547$ $Ng' - Np' = 0,014$	42,64	0,31	32,94
208-6	Красновато-белый каолинотипный элювий	Каолинит (по плагиоклазу) Осветленный ферримонтмориллонит и гетит (по ферримонтмориллониту)	$Ng' = 1,570$ $Np' = 1,555$ $Ng' - Np' = 0,015$	41,70	0,21	31,71
208-5	Покрасневший зеленовато-белый ферримонтмориллонитовый элювий	Гидрослюда и пренит (по плагиоклазу) Ферримонтмориллонит и гетит (по роговой обманке) Керолитоподобные продукты (по баститовидному минералу)	$Ng' = 1,570$ $Np' = 1,555$ $Ng' - Np' = 0,015$	43,74	Нет	34,60
208-4	Зеленовато-белый ферримонтмориллонитовый элювий	Гидрослюда и пренит (по плагиоклазу) Ферримонтмориллонит (по роговой обманке) Баститоподобные продукты (по энстатиту)	—	41,27	0,24	26,36
208-2	Эпинорит выветрелый	Пренит и серицит (по плагиоклазу) Роговая обманка Энстатит	—	36,97	Нет	32,20
117-5	Эпинорит (пос. Батамша)	Плагиоклаз пренитизирован Роговая обманка Энстатит Шпинель зеленая Гранат	—	41,47	Нет	25,12

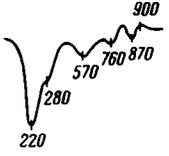
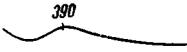
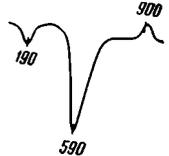
Кемпирсайского гипербазитового массива  
(Кемпирсай)

состав (%)											SiO <sub>2</sub> ; Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Термограммы
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	CO <sub>2</sub>	C	Сумма		
5,06	0,13	0,84	0,59	0,55	0,22	11,45	4,10	Нет	0,15	100,11	2,1	
6,32	0,12	0,87	0,49	0,22	0,08	11,68	4,19	Нет	0,05	99,91	2,2	
7,61	0,21	1,84	0,29	1,20	1,09	10,32	3,53	Нет	0,14	99,85	2,0	
4,60	0,21	1,36	0,86	1,36	0,92	9,47	3,19	0,06	Нет	100,37	2,1	
5,51	0,50	4,61	3,73	1,71	0,70	10,36	4,58	Нет	0,22	99,79	2,6	
2,88	1,74	6,56	9,78	1,25	0,13	6,15	1,86	0,02	Нет	99,54	2,0	—
1,33	2,01	11,31	12,79	1,22	2,11	2,00	0,16	0,20	0,19	99,91	2,8	—

**Характеристика роговых обманок и продуктов их разложения из коры**

Район	Материнские породы	Минералы	Оптические свойства компонентов	Химический								
				SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	NiO	MnO
Восточный Кемпирсай	Амфиболит выветрелый (обр. 210-4)	Роговая обманка, бедная железом, фр. > 0,1 мм (обр. 210-4б)	Бесцветная роговая обманка (эденит) $N_{g'} = 1,651$ $N_{p'} = 1,629$ $N_{g'} - N_{p'} = 0,022$	44,72	0,26	15,18	0,09	1,14	3,64	18,83	0,11	0,09
		Ферримонтмориллонитовая фракция < 0,001 мм (обр. 210-4с)	Ферримонтмориллонит $N_{g'} = 1,534$ $N_{p'} = 1,504$ $N_{g'} - N_{p'} = 0,030$	46,95	0,21	17,02	0,18	6,45	0,28	5,43	0,33	0,09
	Амфиболит выветрелый (обр. 210-1)	Роговая обманка зеленая, богатая FeO, фр. > 0,01 мм (обр. 210-1а)	Роговая обманка зеленая слабо окрашенная $N_{g'} = 1,667$ $N_{p'} = 1,635$ $N_{g'} - N_{p'} = 0,032$	44,24	0,65	14,24	0,11	2,16	7,47	13,47	0,01	0,20
		Ферримонтмориллонитовая фракция < 0,001 мм (обр. 210-1г)	Ферримонтмориллонит $N_{g'} = 1,536$ $N_{p'} = 1,503$ $N_{g'} - N_{p'} = 0,033$	46,32	0,55	14,23	0,64	10,59	0,47	6,29	0,54	Нет
Элювий амфиболитов (обр. 215-8)	Ферримонтмориллонитовая фракция < 0,001 мм (обр. 215-8б)	Ферримонтмориллонит $N_{g'} = 1,562$ или $1,555$ $N_{p'} = 1,536$ или $1,532$ $N_{g'} - N_{p'} = 0,026$ или $0,022$	43,41	0,20	24,54	—	9,30	0,47	2,17	—	—	
Октябрьский участок	Элювий амфиболитов	Роговая обманка, богатая железом, фр. > 0,1 мм (обр. 244-6а)	Роговая обманка $N_{g'} = 1,674$ $N_{p'} = 1,652$ $N_{g'} - N_{p'} = 0,022$	44,41	0,58	10,57	0,04	8,06	5,60	13,64	Нет	0,29
		Ферримонтмориллонит зеленый (обр. 262-6а)	Ферримонтмориллонит $N_{g'} = 1,540$ $N_{p'} = 1,517$ $N_{g'} - N_{p'} = 0,023$	48,54	0,37	17,16	0,46	7,44	Нет	3,93	1,10	0,09

## выветривания амфиболитов Кемпирсайского гипербазитового массива

состав (%)									SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> : (Al, Fe) <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Термограммы	Рентгеновская характеристика
CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Cl	CO <sub>2</sub>	C	Сумма				
11,11	1,44	0,19	2,13	0,72	0,09	0,11	0,30	100,15	5,0	4,8		—
1,54	1,27	0,07	7,48	11,86	0,65	0,30	0,14	100,25	4,7	3,7		Ферри-монтмориллонит, гидрохлорит (примесь)
10,78	1,27	0,72	3,20	1,06	0,36	Нет	Нет	99,94	5,3	4,8		—
1,68	1,27	0,12	5,34	11,55	0,73	Нет	Нет	100,32	5,5	3,8		Ферри-монтмориллонит, гидрохлорит (примесь)
1,08	0,93	0,06	9,72	8,18	—	Нет	0,30	100,06	3,0	2,4		Ферри-монтмориллонит, хлорит каолинит
10,79	1,05	1,13	2,15	1,16	—	0,23	0,13	99,83	7,1	4,8		—
1,15	0,68	0,24	8,11	10,54	—	0,25	0,17	100,23	4,8	3,8		—

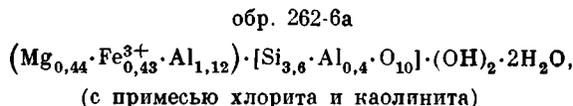
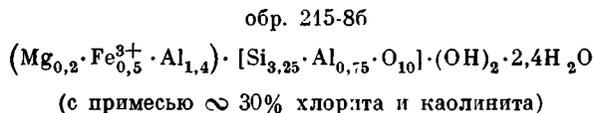
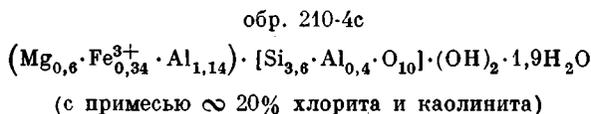
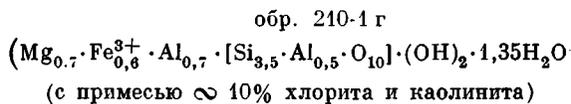
трещин спайности амфибола, то возникают псевдоморфозы параллельно-волоконистого строения, если же процесс развивается по беспорядочно ориентированным волокнистым трещинкам, то псевдоморфозы приобретают жилковатое или пятнистое строение, так как глинистые продукты разложения образуют сеть прожилков или бесформенные пятна в кристалле амфибола. В нацело пелитизированных породах зерна роговой обманки наряду с другими компонентами породы замещаются ферримонтмориллонитом полностью. Такие полные псевдоморфозы имеют параллельноволокнистое строение и угасают как монокристалл или сохраняют сетчато-жилковатую структуру. Ферримонтмориллонит, заместивший в амфиболитах зеленую роговую обманку или эденит (табл. 37), окрашен в шлифе в бледно-зеленый, буроватый, зеленовато-бурый, реже зеленый цвета. Показатели преломления агрегатов колеблются в следующих пределах:  $N_g' = 1,534 - 1,536$ ;  $N_p' = 1,509 - 1,504$ ;  $N_g' - N_p' = 0,025 - 0,032$ .

В коре выветривания уралитового габбро р. Джамбарак в Северном Казахстане интенсивность окраски агрегатов ферримонтмориллонита, заместивших уралит, варьирует в пределах одного зерна (см. табл. 35, обр. 73-5): от почти бесцветной до зеленой или бурой, что, вероятно, связано с первично неравномерным распределением железа в кристаллах уралита.

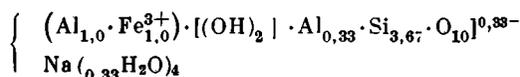
Интересно заметить, что волокнистое строение псевдоморфоз ферримонтмориллонита иногда нарушается и сменяется пористо-шнуровидным (как и у галлуазита), а в верхних горизонтах разреза псевдоморфозы раскристаллизовываются с образованием чешуйчатого агрегата.

Для детального исследования ферримонтмориллонит был выделен отмучиванием из четырех образцов элювия, бедных полевыми шпатами, роговообманковых и эденитовых амфиболитов Кемпирсайского массива.

При пересчете химических анализов ферримонтмориллонитовых фракций (табл. 38) на структурную формулу монтмориллонита по Звягину (1957) были получены следующие расчетные формулы:



которые отличаются от формулы ферримонтмориллонита, приведенной Х. Штрунцом (1962) в «минералогических таблицах»,



значительным содержанием  $Mg^{2+}$ . Содержание Mg,  $Fe^{3+}$  и Al в октаэдрических сетках расчетных формул ферримонтмориллонита колеблется в широких пределах, что в значительной степени связано с загрязнением фрак-

ций хлоритом и каолинитом. По данным полуколичественного рентгеновского анализа, проведенного В. А. Дрицем, ферримонтмориллонитовые фракции содержат примесь железо-магнезиального хлорита ( $d_{001} = 13,9 - 14 \text{ \AA}$ ) и каолинита ( $d_{001} = 7 \text{ \AA}$ ) в количестве от 10 до 30%. Примесь хлорита фиксируется также по появлению на термограммах ферримонтмориллонитовых фракций дополнительного эндотермического пика при  $760^\circ$  (см. табл. 37). При большем содержании каолинита в расчетной формуле ферримонтмориллонита резко увеличивается количество алюминия как в тетраэдрических, так и в октаэдрических слоях (обр. 215-86), а термограмма фракции  $< 0,001 \text{ мм}$  приобретает каолиновый (галлуазитовый) облик:  $190, 590$  и  $900^\circ$  (экзотерм).

Таблица 38

Химический состав и оптические свойства фракции  $< 0,001 \text{ мм}$  ферримонтмориллонитового алювия амфиболитов Кемпирсайского гипербазитового массива

Компоненты	Химический состав (%)			
	обр. 210-1г	обр. 210-4с	обр. 262-6а	обр. 215-86
SiO <sub>2</sub>	46,32	46,95	48,54	43,41
TiO <sub>2</sub>	0,54	0,21	0,37	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,23	17,02	17,16	24,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,59	6,45	7,44	9,30
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,64	0,18	0,46	—
FeO	0,47	0,28	Нет	0,47
MgO	6,29	5,43	3,93	2,17
MnO	Не обн.	0,09	0,09	—
CaO	1,68	1,54	1,15	1,08
Na <sub>2</sub> O	1,27	1,27	0,68	0,93
K <sub>2</sub> O	0,12	0,07	0,24	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,34	7,48	8,11	9,72
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	11,55	11,86	10,54	8,18
Cl	0,73	0,65	—	—
CO <sub>2</sub>	Нет	0,30	0,25	Нет
C	»	0,14	0,17	0,30
Сумма	99,77	99,92	99,13	100,36
SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,5	4,7	3,0	3,0
SiO <sub>2</sub> : (Al, Fe) <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,76	3,7	2,4	2,4
<i>N<sub>g</sub>'</i>	1,536	1,530	1,540	1,562
<i>N<sub>p</sub>'</i>	1,503	1,497	1,517	1,536
<i>N<sub>g</sub>' — N<sub>p</sub>'</i>	0,033	0,033	0,023	0,026

Изученные нами ферримонтмориллониты (см. табл. 38) из коры выветривания амфиболитов Кемпирсайского гипербазитового массива в структурном отношении очень своеобразны (табл. 39).

Согласно исследованиям В. А. Дрица, все подвергшиеся анализу образцы ферримонтмориллонитов обладают межплоскостным расстоянием, вдвое большим ( $d_{001} = 29,5 \text{ \AA}$ ) обычных значений  $d_{001}$  монтмориллонитов и бейделлитов ( $d_{001} = 14 \text{ \AA}$ ). Отражение (001) сохраняет интенсивность и после насыщения образцов глицерином ( $d_{001} = 35 \text{ \AA}$ ), ионами магния ( $d_{001} = 28,8 \text{ \AA}$ ), калия ( $d_{001} = 24 \text{ \AA}$ ) и других обработок. После насыщения глицерином образца, обработанного в KCl, базальное отражение минерала

Дебаеграммы (А) ориентированных образцов ферримонтмориллонитов  
(фр. <0,001 м.м.), выделенных из элювия амфиболитов Кемпирсайского  
гипербазитового массива

Обр. 210-1г				Обр. 210-4с				Обр. 215-8б			
насыщенный глицерином		прогретый при 550°		насыщенный глицерином		прогретый при 550°		насыщенный глицерином		прогретый при 550°	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
1	34,0	—	—	8ш	35,0	—	—	8	34,0	—	—
—	—	4	19,0	—	—	5	19,2	—	—	4	19,2
10	17,7	—	—	10	17,9	—	—	10	17,7	—	—
—	—	—	—	3	13,9	2	13,1	3	14,0	2	14,1
6	8,9	10	9,6	6	9,0	10	9,7	6	9,0	8	9,6
2	7,2	—	—	5	7,2	—	—	10	7,2	—	—
4	5,9	—	—	5	5,9	—	—	2	5,9	—	—
—	—	5	4,8	1	4,8	5	4,85	1	4,85	2	4,8
5	4,46	3	4,48	5	4,50	2	4,46	5	4,50	—	—
7	3,58	—	—	6	3,58	—	—	10	3,56	—	—
1	3,35	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	3,18	10	3,20	—	—	10	3,20	—	—	10	3,20
—	—	1	3,01	—	—	—	—	—	—	—	—
5	2,98	—	—	5	2,98	—	—	5	2,98	—	—
—	—	1	2,81	—	—	—	—	—	—	—	—
1	2,74	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	2,56	2	2,54	3	2,56	1	2,54	1	2,56	1	2,56
1	2,375	—	—	1	2,35	—	—	1	2,375	—	—
1	2,252	—	—	2	2,23	—	—	—	—	—	—
—	—	2	2,15	—	—	—	—	—	—	—	—
1	2,000	2	2,00	—	—	—	—	1	2,004	—	—
—	—	2	1,920	2	1,983	2	1,923	—	—	1	1,92
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1	1,710	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1	1,685	1	1,685	2	1,694	1	1,699	1	1,650	—	—
—	—	2	1,639	—	—	—	—	—	—	—	—
3	1,507	2	1,504	4	1,504	2	1,504	4	1,502	3	1,502

увеличилось с 24 до 27 А. С помощью методики Грин-Келли (Greene-Kelly) В. А. Дрицем было установлено, что исследуемые минералы являются бейделлитами, так как в силикатных трехэтажных пакетах заряд слоев обусловлен преимущественно замещением Si на Al в тетраэдрических сетках (а не замещением в октаэдрах части Al и Fe<sup>3+</sup> на Mg<sup>2+</sup>, как в монтмориллоните).

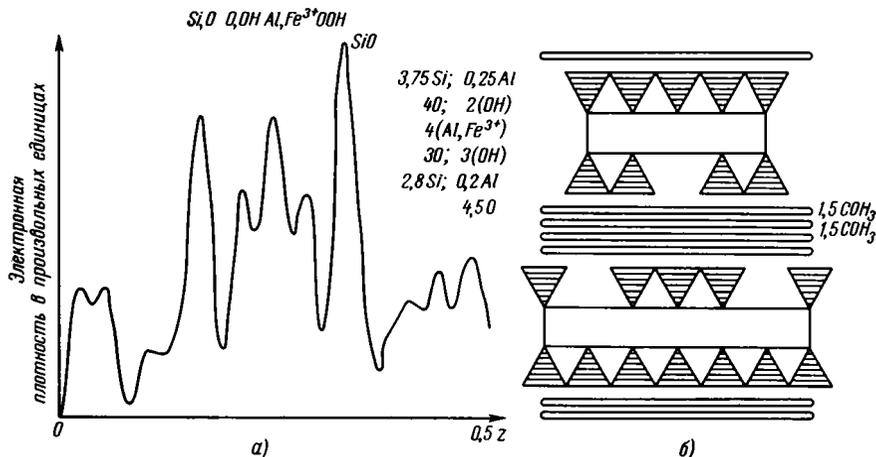
Методика заключается в следующем: образец насыщается LiCl, прокаливается при 250° С, дополнительно насыщается глицерином, затем снимается рентгенограмма с ориентированного образца. Если минерал не разбухает, то это означает, что он является монтмориллонитом, если разбухает, то — бейделлитом.

Происхождение сверхпериодического отражения с последующей целночисленной серией отражений было установлено при помощи одномерных синтезов Фурье.

Структура бейделлита состоит из совокупности трехэтажных пирофилитоподобных слоев, у которых имеются замещения Si на Al в тетраэдриче-

ских сетках. Особенность слоев состоит в том, что если октаэдрические сетки являются непрерывными, то кремнекислородные сетки с одной стороны каждого пакета дискретны, т. е. прерывисты (фиг. 4), что, в частности, объясняет эффект замещения  $K^+$ .

При воздействии на ферримонтмориллонит  $KCl$  ионы  $K$ , проникающие в межслоевые промежутки с непрерывными тетраэдрическими сетками, фиксируют слои ( $d_{001} = 10 \text{ \AA}$ ), а в межслоевых промежутках с дискретными тетраэдрическими сетками такой фиксации слоев не происходит, т. е. сохраняется способность соответствующих межслоевых промежутков к разбуханию в глицерине. В результате у насыщенных калием образцов ферримонтмориллонитов суммарный индекс базального отражения  $d_{001} = 24 \text{ \AA}$  ( $10 \text{ \AA} + 14 \text{ \AA} = 24 \text{ \AA}$ ).



Фиг. 4. Модель строения решетки ферримонтмориллонитов Кемпирсайского гипербазитового массива (по В. А. Дрицу)

Межслоевыми катионами в исследованных ферримонтмориллонитах являются магний и, возможно, кальций. Если придерживаться классификации глинистых минералов Х. Штрунца (1962), то исследованные нами глинистые продукты разрушения роговых обманок, несмотря на их бейделлитовую структуру, могут быть названы ферримонтмориллонитами, так как в формуле ферримонтмориллонита, приведенной Х. Штрунцем, алюминий входит в состав тетраэдрических сеток.

Термограмма ферримонтмориллонитового элювия амфиболитов имеет три резко выраженные термические остановки: две эндотермические при  $220-225^\circ$  и  $540-600^\circ$  и третью экзотермическую с максимумом около  $900^\circ$ . Первая низкотемпературная остановка, как и у всех минералов монтмориллонитовой группы, наиболее резко выражена. На некоторых кривых имеется и типичный для монтмориллонитов эндотермический пик около  $870^\circ$ , переходящий в высокотемпературную экзотермическую остановку (обр. 210-4). Наиболее четкие термограммы дают фракции  $< 0,001 \text{ мм}$  (см. табл. 37).

Термограмма ферримонтмориллонитов, как мы видим, отличается от термограмм глиноземистых монтмориллонитов (из бентонитовых глин) более низким положением второй эндотермической остановки: у глиноземистого монтмориллонита вторая эндотермическая остановка лежит в интервале  $650-750^\circ$ , а у ферримонтмориллонитов не поднимается выше  $550-600^\circ$ . Снижение второй термической остановки у ферримонтмориллонитов, по-видимому, связано со значительным содержанием в минерале окисного железа, изоморфно замещающего алюминий в октаэдрических

сетках, так как у нонтронитов с преобладающим содержанием  $Fe^{3+}$  в октаэдрах эта остановка имеет еще более низкое значение, обычно равное  $450^\circ$ .

Показатели преломления у ферримонтмориллонитов выше, чем у обычных монтмориллонитов из бентонитовых глин. У монтмориллонитов  $N_g$  ниже 1,54 (Грим, 1956) и меняется с изменением состава иммерсионной жидкости (в связи с поглощением органических молекул), а у ферримонтмориллонитов  $N_g = 1,56-1,54$ , т. е. лежит в пределах значений, характеризующих по Р. Гриму минералы группы бейделлита.

Пироксены ромбические и моноклинные. На Кемпирсайском гипербазитовом массиве пироксены входят в состав эпигабброноритов и габбро-амфиболитов.

Ромбические пироксены. Энстатит эпиноритов уже в низах ферримонтмориллонитовой зоны разрушается с образованием гидротитовой сетки (табл. XII, 1 и 2):



Но в тех случаях, когда энстатит эпиноритов был бацитизирован (табл. XII, 3), по баститу развиваются керолитоподобные продукты пластинчато-волокнутой структуры (табл. XII, 4). Керолитоподобные агрегаты в нижних горизонтах ферримонтмориллонитовой зоны имеют белую и индигово-синюю интерференционные окраски и  $N_m = 1,567$ . Выше по разрезу керолитоподобные агрегаты приобретают зеленоватую окраску и глинистое сложение и интерферируют в синевато-серых тонах;  $N_g' = 1,561$ ;  $N_p' = 1,555$ ;  $N_g' - N_p' = 0,006$ . В верхних горизонтах ферримонтмориллонитовой зоны керолитоподобные глинистые агрегаты сбрасывают железо и в связи с этим обесцвечиваются. Оптические свойства обесцвеченных агрегатов следующие:  $N_g' = 1,546$ ;  $N_p' = 1,540$ ;  $N_g' - N_p' = 0,006$ . Обесцвеченные керолитоподобные агрегаты (отобранные под бинокляром) дали рентгенограмму, близкую каолинитовой ( $d_{001} = 7,3 \text{ \AA}$ ).

Бацит  $\longrightarrow$  Керолитоподобный минерал  $\longrightarrow$  Глинистый зеленоватый керолитоподобный минерал  $\longrightarrow$  Глинистый обесцвеченный керолитоподобный минерал и гетит

Моноклинные пироксены. По авгиту габбро-диабазов развивается компактный криптокристаллический глинистый агрегат темно-зеленого цвета, сохранивший форму зерен замещенного минерала. Но компактные низко интерферирующие псевдоморфозы нонтронита по авгиту выше по разрезу быстро разрушаются в связи с раскристаллизацией и образованием ярко интерферирующего агрегата нонтронита чешуйчатого сложения. По диопсиду и диопсид-диаллагу габбро-амфиболитов образуется ферримонтмориллонит или нонтронит.

В коре выветривания трапшов восточной части Сибирской платформы (табл. 40) ферримонтмориллонит, образовавшийся по моноклинному пироксену, имеет следующие оптические свойства:  $N_g' = 1,520$ ;  $N_p' = 1,476$ . Так же при выветривании ведет себя и моноклинный пироксен оливковых базальтов Тургайского прогиба (см. табл. 30). Химический анализ продуктов разрушения диаллага из габбро-лабрадоритов Волынской области приведен в табл. 40. Однако, судя по повышенному содержанию в минерале  $FeO$ , не исключено, что это не ферримонтмориллонит, а гидрохлорит.

Оливин. Оливин из эпиноритов и форелленштейнов Кемпирсайского гипербазитового массива, подобно энстатиту, уже в низах ферримонтмориллонитовой зоны разрушается с образованием остаточной сетки из бурых окислов железа. Если же оливин был предварительно серпентинизирован,

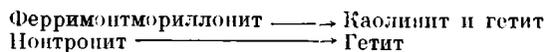
Характеристика минералов монтмориллонитовой группы, образовавшихся при выветривании пироксенов

Район	Первичный минерал	Глинистые продукты разложения первичных минералов	Химический состав (%)											SiO <sub>2</sub> :Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>		Сумма
Волынская область УССР (по Петрову, 1949)	Диаллаг (из лабрадоритов)	Нонтронит оливково-зеленый $N_{g'}=1,546$ ; $N_{p'}=1,532$ ; $N_g - N_p=0,015$ — —0,020	36,64	Следы	Не опр.	36,88	5,51	0,83	1,26	—	—	18,56	(П. п. п.)	99,69	—
Р. Укугут, Восточная часть Сибирской платформы (по Уманец, 1960)	Оливин и моноклинный пироксен из траппов	Ферримонтмориллонит $(SiO_2 : Al_2O_3 = 5,0)$ золотисто-желтый плеохроичный $N_{g'}=1,520$ $N_{p'}=1,476$ $N_{g'} - N_{p'}=$ яркое	44,19	1,25	14,83	12,48	0,84	3,43	6,07	1,15	0,65	4,46	10,65	100,0	5,3
Гогинский гипербазитовый массив, Южный Урал (по Жуйковой, 1960)	Пироксен	Нонтронит густо-зеленый $N_{g'}=1,561$ $N_{p'}=1,537$ $N_{g'} - N_{p'}=0,024$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Высокое содержание FeO в нонтроните (по диаллагу) свидетельствует о том, что минерал может оказаться гидроксидом.

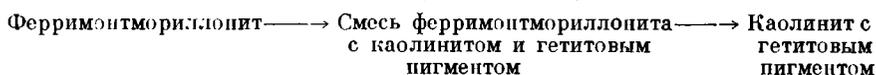


Степень обохренности конечных продуктов выветривания определяется содержанием железа в минералах ферримонтмориллонитовой зоны. Ферримонтмориллонит в процессе каолинизации разлагается с образованием каолинита и окислов железа (табл. XIII, 3), а нонтронит — одних окислов железа (см. табл. 29).



При каолинизации ферримонтмориллонита свободные гидраты глинозема не накапливаются, так как благодаря высокой кремнеземистости минералов монтмориллонитовой группы всегда имеется достаточное количество кремнезема, чтобы связать весь имеющийся в породе алюминий в молекулу каолинита.

Процесс каолинизации ферримонтмориллонитового элювия осуществляется двумя путями: непосредственным замещением ферримонтмориллонита каолинитом с попутным выделением красного железистого пигмента или с образованием красноцветных промежуточных продуктов — ферримонтмориллонит-каолинитового состава, сбросивших часть силикатного железа в виде гетитового пигмента (см. табл. 29).



Но последний процесс не имеет широкого распространения. Процесс каолинизации ферримонтмориллонита может протекать: с сохранением структуры замещенных агрегатов; с образованием чешуйчатых агрегатов и с образованием сложных псевдоморфоз, состоящих из переслаивания различно ориентированных ферримонтмориллонитовых и каолинитовых пакетов.

Первый тип псевдоморфоз наблюдался в красноцветном каолиновом элювии эпигаббро-норитов Кемпирсайского массива. Здесь каолинит сохраняет структуры замещенных им агрегатов ферримонтмориллонита. Такого типа замещения протекают как постепенное структурное преобразование. Под микроскопом хорошо видно, как кристоволокнистый агрегат ферримонтмориллонита постепенно утрачивает свойственную ему буроватую или зеленоватую окраску и яркие цвета интерференции и приобретает оптические свойства, характерные для каолинита. В связи с попутным выделением окислов железа агрегаты каолинита, замещившие ферримонтмориллонит, более или менее интенсивно пигментированы гетитом.

Сложно построенные каолинит-ферримонтмориллонитовые псевдоморфозы были встречены в продуктах выветривания роговообманкового габбро Казахского нагорья. Здесь агрегаты каолинита растут между волокнами псевдоморфоз ферримонтмориллонита по роговой обманке, образуя лентовидные сростки, ориентированные перпендикулярно волокнам ферримонтмориллонита.

Наконец, в красных каолинах габбро-диабазовых даек Кемпирсайского массива чешуйчатые агрегаты каолинита иногда развиваются в породе, не считаясь со структурой ферримонтмориллонитовых агрегатов. В этих случаях освобождающиеся в процессе каолинизации окислы железа скапливаются в промежутках между чешуйчатыми сростками каолинита. В результате структура материнской породы утрачивается полностью уже в нижних горизонтах красноцветной зоны. Но чаще сначала развиваются агрегаты каолинита, имитирующие структуру замещенных им агрегатов ферримонтмориллонита, а затем уже чешуйчатый каолиновый агрегат, стирающий реликты структуры материнских пород. В связи с этим в низах красноцветной каолиновой зоны хорошо сохраняется структура материнских пород, тогда как верхние горизонты часто бесструктурны и более или менее сильно разрыхлены.

## Красноцветные каолиновые коры выветривания хлоритизированных основных пород

Красноцветные каолиновые коры выветривания, образовавшиеся на хлоритизированных основных породах или на более древнем гидрохлоритовом элювии основных пород, согласно литературным данным, имеют в основании разреза дополнительную гидрохлоритовую зону, которая вверх по разрезу переходит в ферримонтмориллонитовую.

Примером кор выветривания данного типа могут служить коры выветривания зеленокаменно-измененных пород Учалинского медноколчеданного месторождения Южного Урала (Гинзбург и Писемский, 1962), хлоритизированных диоритов Орской депрессии (Черняховский, 1963) и допалеогеновая кора выветривания Кызыровского рудника Тургайского прогиба (Михайлов и Петровская, 1959).

В таких корах ферримонтмориллонит развивается не по темноцветным минералам основных пород, а по хлоритам (табл. 42), заместившим эти минералы в процессе регионального метаморфизма (хлориты) или в предшествующий период химического выветривания (гидрохлориты). Ферримонтмориллонит вверх по разрезу, в свою очередь, разлагается с образованием каолинита и гетита.

В коре выветривания диоритов Орской депрессии (Черняховский, 1963) ферримонтмориллонитовый элювий образовался за счет более древнего гидрохлоритового элювия диоритов, что хорошо доказывается монтмориллонитизацией не только гидрохлоритов, заместивших роговую обманку,

Хлорит	→	Гидрохлорит	→	Гидрохлорит	→	Ферримонтмориллонит
(по роговой обманке)		темно-зеленый		буро-зеленый монтмориллонитизи- руемый		оливково-зеленый
$Nm = 1,650$ $Ng - Np = \text{низкое}$		$Nm = 1,597$ $Ng - Np = \text{более}$ $\text{высокое}$		$Nm = 1,585 -$ $-1,555$		$Ng' = 1,546, Np' = 1,531$ $Ng' - Np' = 0,015$

но и каолинизированных зерен плагиоклаза (табл. 43). Интересно, что кремнезем, необходимый для превращения каолинита в монтмориллонит, по данным А. Г. Черняховского, не привносится извне, а пополняется за счет внутренних ресурсов породы — кремнекислоты, освобождающейся в процессе монтмориллонитизации альбита и хлорита.

Процесс ферримонтмориллонитизации хлоритов и гидрохлоритов в коре выветривания диоритов Орской депрессии сопровождался значительным выносом  $MgO$  и переходом части силикатного закисного железа в окисную форму ( $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ ), часть же закисного железа, по-видимому, уходила в раствор.

В коре выветривания регионально метаморфизованных диабазов Учалинского медноколчеданного месторождения, по данным И. И. Гинзбурга и Г. В. Писемского (1962), монтмориллонитизации подвергаются и гидрослюда, развившиеся по серициту, заместившему при региональном метаморфизме полевые шпаты (табл. 44).

Серицит → Гидрослюда → Монтмориллонит → Каолинит

Необходимо подчеркнуть, что продукты разрушения хлоритовых минералов по рентгеновским и оптическим данным часто трудно отличимы от ферримонтмориллонитов, так как гидрохлориты, в отличие от хлоритов, часто имеют повышенную интерференционную окраску (джеффферизиты) и разбухающую решетку (Бриндли, 1965б и др.).

Критерием для разделения гидрохлоритов и ферримонтмориллонитов иногда может служить содержание в породе  $MgO$  и  $FeO$ , так как ферримонтмориллониты бедны  $MgO$  и не содержат  $FeO$ , а гидрохлориты, напротив, богаты  $MgO$  или  $MgO$  и  $FeO$  одновременно. Но по химическим

Характер стадийного разложения хлоритовых минералов, заместивших роговые обманки в красноцветных каолиновых корках выветривания

Район	Порода	Первичные минералы	Продукты выветривания			
Высокополье Никопольского р-на (по Куковскому, 1963, стр. 99)	Кора выветривания амфиболитов	Роговая обманка → или актинолит └───────────┘	Гипергенный хлорит → ( $d_{001} = 14,07 \text{ \AA}$ $d_{060} = 1,536 \text{ \AA}$ ) Гидролюда ( $d_{001} = 10 \text{ \AA}$ ) $Nm = 1,540-1,543$ ; $Ng - Np$ — высокое Плеохроизм слабый	Гидрохлорит → $d_{001} = 14,86 \text{ \AA}$ $d_{060} = 1,507 \text{ \AA}$	Монтмориллонит → $d_{001} = 16,5 \text{ \AA}$ $d_{060} = 1,498 \text{ \AA}$	Каолинит и окислы Fe
Верховцевско-Сурская магнитная аномалия (по Куковскому, 1963)	Кора выветривания амфиболитов	Актинолит →	Хлорит → └───────────┘	Джефферизит → └───────────┘	Нонтронит → Монтмориллонит →	Окислы железа Каолинит и окислы железа
Галещинское месторождение Кременчугского района (по Доброхотову, 1963)	Окисленные железистые кварциты	Амфибол →	Гипергенный хлорит → └───────────┘ (шамозит с пакетами в 14 и 7 Å) $Nm \approx 1,595$ ; богат $Fe_2O_3$ $d_{001} = 14,8 \text{ \AA}$ Разрушается при $t = 600^\circ$	→	Монтмориллонит →	Каолинит
Украинский кристаллический массив (по Куковскому, 1961a)	Основные породы	Амфибол → ↓ Гидротермальный хлорит →	Гипергенный хлорит → └───────────┘ Гипергенный хлорит →	→	Монтмориллонит → Монтмориллонит →	Каолинит Каолинит
	Ультраосновные породы	Амфибол →	→	→	Нонтронит и монтмориллонит	—

**Характеристика профиля выветривания диоритов р. Котынадыр  
(по Черняхов**

№ обр.	Порода	Характеристика породы	Минеральный состав	Химический			
				SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
18-5	Монтморилло-нитизированный хлоритизированный диорит	Синева-зеленая с реликтовой структурой материнской породы	Кварц Монтмориллонит: $N_{g'} = 1,552 - 1,554$ ; $N_{p'} = 1,537 - 1,528$ ; $N_{g'} - N_{p'} = 0,015 - 0,026$ Гидрохлорит (остаточный) Каолинит (остаточный) Лейкоксен	48,50	2,19	20,35	10,43
18-8	Хлоритизированный и частично-монтмориллонитизированный диорит (зона дезинтеграции)	Несколько разрыхленная травяно-зеленого цвета	Кварц Монтмориллонит (по альбиту и каолиниту) Хлорит: $N_m = 1,650$ Гидрохлорит: $N_m = 1,597$ (по роговой обманке) Лейкоксен (по пльмениту)	45,30	1,54	16,92	10,37
18-10	Свежий диорит	Средне- или мелкозернистая темного зеленого цвета	Кварц Альбит: $N_m = 1,537$ Роговая обманка Пльменит	48,62	1,41	15,34	3,79

анализам этот вопрос решить трудно, хотя бы потому, что в элювии могут присутствовать оба минерала одновременно. Так, например, продукты выветривания амфиболитов Широковского района Среднего Приднепровья (Басс, 1964) обнаруживают низкий процент MgO при значительном содержании FeO (табл. 45). Низкое содержание MgO, как мы знаем, характерно для ферримонтмориллонитов, а повышенное содержание FeO, напротив, говорит в пользу гидрохлоритов.

По Е. Г. Куковскому (1963), нижние горизонты монтмориллонитовой зоны в данном разрезе сложены хлоритами (табл. 46), а Ю. Б. Басс считает зону целиком монтмориллонитовой (см. табл. 45). Н. А. Лисицына (Лисицына и Пастухова, 1964), изучавшая этот разрез позднее, присоединилась к точке зрения Ю. Б. Басса.

Переход гидрохлоритов и хлоритов в ферримонтмориллонит совершенно не изучен и требует дополнительных исследований.

#### БЕЛОЦВЕТНЫЕ КАОЛИНОВЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

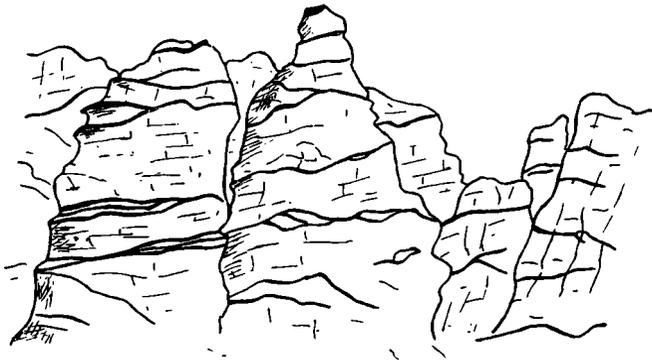
Белоцветные каолиновые коры выветривания основных пород имеют профиль следующего строения (разрез сверху вниз):

- 1) белые каолины;
- 2) ферримонтмориллонитовый или гидрохлоритовый элювий;
- 3) слабо выветрелые породы;
- 4) основные породы.

Орской депрессии Южного Урала  
скому, 1963)

состав (%)									SiO <sub>2</sub> :Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Термограммы
FeO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	CO <sub>2</sub>	Сумма		
1,63	0,55	1,78	0,26	0,37	7,15	6,85	Нет	100,06	4,0	<p>Ферримонтмориллонитизированный гидроклорит 195 575 860 915</p>
5,50	1,85	4,62	1,31	0,91	6,55	5,37	0,18	100,42	4,5	<p>Гидроклорит 180 895 570</p>
10,41	5,01	6,00	4,58	0,24	3,72	0,50	0,16	99,78	5,4	—

От красноцветных каолиновых кор выветривания такие коры отличаются лишь отсутствием гетитового пигмента в верхнем каолиновом горизонте. Обеленность верхней каолиновой зоны может быть как первичной, так и вторичной. При вторичном обелении красных каолинов гетитовый пигмент или целиком выносится из породы, или стягивается в жилы (фиг. 5) и гнезда красного железняка почковидного сложения, достигающие иногда мощности 1—1,5 м. Такого типа жилы, например, широко развиты



Фиг. 5. Столбы размыва в коре выветривания кембрийских песчаников с каркасом из лимонитовых жил по р. Кызылсу у пос. Красивого в Северном Казахстане

**Характеристика продуктов выветривания регионально метаморфизованных диабазов**  
(по Гинзбургу,

№ обр.	Порода	Минеральный состав	Оптические свойства глинистых компонентов	Характер стадийных преобразований	Химический		
					SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
157	Плотная глинистая фиолетово-красного цвета порфирированной структуры	Каолинит, монтмориллонит, гидрослюда, гидрогетит, кварц и эпидот (редко)	Монтмориллонит $Nm = 1,558$ ; $Ng - Np = 0,005 - 0,018$	Серицит ↓ гидрослюда ↓ монтмориллонит ↓ каолинит	39,56	1,50	36,59
128	Каолинизированный диабазовый мандельштейн	Каолинит, гидрослюда, гидрогетит (по железистым карбонатам и цветным минералам), кварц и опал	Гидрослюда $Ng = 1,589 - 1,572$ $Np = 1,561$ ; $Ng - Np = 0,006$ ;		45,64	0,84	19,84
129	Сильно выстrelая с каолинизированными вкраплениями плагиоклаза	Каолинит, гидрогетит, кварц, опал	Гидрохлорит $Nm = 1,589 - 1,608$ $Ng - Np = 0,008 - 0,012$		49,33	0,40	26,44
126	Слабо разложённые диабазы	Альбит, серицит, хлорит, гематит, актинолит и др.			53,37	0,38	20,09
58	Диабаз	—			50,64	0,80	19,15

среди белых каолинов Пришимской части Казахского нагорья (Разумова, 1956). Жилы красного железняка нередко спускаются и ниже в ферримонтмориллонитовую зону, а местами штокверковому ожелезнению подвергаются и слабо выветрелые породы подошвы коры выветривания.

В обеленных красноцветных каолиновых корах выветривания основных пород низы каолиновой зоны нередко еще сохраняют первичную красную окраску. Выше по разрезу красная окраска постепенно бледнеет или сменяется пестрой (пятнистая зона начального обеления), в то время как верхние горизонты разреза уже полностью обелены. Обеление наступает тем быстрее, чем слабее были окрашены нижние горизонты зоны, т. е. чем беднее железом были материнские породы (Гинзбург и Писемский, 1962).

Белые каолины развиваются и в подошве угленосных и лигнитоносных отложений, по-видимому, под влиянием фильтровавшихся сверху, богатых органическими кислотами вод. В этих случаях в обеленной каолиновой толще развиваются узелки и желваки сидерита. Обеленные каолины с сидеритом характерны для доюрской и доальбской коры выветривания Тургайского прогиба (Михайлов и Петровская, 1959; табл. 47).

Учалинского медноколчеданного месторождения на Южном Урале  
Писемскому, 1962)

состав (%)															
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	CO <sub>2</sub>	BaSO <sub>4</sub>	BaO своб.	SO <sub>3</sub> (своб.)	S	Сумма	SiO <sub>2</sub> : :Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
11,80	Нет	0,03	2,58	0,12	1,30	0,34	3,64	2,28	0,11	0,61	Нет	0,22	Нет	100,68	1,83
19,20	0,11	0,015	0,62	0,49	1,07	0,30	8,82	1,88	0,12	—	—	0,09	0,09	99,12	3,92
11,42	0,11	0,25	1,69	0,74	1,78	1,45	5,30	1,20	0,16	0,30	Нет	0,13	0,10	100,80	3,17
11,49	1,65	1,06	1,56	3,88	1,22	1,40	4,12	0,48	0,10	0,11	0,43	0,34	Нет	101,68	4,51
9,12	1,24	0,05	5,08	2,50	2,00	1,86	4,58	2,48	0,10	0,46	Нет	0,15	0,02	100,23	4,49

Отбеливающее каолиновое выветривание протекает и при серноокислом выветривании в условиях кислой среды. Кислые растворы уносят в нижние горизонты растворимые соединения железа вместе с кремнеземом. В результате развиваются обеленные толщи каолина, почти совершенно лишенные железа.

В корах выветривания основных пород с первичной белоцветной каолиновой зоной наряду с жилами красного железняка присутствуют жилы вторичного кварца, так как при отбеливающем каолиновом выветривании ферримонтмориллонитового элювия основных пород выносятся значительные массы кремнезема.



В случае же образования белых каолинов по гидрохлоритовому элювию основных пород, кроме окисного железа и кремнезема, иногда выносятся магний, закисное железо и частично алюминий.

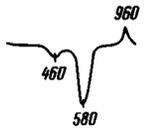
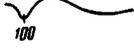
Характеристика пород профиля выветривания амфиболитов и бокситов одной из скважин Широковского района Среднего Преднепровья  
(по Бассу, 1964)

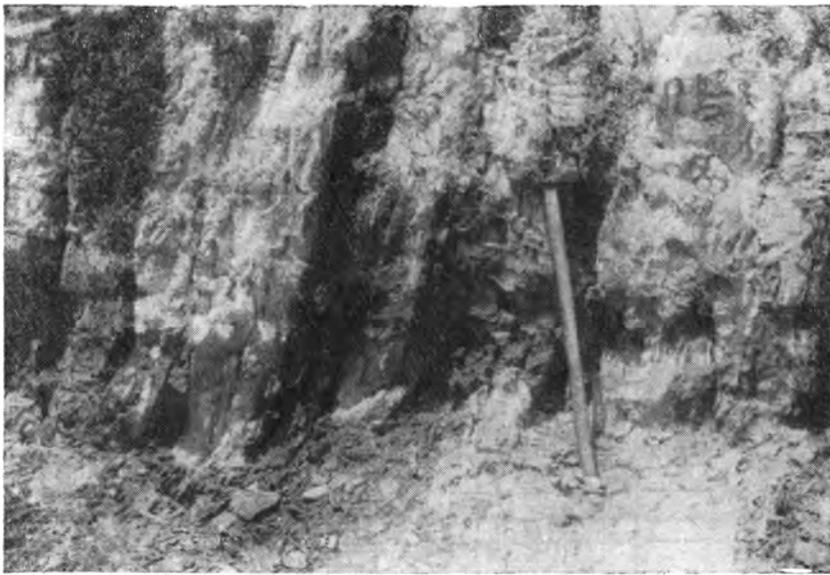
Глубина (м)	Порода	Характеристика и минеральный состав пород	Химический состав (%)											SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П.п.п.	Сумма	
95,0	Боксит	Бурые каменистые породы со слабо выраженной бобовой структурой	9,14	3,22	42,59	20,24	—	0,13	0,16	—	—	23,25	98,73	0,36
96,5	Боксит		6,82	2,61	30,81	40,48	—	0,11	0,14	—	—	18,8	99,77	0,38
97,0	Бокситовая	Слабо пластичные породы равномерно бурого или красно-бурого цвета с тонко-дисперсными выделениями или стяжениями гиббсита	8,60	2,31	21,4	51,20	—	—	—	—	—	16,1	99,61	0,68
98,2	Каолин железистый	Роговая обманка → Монтмориллонит → Каолинит и гидрогетит	26,56	2,01	25,36	29,37	1,99	0,97	1,33	—	—	12,2	99,79	1,80
116,0	То же	Плагиоклаз → Монтмориллонит → Каолинит → Каолинит	36,24	1,13	30,05	17,65	1,31	0,83	1,02	—	—	11,94	100,17	2,0
126,0	Монтмориллонитовая	Хлорит → Каолинит	46,24	0,96	20,45	18,05	1,21	0,96	1,21	—	—	10,82	99,90	3,8
133,0	Амфиболит	Биотит → Каолинит	49,34	0,88	17,06	5,20	6,72	7,43	6,93	—	—	5,73	99,29	4,9
—	Амфиболит выветрелый	—	50,83	0,73	17,28	10,11	3,37	3,59	3,30	0,31	0,42	7,55	99,93	5,0
—	Амфиболит свежий	—	45,68	1,89	13,18	0,97	16,24	8,69	9,45	0,95	0,44	2,38	99,87	5,9

Примечание. Общая мощность коры выветривания до 60—70 м.



Характеристика продуктов выветривания базальтов Убаганского района Тургайского прогиба (доюрская кора выветривания)  
(по Михайлову и Петровской, 1959)

Зоны профиля коры выветривания	Литологическая характеристика	Объемный вес, г/см <sup>3</sup>	Химический состав (%)											Термограммы	Характерные минеральные преобразования	
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	П.п.п.			Сумма
Каолинистая (почти не сохранилась)	Каолины с сидеритом	1,69	45,65	3,93	33,38	2,41	0,78	0,03	0,98	0,76	—	0,46	11,72	100,10		Плагиоклаз → → Каолинит и соссурит → → Каолинит
Ферримонтмориллонитовая 5—10 м	Глинистые породы светло-серого цвета	1,71	47,90	1,90	22,65	4,50	5,90	0,29	1,40	0,80	1,10	1,20	13,05	100,60	—	Пироксен и оливин → Ожелезистые глинистые агрегаты
Карбонатизированных базальтов 2—4 м	Породы темно-серого цвета с кальцитовыми прожилками	2,33	28,88	1,22	10,47	4,44	3,19	0,17	22,98	0,98	0,64	0,79	15,62	99,38		Стекло → Хлорит → Ферримонтмориллонит
Базальты оливиновые свежие и выветрелые	Породы темно-серого цвета	2,71	50,78	1,88	17,12	7,73	3,48	0,1	8,03	3,93	3,60	0,5	1,89	99,01		Плагиоклаз, пироксен, оливин, стекло



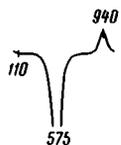
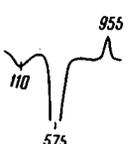
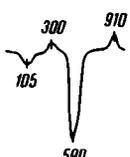
Фиг. 6. Белая каолиновая кора выветривания на красных аргиллитах франского яруса по р. Акжар (верховья р. Аштастытургай) в Северном Казахстане

Т а б л и ц а 48

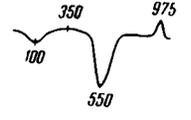
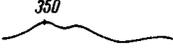
Характеристика продуктов выветривания глин морского палеогена Тургайского прогиба (по Михайлову, 1954)

Порода	Химический состав (%)											SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	П.п.п.		Сумма
Глины каолиновые, желтовато-белые со слабо выраженной реликтовой листоватой отдельностью, 2—4 м	54,76	1,44	30,60	1,49	0,24	0,01	0,04	0,72	1,03	0,70	9,93	100,96	3,0
Глины монотермитовые желтовато-серые с пятнами охристо-желтого цвета и реликтовой листоватой отдельностью, 10—15 м	53,28	0,95	27,89	4,42	0,43	0,04	0,17	1,13	1,35	1,11	9,94	100,71	3,3
Глины бейделлитовые зеленовато-серые листоватые с пиритом, мельниковитом и сидеритом	53,94	0,92	23,51	6,19	1,57	0,05	0,22	2,01	1,83	0,87	9,43	100,54	3,9

Характеристика профиля выветривания зеленых лептохлоритовых глин р-т-лейаса Орской депрессии  
(по Черняховскому, 1963)

№ обр.	Порода	Оптическая характеристика	Химический состав (%)														Термограмма	Рентгеновская характеристика (Å)	
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CuO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	CO <sub>2</sub>	C	Сумма			SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
214	Каолинизированная лептохлоритовая глина	Каолинит $N_{g'} = 1,570$ $N_{p'} = 1,567$ $N_{g'} - N_{p'} = 0,003$	43,06	1,16	36,79	1,61	0,53	0,48	0,08	0,42	0,42	12,25	3,03	Нет	0,08	99,91	1,99		$d_{001} = 7,2$ $d_{060} = 1,487$
216	Окисленная лептохлоритовая глина	Окисленный серпентин-хлорит $N_{g'} = 1,579$ $N_{p'} = 1,573$ $N_{g'} - N_{p'} = 0,006$	42,13	1,55	34,65	4,04	1,20	0,41	0,14	0,30	0,54	12,04	2,83	Нет	0,15	99,98	2,06		$d_{001} = 14,9$ $d_{060} = 1,482$
217	Лептохлоритовая глина	Серпентин-хлорит $N_{g'} = 1,595$ $N_{p'} = 1,588$ $N_{g'} - N_{p'} = 0,007$	38,45	1,32	30,28	3,54	7,51	0,17	0,14	0,39	0,42	11,52	3,52	Нет	0,10	100,36	2,16		$d_{001} = 13,4$ $d_{060} = 1,480$ Смешанно-слоистый минерал со слоями хлоритового и шамоантового типа

Характеристика профиля белоцветной каолиновой (рэт-лейасовой) коры выветривания пермских песчаников Мангышлакского западного Каратау у пос. Шегне  
(по Черняховскому, 1966)

Порода	Минеральный состав	Разновидности пород	Химический состав (%)				Термограммы Фр. <0,001 мк
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
Песчаники каолинизированные белые, маркированные с жилами кварца	Кварц и гидратированный мусковит в каолининовом агрегате Каолинит: $Ng' = 1,576$ $Np' = 1,570$ $Ng' - Np' = 0,006$	Песчаники каолинизированные	47,99	0,84	0,28	1,54	
		Осветленные рыхлые песчаники	39,65	0,48	0,44	3,65	—
Песчаники осветленные вдоль трещин с жилами кварца и красного железняка	Кварц Полевые шпаты Гидробиотит (по биотиту) Джеффферизит (по хлориту) $Ng' = 1,600$ ; $Np' = 1,582$ ; $Ng' - Np' = 0,018$	Осветленные участки	37,11	0,37	1,22	3,06	
		Буровато-серые неизмененные участки	32,60	0,44	0,96	11,90	
Песчаники красные зеленые и бурозеленые	Кварц, полевые шпаты, биотит, мусковит Цемент хлоритовый $Ng' = 1,579$ ; $Np' = 0,576$ ; $Ng' - Np' = 0,003$ с гематитовым пигментом	—	—	—	—		

По парагенезу минералов каолиновые коры могут быть размещены в следующий ряд.

Красные каолины (окислы железа в виде пигмента) —→ Белые каолины с жилами красного железняка —→ Белые каолины —→ Белые каолины с сидеритом —→ Белые каолины с пиритом

Первые два типа каолиновых кор выветривания, очевидно, образуются в кислой окислительной среде, а два последних — в кислых восстановительных условиях.

Характерно, что отбеливающим каолиновым выветриванием часто бывают захвачены и осадочные породы: глины и аргиллиты ферримонтмориллонитового, гидрослюдистого и хлоритового состава, аркозовые и полимиктовые песчаники и т. д. (фиг. 6). Примером может служить белоцветный каолиновый элювий на бейделлитовых глинах чеганской свиты Тургайского прогиба (Бер, 1954; Михайлов, 1954; табл. 48), на лептохлоритовых глинах рэт-лейаса Орской депрессии (Черняховский, 1963; табл. 49) и на пермских песчаниках с хлоритовым цементом Мангышлакского Каратау (Черняховский, 1966; табл. 50).

Белые каолиновые коры осадочных пород лишены зонального строения, так как роль промежуточной зоны здесь играют сами материнские породы гидрхлоритового, ферримонтмориллонитового или гидрослюдистого состава. Только граувакки, состоящие из обломков основных эффузивов, дают полный зонально построенный профиль, как и основные породы.

Таким образом, отбеливающее каолиновое выветривание осуществляется в кислой среде при наличии органических или минеральных кислот. Установлено, что белая каолиновая кора выветривания Казахского нагорья образовалась в олигоцене в условиях умеренного гумидного климата (Заклинская, 1963; Разумова, 1961).

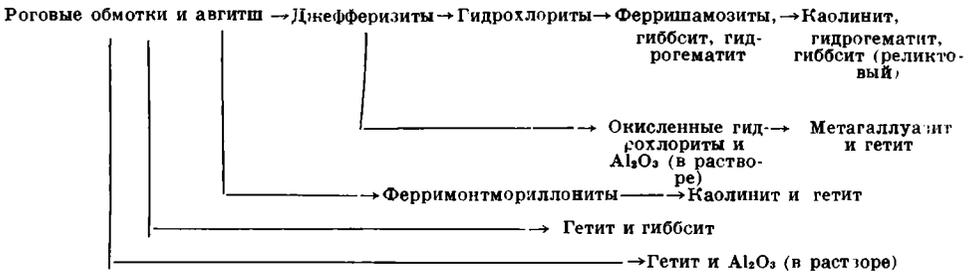
## Глава V

### ВЛИЯНИЕ УСЛОВИЙ СРЕДЫ НА ХОД ПРОЦЕССОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В корах выветривания основных пород тип элювия, как мы уже видели, определяется поведением темноцветных минералов, так как полевые шпаты во всех случаях разлагаются с образованием одних и тех же вторичных глинистых продуктов, а именно каолинита с монтмориллонитом на промежуточной стадии или метагаллуазита.



Состав же продуктов выветривания темноцветных минералов значительно более разнообразен, так как поведение MgO и FeO, входящих в состав темноцветных минералов, резко меняется с изменением условий формирования коры выветривания.



Физико-географическая среда (климат), точнее количество и режим поступающих в зону выветривания атмосферных осадков, определяют степень выщелоченности пород, а следовательно pH среды зоны выветривания и тем самым и характер вновь образующихся минеральных ассоциаций.

В отличие от обогащенных темноцветными минералами основных пород в кислых и богатых полевыми шпатами основных породах ведущую роль играют щелочи и кальций. Поэтому характер выветривания кислых и лейкократовых основных пород существенно отличается от характера выветривания основных пород, богатых темноцветными минералами (табл. 51).

В плохо дренированных корах выветривания, развитых на изверженных породах, богатых катионами металлов, реакция среды (pH) может быть щелочной. При обильном поступлении органического вещества щелочная реакция среды усиливается, так как органические кислоты относительно слабые, а их щелочные и щелочноземельные соли дают щелочную реакцию. В то же время, по мнению Ф. К. Лоуэнэна (1964), органическое вещество не может быть причиной низких значений pH в зоне выветривания, скорее кислотная природа органического вещества вызывается удалением металлических катионов. В этом отношении pH зоны выветривания является функцией степени выщелоченности пород. Восстановительная способность различных сред при выветривании силикатных пород регулируется

**Изменение состава продуктов выветривания в зависимости от преобладания лейкократовых или меланократовых компонентов в габброидах Кемпирсайского гипербазитового массива**

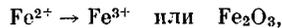
	Породы	
	Зоны профиля коры выветривания	Красные каолины
	Ферримонтмориллонитовый элювий	Галлуазитовый элювий
	Слабо выветрелые породы	Слабо выветрелые породы
Материнские породы	Эпигаббро-нориты, богатые темноцветными минералами	Форелленштейны (оливиновое эпигаббро, бедное темноцветными минералами)

Примечание. См. табл. 36 и 37.

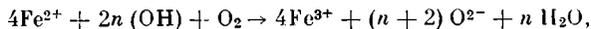
в основном присутствием или отсутствием органического вещества и доступностью атмосферного кислорода. Органическое вещество благодаря его легкому окислению в двуокись углерода—сильный восстановитель, атмосферный кислород—главный окислитель. Температура влияет как на скорость химических реакций, так и на скорость разложения органического вещества.

При выветривании основных пород, пока из породы не вынесены щелочи и кальций, магний малоактивен, но когда более сильные основания удалены, то ведущая роль переходит к магнию. Магний — это наиболее растворимый после  $R_2O$  и  $CaO$  компонент.

В процессе выветривания окислительно-восстановительный потенциал определяет степень окисления  $FeO$ ,



а ионы магния — щелочность среды и поведение таких инертных катионов, как железо и алюминий. Пока в решетке минерала присутствуют ионы магния, железо сохраняется в закисной форме. Если же  $MgO$  уходит из решетки алюмосиликата, то железо сейчас же начинает окисляться. При этом, если в растворе присутствуют ионы магния (среда щелочная), то процесс окисления протекает с сохранением окисленного железа в силикатной решетке ( $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ ). Если же магний уже вынесен и среда в связи с этим приближается к нейтральной или становится слабокислой, окисление силикатного железа ведет к немедленному его выделению в свободной окисной форме ( $Fe^{2+} \rightarrow Fe_2O_3$ ). По данным Аддисона и Шарпа (Addison a. Sharp, 1962), механизм окисления железа в гидратированных силикатах может быть выражен общим уравнением:



где  $n$  может изменяться.

Окисление происходит только на поверхности минерала и в дальнейшем поддерживается миграцией протонов и электронов в кристалле. Неокисляемые ионы, так же как  $Mg^{2+}$  и  $Al^{3+}$  и вода, образующаяся во время окисления, препятствуют окислению. Если вода задерживается в системе, то процесс окисления останавливается, если же вода уходит (испарение), процесс окисления (при том же парциальном давлении кислорода) продолжается дальше. Таким образом, вода, необходимая для выноса катионов, при обильном ее содержании задерживает окисление. Отметим, что удаление двухвалентных катионов (вынос  $MgO$  и окисление  $FeO$ ) в свою очередь влечет

за собой удаление, вместе с частью кремнезема, и алюминия из четверной координации. Интересно, что при накоплении в корах выветривания глинозема решающее значение имеет не абсолютное содержание в минерале алюминия, а степень насыщения минерала кремнеземом, т. е. отношение  $R_2O + RO + R_2O_3$  к  $SiO_2$ . Понятно, что для накопления гибbsiteа наиболее перспективны минералы, недосыщенные кремнеземом, т. е. минералы, у которых сумма окислов превышает или равна количеству кремнезема:  $R_2O + RO + R_2O_3 \geq SiO_2$ . К таким минералам относятся, в первую очередь, хлориты, затем роговые обманки и авгиты.

У минералов, недосыщенных кремнеземом в процессе выветривания, протекающем всегда с выносом  $R_2O$ ,  $RO$  и части  $SiO_2$ , легко возникает избыток  $R_2O_3$ . При этом, если отношение  $SiO_2 : Al_2O_3$  в выщелоченных продуктах опускается ниже 2 (ниже отношения, необходимого для образования каолинита —  $2 SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot 2 H_2O$  — конечного продукта выщелачивания большинства алюмосиликатов), то из решетки гидросиликата уходит и избыток алюминия. В результате ионы алюминия, не использованные в момент выделения на перестройку решетки, переходят в раствор и в зависимости от щелочности среды (определяющейся наличием или отсутствием ионов  $Mg$  в растворе) или высаживаются здесь же в элювии, вместе с окислами железа (магний выщелочен, среда нейтральная), в виде гибbsiteа или уносятся водным потоком вниз по разрезу (щелочная или слабокислая среда), где иногда фиксируются в малоизмененных породах, приводя к образованию гибbsiteизированных пород.

Таким образом, дифференциальное поведение  $MgO$  и  $FeO$  темноцветных минералов основных пород в зависимости от гидродинамического режима и степени аэрации зоны выветривания (определяющих  $pH$  и  $Eh$  среды), приводит к тому, что процесс выветривания основных пород принимает различное направление. В результате одни и те же породы, но в различных физико-географических (климатических) условиях разлагаются с образованием совершенно различных по составу продуктов выветривания (табл. 52).

Уже на начальных этапах выщелачивания на одних и тех же породах в зависимости от окислительно-восстановительного потенциала и щелочности среды в зоне выветривания могут возникнуть четыре различных по составу типа элювия.

1. Если среда щелочная восстановительная, то в глинистый элювий переходят  $MgO$  и  $FeO$  основных пород, что приводит к образованию гидрхлоритового элювия.

2. В щелочной окислительной среде закисное железо темноцветных минералов основных пород в процессе интенсивного выноса  $MgO$  сразу же окисляется до окисного, но с сохранением его в силикатной решетке. Соответственно вместо гидрхлоритового элювия развивается ферримонтмориллонитовый элювий, лишенный  $FeO$  и с низким содержанием  $MgO$ .

3. Если же среда окислительная, близкая к нейтральной, то по основным породам развивается охристый элювий гибbsite-гетитового состава.

4. Наконец, со слабокислой окислительной средой связано образование гетит-метагаллуазитового элювия, в котором гетит замещает пироксены и амфиболы, а метагаллуазит — плагиоклазы.

Таким образом, в восстановительных щелочных условиях закисное железо железо-магнезиальных алюмосиликатов (пироксенов и роговых обманок) сохраняется в неокисленном виде и соответственно в гидросиликат, псевдоморфно замещающий первичные минералы, переходит весь набор катионов:  $Mg$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  и  $Al$ , что приводило к образованию хлоритов — наиболее сложных по составу и строению гидросиликатов четырехэтажной структуры. В хлоритах значительная часть кремния тетраэдрических слоев замещена алюминием, а октаэдрические слои укомплектованы одновременно двух- и трехвалентными катионами.



В щелочных окислительных условиях закисное железо железомagneзиальных алюмосиликатов окисляется до окисного с сохранением его в силикатной решетке, в связи с этим закисное железо выбывает из числа двухвалентных катионов, переходящих в гидросиликат. Поэтому в щелочной окислительной среде по богатым Mg и Fe алюмосиликатам кристаллических пород развивается ферримонтмориллонит — гидросиликат трехэтажной структуры с октаэдрическими сетками, укомплектованными главным образом трехвалентными катионами: Al и Fe<sup>3+</sup>. Магний же переходит в гидросиликат только в очень небольших количествах, необходимых для уравнивания в решетке ферримонтмориллонита крупных ионов Fe<sup>3+</sup> (в виде дополнительного катиона, заполняющего пустоты диоктаэдрической сетки и межслоевого катиона). Интересно, что на постройку решетки ферримонтмориллонита используется не только окисное железо, присутствующее в первичном силикате, но и окисное железо, образующееся в процессе окисления силикатного закисного железа (Fe<sup>2+</sup> → Fe<sup>3+</sup>).

По экспериментальным данным Нолля (Noll, 1936a, б), для образования минералов монтмориллонитовой группы необходима щелочная среда и присутствие электролитов, причем присутствие магния важнее, чем величина pH раствора. Хаузер и Рейнольд (Hauser, Reynolds, 1939) показали, что колебание pH и состава раствора в присутствии Mg(OH)<sub>2</sub> может быть значительно шире, чем в присутствии щелочей и щелочных земель. Такая зависимость, по-видимому, обусловлена тем, что Mg-ион обеспечивает подвижность других катионов.

Ферримонтмориллониты по сравнению с другими глинистыми минералами богаты кремнеземом.

Выше было показано, что ферримонтмориллонит, выделенный из продуктов выветривания амфиболитов Кемпирсайского гипербазитового массива Южного Урала (см. стр. 76), имеет необычную для монтмориллонита, усложненную элементарную ячейку, состоящую из двух структурных ферримонтмориллонитовых пакетов ( $d_{c1} = 28 \text{ \AA}$ ), в которых часть кремния тетраэдров замещена на алюминий (у обычных монтмориллонитов элементарная ячейка состоит из одного структурного пакета с  $d_{01} = 14 \text{ \AA}$ ).

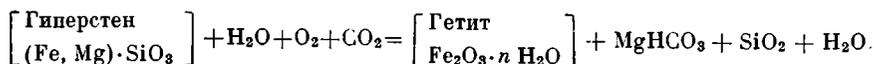
В тех же случаях, когда в первичной породе отсутствует закисное железо, как, например, в хлоритовых породах Кемпирсайского гипербазитового массива (табл. 53) или в хлоритовых сланцах свиты имандра-варзуга Кольского полуострова (Афанасьев, 1963, табл. 54), образования ферримонтмориллонита не происходит, несмотря на присутствие в породе силикатного окисного железа в количествах, достаточных для образования ферримонтмориллонита. В этом случае процесс выщелачивания ограничивается частичным выносом MgO и превращением хлоритов в гидрохлориты. Очевидно, присутствие закисного железа, сильно расшатывающего решетку при окислении, необходимо для перестройки хлоритовой решетки в ферримонтмориллонитовую.

Наконец, в окислительной нейтральной и слабокислой среде железомagneзиальные алюмосиликаты полностью разлагаются с сохранением на месте остаточного гетитового каркаса. В этом случае в раствор уходят, кроме закисного и окисного железа, все катионы, в том числе и алюминий. При этом, если среда нейтральная, алюминий высаживается здесь же в элювии, образуя псевдоморфозы гиббсита по плагиоклазу (гиббит-гетитовый элювий), а при слабокислой среде уходит вниз по разрезу и высаживается в подошве коры выветривания, по-видимому, в связи с нейтрализацией кислых вод (гетит-метагаллуазитовый элювий), а полевые шпаты замещаются метагаллуазитом.

В отличие от роговых обманок и авгитов такие богатые железом алюмосиликаты, как эпидот и магнезиально-железистые силикаты (оливин, гиперстен, актинолит и др.), в связи с отсутствием или незначительным со-

№ обр.	Порода	Минеральный состав	Оптические свойства хлорита (Фр. < 0,001 мм)	Химический					
				SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO
115-6	Каолинизированный гидрохлорит (из зоны охр)	Чешуйчато-волоконистый агрегат каолинита с остаточными пятнами зеленого гидрохлорита	$N_{g'} = 1,570$ $N_{p'} = 1,564$ $N_{g'} - N_{p'} = 0,006$	44,69	0,32	27,54	6,96	0,26	2,84
204-5	То же	—	Бесцветные чешуйки, пигментированные гетитом $N_{g'} \approx 1,576$ $N_{p'} \approx 1,562$	40,27	Нет	21,65	9,49	0,25	5,10
204-9	Белесый гидрохлорит (из нонтронитовой зоны)	—	$N_{g'} = 1,567$ $N_{p'} = 1,540$ $N_{g'} - N_{p'} = 0,027$	40,17	Нет	22,66	5,50	0,76	13,80
204-14	Гидрохлорит белесовато-зеленый (из нонтронитизованных серпентинитов) Фр. < 0,001 мм	Псевдоморфозы гидрохлорита по роговой обманке, пигментированные лейкоксенном. Гидрохлорит по листовому хлориту	$N_{g'} = 1,596$ $N_{p'} = 1,561$ Интерференционная окраска индигово-синяя	42,94	0,62	8,44	13,75	0,32	10,59
204-15	Гидрохлорит зеленый чешуйчатый (из нонтронитизованных серпентинитов)	Зеленые густо окрашенные псевдоморфозы хлорита по роговой обманке	$N_{g'} = 1,561$ $N_{p'} = 1,546$ $N_{g'} - N_{p'} = 0,015$	40,17	0,62	13,09	10,50	0,19	14,82

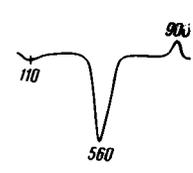
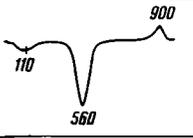
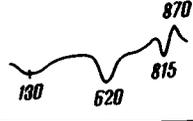
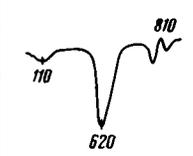
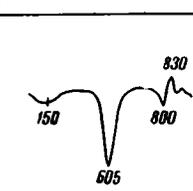
держанием в них алюминия во всех случаях разлагаются с накоплением одних окислов железа.



В таких окристых продуктах наряду с окислами железа фиксируются и элементы-примеси: Ni, Cr и Al. Алюминий в данном случае, по-видимому, входит в качестве иона в решетку гетита (Correns, Engelhardt, 1941).

Из приведенных выше описаний кор выветривания следует, что многие типы кор выветривания обладают зональным строением, т. е. имеют сложный, дифференцированный на горизонты профиль, состоящий из нескольких зон, или элювиальных горизонтов. В таких корах выветривания каждый вышележащий элювиальный горизонт развивается за счет нижележащего и отличается от последнего не только большей степенью выщелоченности пород, но и минеральным составом. Смена одного типа элювия дру-

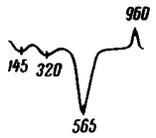
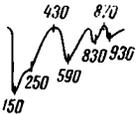
**Фили выветривания  
комплекса Кемпирсайского гипербазитового массива (пос. Батамша)**

состав (%)											Сумма	SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Термограммы	Рентгеновская характеристика (А)
CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	CO <sub>2</sub>	C	MnO	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>					
0,36	0,15	0,10	9,75	5,95	0,48	0,05	0,03	0,10	0,03	99,57	—		Каолинит (Флинтклей) $d_{001}=7,3$ Гидрохлорид разбухающий $d_{001}=14,6$ ; в глицерине 17,80; при 600°=13,5	
0,48	0,15	0,06	10,92	8,23	0,18	0,01	1,94	0,22	0,05	99,00	3,2		—	
0,46	0,14	0,06	11,50	3,90	Нет	0,05	0,19	0,12	0,18	99,49	—		Хлорит $d_{001}=14,6$ в глицерине при 600°— 14,2	
2,87	0,21	0,10	7,62	12,32	Нет	0,14	—	—	—	99,92	8,9		—	
0,74	0,11	0,10	8,87	10,81	0,02	0,03	—	—	—	100,07	5,1		Хлорит дефектный $d_{001}=14,5$ в глицерине при 600°—13,3	

гим, как и всякая смена одного минерального вида другим минеральным видом, требует большего энергетического скачка. В корях выветривания такой энергетический скачок возможен только при резкой смене одних физико-химических условий другими. Поэтому наиболее вероятно, что зоны мощных кор выветривания представляют собой не стадии единого процесса (Гинзбург, 1957 и др.), а являются в большинстве случаев разновозрастными образованиями. Смена одного минералогического типа элювия другим вверх по разрезу может быть обусловлена различными причинами: изменением климата во времени, опусканием уровня грунтовых вод в связи с понижением базиса эрозии и т. д.

Поскольку каждая вышележащая зона профиля отличается от нижележащей большей степенью выщелоченности пород и более простым минеральным составом, то процесс формирования не только первично-зональных, но и вторично-зональных кор выветривания может быть представлен в виде единого стадийного процесса. В настоящее время известны

Характеристика профиля выветривания хлоритовых сланцев свиты Имандра-Ворауга к югу от Хибин  
(по Афанасьеву, 1963)

№ обр.	Порода	Минеральный состав	Химический состав (%)														SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Термограммы	Рентгеновская характеристика) A
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	П. п. п.	Сумма			
И-5	Каолинизированный хлоритовый сланец	Каолинит микрочешуйчатый $Nm = 1,546-1,552$ . Разбухающий минерал. Окислы железа	38,10	6,27	17,54	21,24	0,62	0,70	0,39	0,40	0,44	0,31	8,96	3,96	0,78	99,71	3,1		Каолинит $d_{001} = 7,05$ $d_{002} = 3,52$ $d_{060} = 1,480$ Разбухающий минерал типа монтмориллонита $d_{001} = 12,6-13,7$ , в глицерине 17,0 при 500° исчезает Гидрохлорит $d_{001} = 14,1$ (рефлекс несколько ослаблен) Джефферизит $d_{001} = 14,1$
И-6	Сланец из гидрохлоритовой зоны	Гидрохлорит субмикрочешуйчатый и спутанноволокнистый $Ng' = 1,592$ $Np' = 1,581$ $Ng' - Np' = 0,011$ Гидрогетит	31,49	5,92	14,92	17,85	0,92	10,16	1,71	0,24	0,45	0,40	8,92	5,74	1,06	99,84	3,6		Джефферизит $d_{001} = 14,1$
И-14	Хлоритовый сланец дезинтегрированный	Джефферизит $Ng' = Nm' = 1,643$ , $Np' = 1,585$ $Ng' - Np' = 0,058$	24,77	3,56	11,40	25,66	Не обн.	14,30	2,73	1,58	0,25	Не обн.	Не обн.	-5,72	10,39	100,36	3,6		

следующие минералогические типы элювия, слагающие зоны мощных кор выветривания основных пород: джефферизитовый, гидрохлоритовый, окисленный гидрохлоритовый, ферримонтмориллонитовый, гиббсит-гидрогематит-ферришамозитовый, гиббсит-гетитовый, гетит-метагаллуазитовый, гетит-каолинитовый и каолинитовый. По степени выщелоченности эти типы элювия могут быть размещены в следующей последовательности, отражающей стадийность, или этапность, процесса формирования коры выветривания (см. табл. 52):

1) гидрохлоритовый элювий — стадия образования глинистых минералов, богатых FeO и MgO (среда щелочная восстановительная);

2) ферримонтмориллонитовый или окисленный гидрохлоритовый элювий — стадия окисления силикатного закисного железа до окисного ( $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ ) при выносе MgO (среда щелочная слабо окислительная);

3) гиббсит-гидрогематит-ферришамозитовый или гиббсит-гетитовый элювий — стадия окисления силикатного закисного железа до свободных окислов железа ( $Fe^{2+} \rightarrow Fe_2O_3$ ) с попутным накоплением свободных гидратов глинозема (среда окислительная, близкая к нейтральной);

4) гетит-каолинитовый или гетит-метагаллуазитовый элювий — стадия перехода силикатного окисного железа в свободную окисную форму:  $Fe^{3+} \rightarrow Fe_2O_3$  (среда слабокислая окислительная);

5) каолиновый элювий — стадия выноса свободных окислов (и других форм) железа (среда кислая, богатая гумусовыми кислотами).

Как видно из табл. 52, размер окислительно-восстановительного потенциала зоны выветривания определяет на начальном этапе тип выветривания, а падение вверх по разрезу щелочности среды — стадию процесса (смену одного типа элювия другим).

Конкретные разрезы кор выветривания состоят из переменного числа зон (см. табл. 52, разрезы 1—10), но при интенсивном выщелачивании сразу развиваются конечные продукты выветривания. Кроме того, некоторые типы элювия взаимно исключают друг друга. Так, например, если силикатное закисное железо уже окислено до окисного с сохранением его в силикатной решетке ( $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ ), то следующий тип элювия, отвечающий переходу силикатного закисного железа в свободную окисную форму ( $Fe^{2+} \rightarrow Fe_2O_3$ ), естественно выпадает из разреза и т. д.

Следовательно, в корах выветривания основных пород ряд выщелачивания железо-магнезиальных алюмосиликатов идет через хлорит или ферримонтмориллонит к каолиниту с образованием целого ряда промежуточных глинистых продуктов, отвечающих определенным ступеням энергетического уровня или зонам профиля. При формировании каждого типа элювия или каждой зоны профиля может возникать избыток Si, Al и Fe, которые и сбрасываются в процессе выщелачивания. Одни катионы оседают здесь же в элювии на месте своего выделения, а другие уходят в раствор.

Всегда выносятся  $R_2O$ , CaO и MgO. Магний выносится последним и часто не сразу, определяя своим присутствием в растворе щелочность среды на промежуточных стадиях выщелачивания. Соответственно pH в зоне выветривания закономерно меняется от нижней зоны к верхней от щелочной до кислой, причем нейтральный промежуточный уровень резко выражен только в красноцветных гиббситовых корах выветривания (см. табл. 52).

Вместе с падением щелочности среды вверх по разрезу идет и повышение окислительно-восстановительного потенциала. Конечными продуктами выщелачивания железо-магнезиальных алюмосиликатов являются каолинит в сочетании с оксидами железа или одни окислы железа, а полевых шпатов — каолинит или метагаллуазит. Дальнейший распад каолинита на свободные окислы никем не доказан, и, по-видимому, в природе не имеет места. Из табл. 52 следует, что наиболее полный ряд продуктов стадийно-

го распада дает наиболее сложный по составу гидрохлоритовый элювий. Дальнейшее выщелачивание гидрохлоритового, богатого  $MgO$  и  $FeO$  элювия сводится к выносу магния, что приводит к образованию выщелоченных хлоритов, т. е. хлоритов с частично или полностью выщелоченными бруситовыми слоями, представляющих собой минералы с подвижными решетками хлорит-вермикулит-монтмориллонитового ряда. К процессу выщелачивания рано или поздно присоединяется процесс окисления. Если среда щелочная (магний еще не вынесен), то процесс окисления протекает с сохранением железа в силикатной решетке ( $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ ). Однако окисленный гидрохлоритовый элювий наблюдается далеко не во всех профилях, так как, если магний уже вынесен и среда приближается к нейтральной, то окисление силикатного железа хлоритовых минералов приводит к немедленному его выделению из решетки в виде свободных окислов железа ( $Fe^{2+} \rightarrow Fe_2O_3$ ). Таким образом, процесс выщелачивания наиболее сложного по составу гидрохлоритового элювия может идти двумя путями:

1) с окислением закисного железа и сохранением его в силикатной решетке (щелочная среда). Образование окисленного гидрохлоритового элювия с попутным выносом вместе с  $MgO$  части алюминия и отложением его в нижних горизонтах профиля коры выветривания в виде гиббсита (см. табл. 52; разрез 3);

2) с окислением закисного силикатного железа и выделением его в виде свободных окислов железа (среда, близкая к нейтральной), процесс протекает с образованием пигментированного гидрогематитом ферришамозитового элювия и накоплением свободных гидратов глинозема в виде гиббсита (см. табл. 52, разрезы 1 и 2).

На все эти вариации элювиального процесса, по-видимому, может наложиться процесс каолинизации, идущий в слабокислой среде, при которой все глинистые минералы становятся неустойчивыми и переходят в каолинит (см. табл. 52, гегит-каолиновый тип) с выделением свободных окислов железа, в связи с переходом силикатного окисного железа в свободную окисную форму ( $Fe^{3+} \rightarrow Fe_2O_3$ ). Прямых доказательств накопления гиббсита в верхних горизонтах профиля при каолинизации хлоритовых минералов нет. Но по косвенным и теоретическим соображениям накопление гиббсита в данном случае маловероятно из-за хорошей растворимости глинозема в кислых средах (Лоугнен, 1964, стр. 340). Но если гиббсит образовался в верхней красноцветной зоне раньше, то при ее каолинизации он сохраняется без изменения.

Наконец, если среда достаточно кислая, то окислы железа в процессе каолинизации не накапливаются, а выносятся, в связи с чем за счет всех предшествующих продуктов выветривания развивается белый каолиновый элювий (см. табл. 52, каолиновая стадия).

Процесс отбеливающего каолинового выветривания по отношению к красноцветному каолиновому часто является вторичным, наложенным. Отбеливающее каолиновое выветривание протекает при участии кислот: органических (гумусовых) или минеральных (серной кислоты, возникающей при окислении пирита). Кислые растворы уносят в нижние горизонты соединения железа вместе с кремнеземом. В результате развиваются белые каолины, почти совершенно лишенные железа.

При наложении отбеливающего каолинового выветривания на гидрохлоритовый элювий наряду с кремнеземом, магнием и железом возможен значительный вынос алюминия. Поэтому белоцветные каолиновые коры с промежуточной гидрохлоритовой зоной, по-видимому, могут в некоторых случаях являться источником алюминия для бокситов осадочного генезиса.

Наконец, из приведенных данных (см. табл. 52) следует, что элювиальные образования охристо-глинистого состава по условиям образования могут быть разделены на элювий щелочного, нейтрального и кислого типа.

Э л ю в и й щ е л о ч н о г о т и п а наиболее разнообразен по составу.

Сюда относятся элювиальные образования джефферизитового, гидрохлоритового, окисленного гидрохлоритового и ферримонтмориллонитового состава. Такие типы элювия развиваются на кристаллических породах, богатых темноцветными минералами, и в соответствии с этим слагают нижние горизонты мощных кор выветривания.

Элювий нейтрального типа представлен двумя разновидностями: гиббсит-гетитовым и гиббсит-гидрогематит-ферришамозитовым. Первый образуется непосредственно в процессе разложения основных пород, а второй — в результате разложения богатого MgO и FeO гидрохлоритового элювия основных пород.

Элювий кислого типа (в отличие от первых двух типов) безразличен к составу первичных пород. Первичными породами могут быть даже глины. Имеются два типа элювия кислого типа: гетит-каолининовый и каолининовый, слагающие верхние горизонты мощных зонально построенных кор выветривания основных пород. Сюда же должны быть отнесены и коры выветривания гетит-метагаллуазитового состава, развивающиеся непосредственно в процессе интенсивного выщелачивания основных пород.

Элювий щелочного типа образуется в присутствии электролитов, т. е. в условиях слабого выщелачивания, а элювий нейтрального и кислого типа — при отсутствии электролитов, следовательно, в условиях интенсивного выноса катионов.

## ВЫВОДЫ

1. Для кор выветривания основных пород в настоящее время может быть предложена следующая минералогическая классификация. Выделенные типы кор выветривания по содержанию гиббсита распадаются на три группы со следующими разновидностями:

- 1) **гиббситоносные** — с гиббситом, приуроченным к красноцветному элювиальному горизонту,
  - а) охристо-глинистые с нижней гидрохлоритовой зоной и верхней красноцветной охристо-глинистой, содержащей псевдоморфозы гиббсита по каолинизированным зернам плагиоклаза,
  - б) охристые с псевдоморфозами гиббсита по свежим кристаллам плагиоклаза;
- 2) **гиббситсодержащие** — с гиббситом в остаточных глыбах неизмененных пород или в нижних горизонтах профиля,
  - а) гетит-метagalлуазитовые с псевдоморфозами гиббсита по плагиоклазу в нижнем обохренном переходном горизонте,
  - б) окисленные гидрохлоритовые с гиббситом, приуроченным к остаточным ядрам плотных пород или к подошве разреза;
- 3) **негиббситоносные** — в которых гиббсит до сих пор не был обнаружен,
  - а) красноцветные каолиновые — с промежуточной зоной ферримонтмориллонитового состава и верхней гетит-каолининовой,
  - б) белоцветные каолиновые с промежуточной ферримонтмориллонитовой зоной и верхней каолининовой.

Все перечисленные типы, судя по их минеральному составу, образовались в условиях жаркого гумидного и семиаридного климата. Это сиалитные (глинистые) и аллитные (обогащенные полуторными окислами) коры выветривания Б. Б. Полынова.

2. Общепринятая концепция Б. Б. Полынова, трактующая выветривание силикатных пород как однонаправленный процесс, в настоящее время не подтверждается фактическим материалом. Вопреки мнению Б. Б. Полынова и его последователей, состав продуктов выветривания определяется как климатом, так и составом материнских пород. В соответствии с этим состав продуктов выветривания меняется при переходе из одной климатической зоны в другую, а в пределах одной климатической зоны — при переходе от кислых пород к основным и ультраосновным (табл. 55). Климат, точнее, гидродинамический режим и степень аэрации определяют рН и Eh среды зоны выветривания, а тем самым — состав и характер вновь образующихся минеральных ассоциаций.

3. При выветривании силикатных пород существенное значение имеет не только щелочность среды зоны выветривания, но и окислительно-восстановительный потенциал. Окислительно-восстановительный потенциал определяет степень окисления Fe алюмосиликатов, а ионы Mg контролируют на промежуточных стадиях выветривания (после выноса щелочей) щелочность среды и поведение таких инертных катионов, как железо и алюминий.

**Предполагаемые изменения состава продуктов выветривания при переходе  
от основных пород к кислым и ультраосновным**

Типы выветривания	Кислые	Основные	Ультраосновные
Гиббситоносные	Каолинитовые с гиббситом	Гиббсит-гетитовые	Охристые
		Гиббсит-гидрогематит-ферришамозитовые с промежуточной гидрохлоритовой зоной	Охристые с выщелоченными серпентинитами в промежуточной зоне
Гиббситосодержащие	Метагаллуазитовые	Гетит-метагаллуазитовые с инфильтрационным гиббситом в переходном обохренном горизонте	Охристые
		Окисленные гидрохлоритовые с инфильтрационным гиббситом в основании профиля	Выщелоченных серпентинитов
Негиббситоносные	Каолинитовые с промежуточной гидрохлорит-монтмориллонитовой зоной	Гетит-каолинитовые с промежуточной ферримонтмориллонитовой зоной	Красные охристые с промежуточной нонtronитовой зоной
		Каолинитовые с промежуточной ферримонтмориллонитовой зоной	Бурые охристые с промежуточной нонtronитовой зоной
Материнские породы	Граниты	Диабазы, базальты, амфиболиты, габброиды	Серпентиниты

4. В корах выветривания основных пород тип элювия определяется поведением темноцветных минералов (пироксенов и амфиболов), так как полевые шпаты во всех условиях разлагаются с образованием одних и тех же вторичных глинистых продуктов, а именно каолинита с монтмориллонитом на промежуточных стадиях или метагаллуазита. Ряд же выщелачивания железо-магнезиальных минералов более сложен и идет через хлорит и ферримонтмориллонит к каолиниту с образованием целой серии промежуточных глинистых продуктов. Наиболее сложный ряд выщелачивания дают гипергенные хлориты начальных стадий выветривания основных пород. При их выщелачивании развиваются минералы с подвижными решетками хлорит-вермикулит-монтмориллонитового ряда, которые объединены нами под общим названием гидрохлоритов. На следующей стадии при окислении выщелоченных хлоритов образуются похожие на каолинит глинистые минералы, близкие лептохлоритам осадочных пород, иногда с решеткой 7-ангстремового минерала (безмагниевого вторичные лептохлориты). Вся эта серия минералов еще очень плохо изучена и требует в дальнейшем тщательных исследований.

5. В процессе выветривания выносятся щелочи, кальций и затем магний. Кроме того, на каждой стадии выщелачивания может возникнуть избыток кремнезема, алюминия и железа, которые и сбрасываются в процессе выветривания. Эти избыточные катионы в одних условиях оседают здесь же в элювии (гиббсит, гетит и гидрогематит пигмента), в других же — уходят в раствор и при благоприятных условиях оседают в основании коры выветривания, приводя к образованию иллювиальных горизонтов (гиббситовых, гетитовых, кварцевых).

6. Конечными продуктами выветривания темноцветных минералов основных пород являются каолинит и окислы железа или одни окислы же-

леза. Гиббсит же (подобно гидрогематиту или гетиту пигмента) представляет собой побочный продукт процесса выщелачивания. Следовательно, конечным продуктом выветривания алюмосиликатных пород является не гиббсит, а каолинит.

7. Свободные гидраты глинозема накапливаются в корках выветривания основных пород (данные автора и А. Г. Черняховского, 1963) в процессе окисления и выщелачивания железо-магнезиальных алюмосиликатов (пироксенов и амфиболов) основных пород или образовавшихся на их месте хлоритовых минералов, а не в процессе распада каолинита на свободные окислы, как это считалось до сих пор.

8. Гиббситизация свежих и каолинизированных зерен полевых шпатов и других компонентов основных пород обусловлена не распадом этих минералов на свободные окислы, а является следствием метасоматического замещения их (как инертных компонентов) свободными гидратами глинозема, освобождающимися в процессе выщелачивания и окисления темноцветных минералов основных пород или заместивших их гипергенных хлоритов.

9. Алюминий, по крайней мере в пределах коры выветривания, обладает достаточно большой миграционной способностью (прожилки и инкрустации гиббсита в нижних горизонтах кор выветривания).

10. В целом процесс выветривания основных пород в зависимости от величины рН и Eh среды в зоне выветривания, определяемой в конечном счете количеством и режимом атмосферных осадков, может быть разбит на следующие стадии: гидрохлоритовую, ферримонтмориллонитовую, окисленную гидрохлоритовую, гиббсит-гетитовую или гиббсит-гидрогематит-ферришамозитовую, гетит-каолинитовую или гетит-метагаллуазитовую и каолинитовую (см. табл. 52).

Эти стадии, выраженные различными типами элювия, сменяют друг друга вверх по разрезу и отражают падение щелочности среды и увеличение окислительно-восстановительного потенциала вверх по разрезу при переходе из одной зоны в другую. Таким образом, каждой стадии выщелачивания соответствует определенный тип элювия. В конкретных разрезах присутствуют не все типы элювия, так как некоторые типы элювия взаимно исключают друг друга, кроме того, при интенсивном выщелачивании и окислении породы сразу разлагаются с образованием конечных продуктов выветривания (см. табл. 52), минуя промежуточные стадии. Такие коры, естественно, лишены зонального строения.

11. По времени образования зоны профиля кор выветривания могут быть как одновозрастными, так и разновозрастными. В древних корках выветривания сохраняются обычно только нижние горизонты профиля, а верхние горизонты в большинстве случаев являются вторичными наложениями, образовавшимися в существенно иных условиях.

12. Кора выветривания является весьма активной средой. Поэтому раз возникшая кора выветривания становится в дальнейшем ареной действия самых разнообразных процессов гипергенеза, катагенеза и эпигенеза, которые часто не могут быть прослежены в свежих породах. Эта особенность кор выветривания обусловлена высокой пористостью слагающих ее пород и присутствием неравновесных минеральных образований, активно реагирующих на все изменения внешней среды.

В пределах Советского Союза мощные охристо-глинистые коры выветривания известны только среди древних образований.

## ЛИТЕРАТУРА

- А л л е н В. Т. 1959. Петрографические зависимости в некоторых типичных бокситовых и диаспоровых месторождениях.— В кн.: Происхождение бокситов. М., ИЛ.
- А ф а н а с ь е в А. П. 1963. Минералогия древней коры выветривания на породах свиты Имандра-Варзуга к югу от Хибин.— В кн.: Кора выветривания, вып. 6. М., Изд-во АН СССР.
- Б а с с Ю. Б. 1964. Химический состав пород профиля выветривания амфиболитов одной из скважин Широковского района.— В кн.: Никопольский марганцеворудный район. М., изд-во «Недра».
- Б е в з е н к о П. Е. 1954. К диагностике глинистых продуктов выветривания лептохлоритов.— Труды Дальневост. политехн. ун-та, вып. 43.
- Б е н е с л а в с к и й С. И. 1958. Минералогия осадочных бокситов.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР.
- Б е р А. Г. 1954. О палеогеновой коре выветривания Тургайской впадины.— Докл. АН СССР, 98, № 4.
- Б р и н д л и Г. В. 1955. Каолиновые минералы.— В кн.: Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин. М., ИЛ.
- Б р и н д л и Г. В. 1965а. Каолиновые, серпентиновые и родственные им минералы.— В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., изд-во «Мир».
- Б р и н д л и Г. В. 1965б. Хлоритовые минералы.— В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., изд-во «Мир».
- Б р и н д л и Г. В., Р о б и н с о н К. 1955. Хлоритовые минералы.— В кн.: Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин. ИЛ.
- Б у ш и н с к и й Г. И. 1958. О генетических типах бокситов.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР.
- В е р н а д с к и й В. И., К у р б а т о в С. М. 1937. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. Изд. 4. Л.-М., Глав. ред. геол.-развед. и геодез. лит-ры.
- В л а с о в В. В., Р е м и з н и к о в а В. И. 1965. К рентгенографической диагностике каолинита и некоторых других глинистых минералов и слоистых силикатов.— Литол. и полезн. ископ., № 2.
- В о л ь ф е н д е н Э. Б. 1964. Бокситы Саравака.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., изд-во «Мир».
- Г а н с с е н Р. 1962. География почв. М., ИЛ.
- Г е р а с и м о в И. П. 1964. Современные латериты и их образование.— В кн.: Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 14. Латериты. М., изд-во «Недра».
- Г е р а с и м о в И. П., Р о м а ш к е в и ч А. И. 1964. Генетический профиль современного латерита.— В кн.: Генезис и география почв зарубежных стран по исследованиям советских географов. Сб. научных статей к VIII Международному конгрессу почвоведов. М., изд-во «Наука».
- Г и н з б у р г И. И. 1941. О типах монтмориллонитового и галлуазитового выветривания горных пород.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 41, серия рудных м-ний (№ 5).
- Г и н з б у р г И. И. 1947. Древняя кора выветривания, ее минералы и месторождения полезных ископаемых.— В кн.: Юбилейный сборник, посвященный 30-летию Великой Октябрьской социалистической революции, ч. I. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Г и н з б у р г И. И. 1949. Образование древней коры выветривания на территории СССР, ее минералы и их свойства.— В кн.: Труды юбилейной сессии, посвященной столетию со дня рождения В. В. Докучаева. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Г и н з б у р г И. И. 1953. Стадийное выветривание слюд и хлоритов.— В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. 2. М., Изд-во АН СССР.

- Гинзбург И. И. 1957. Кора выветривания, ее диагностические признаки и значение в фациальном анализе.— В сб.: Методы изучения осадочных пород, т. II. Госгеолтехиздат.
- Гинзбург И. И. 1961. Основные вопросы образования кор выветривания и их значение при поисках минеральных месторождений.— Геол. рудных м-ний, № 5.
- Гинзбург И. И. 1963а. Вопросы энергетики реакций процессов выветривания некоторых алюмосиликатов.— В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Гинзбург И. И. 1963б. Несколько замечаний о верхней зоне коры выветривания.— В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Гинзбург И. И. 1963в. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация.— В кн.: Кора выветривания, вып. 6. М., Изд-во АН СССР.
- Гинзбург И. И. и др. 1946, 1947. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала, ч. 1-2.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 80, вып. 81.
- Гинзбург И. И., Наджакова Г. Э., Никитина А. П. 1962. Современное и древнее латеритное выветривание базальтов Бразилии и Русской платформы.— В кн.: Кора выветривания, вып. 4. М., Изд-во АН СССР.
- Гинзбург И. И., Никитина А. П. 1956. Продукты выветривания некоторых хлоритов УССР.— В кн.: Кора выветривания, вып. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Гинзбург И. И., Писемский Г. В. 1962. Кора выветривания на породах зеленокаменной толщи Учалинского медноколчеданного месторождения.— В кн. Кора выветривания, вып. 4. М., Изд-во АН СССР.
- Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. 1951. Минералы коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР.
- Гладковский А. К., Шарова А. К., Храмцов В. И. 1964. Закономерности состава, происхождения и изменения мезо-кайнозойских месторождений бокситов азиатской части СССР.— Труды Ин-та геол. Уральск. фил. АН СССР, вып. 64.
- Глинка К. Д. 1906. Исследования в области процессов выветривания. Выветривание в Чакве близ Батуми.— Почвоведение, № 4.
- Гольдман М. Д. 1964. Петрография боксита, окружающего ядро каолинизированного нефелинового сиенита.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., изд-во «Мир».
- Горецкий Ю. К. 1960. Закономерности размещения бокситовых месторождений.— Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та мин. сырья, нов. серия, вып. 5.
- Грим Р. Е. 1956. Минералогия глин. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Дзоденидзе Г. С. 1963. Возраст и условия образования древней коры выветривания в Грузии.— В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Доброхотов М. Н. 1963. Парагенез гипергенных минералов в богатых железных рудах Галещинского месторождения Кременчугского района.— В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Жуйкова М. П. 1960. К исследованию коры выветривания Гогинского и Могутовского массивов.— Труды Горно-геологич. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 35.
- Заклинская Е. Д. 1963. Пыльца покрытосеменных и ее значение для обоснования стратиграфии верхнего мела и палеогена.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 74.
- Звягин Б. Б. 1957. Расчет структурных химических формул.— В кн.: Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., Госгеолтехиздат.
- Келлер У. Д. 1964. Основы химического выветривания.— В кн.: Основы литогенеза. М., ИЛ.
- Ковда В. А. 1959. Очерки природы и почв Китая. М., Изд-во АН СССР.
- Королев Ю. М. 1963. Результаты изучения аллевардита и алушита с применением дифрактометрического метода и некоторые соображения о систематике слоистых силикатов.— Информ. бюлл. Комис. по изуч. глин АН СССР. Матер. IV пленума комиссии.
- Куземкина Е. Н. 1962. О некоторых вторичных процессах в мезозойских бокситах северо-западного Тургая.— В кн.: Кора выветривания, вып. 4. М., Изд-во АН СССР.
- Курковский Е. Г. 1961а. Особенности минералообразования в коре выветривания основных и ультраосновных пород Украинского кристаллического массива.— Докл. АН СССР, 139, № 1.
- Курковский Е. Г. 1961б. Упорядоченное переслаивание гидрослюда — хлорит.— Мин. сб. Львов. геол. об-ва, № 15.

- К у к о в с к и й Е. Г. 1963. О минералогических превращениях в коре выветривания кристаллических пород юга Украинского кристаллического массива.— В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Л а ж у а н и Ж. П., Б о н и ф а М. 1964. Долериты бассейна реки Конкуре и их латеритизация.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., изд-во «Мир».
- Л о у г н э н Ф. К. 1964. Некоторые вопросы выветривания силикатных минералов.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., изд-во «Мир».
- Л и с и ц ы н а Н. А. 1962. О гиббситоносной коре выветривания Батумского побережья Кавказа.— В кн.: Кора выветривания, вып. 4. М., Изд-во АН СССР.
- Л и с и ц ы н а Н. А., П а с т у х о в а М. В. 1964. К вопросу о генезисе литеритных и латеритно-осадочных бокситов.— В кн.: Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 14. Латериты. М., изд-во «Недра».
- М а к - Ю а н Д. М. К. 1965. Монтмориллонитовые минералы.— В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., изд-во «Мир».
- М а к - Ю а н Д. М. К., Р у з а м и л А., Б р а у н Г. 1965. Смешанно-слоистые глинистые минералы.— В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., изд-во «Мир».
- М а к - Э в е н Д. М. 1955. Монтмориллонитовые минералы.— В кн.: Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин. М., ИЛ.
- М а т е р и а л ы к классификации глинистых минералов. 1961. (Информ. бюлл. Комис. по изуч. глин, № 4). М., Изд-во АН СССР.
- М е л ь н и к Ю. М. 1959. Корренсит (вермикулит — хлорит) из габбро-диабазов Волыни.— Мин. сб. Львов. геол. об-ва, № 13.
- М и х а й л о в Б. М. 1954. Минерало-петрографическая характеристика коры выветривания по глинам чеганской свиты в северо-восточной части Тургайского прогиба.— Докл. АН СССР, 98, № 4.
- М и х а й л о в Б. М. 1964. К вопросу о роли растительного покрова при латеритном выветривании в горных районах Либеритского щита.— Докл. АН СССР, 157, № 4.
- М и х а й л о в Б. М., П е т р о в с к а я Т. С. 1959. Литология мезозойских и кайнозойских отложений Тургбасса.— Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та нов. серия, 24.
- Н и к и т и н а А. П. 1960. Кора выветривания на кристаллических породах Салтыковского участка Старооскольского рудного узла КМА.— В кн.: Кора выветривания, вып. 3. М., Изд-во АН СССР.
- Н и к и т и н а А. П. 1963. К вопросу о формировании и типах кор выветривания на породах кристаллического фундамента КМА.— В кн.: Кора выветривания, вып. 6. М., Изд-во АН СССР.
- Н и к и т и н а А. П. 1964. Древняя литеритная кора выветривания докембрийских пород Воронежской антеклизы.— В кн.: Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 14. Латериты. М., изд-во «Недра».
- П е р е л ь м а н А. Н. 1956. Значение трудов акад. Б. Б. Полынова для геологии и геохимии.— В кн.: Кора выветривания, вып. 2. М., Изд-во АН СССР.
- П е т р о в В. П. 1948. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые вопросы по минералогии и генезису глин вообще.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 95, петрогр. серия (№ 29).
- П е т р о в В. П. 1949. Волынские габбро-лабрадориты и проблема каолинизации плагиоклаза.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 106, петрогр. серия (№ 30).
- П е т р о в В. П. 1953. Древние коры выветривания и их геологическое значение.— В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- П е т р о в В. П. 1958. Характер минералообразования при древнем выветривании различных пород.— В кн.: Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР. М., Изд-во АН СССР.
- П е т р о в В. П. 1962. О минеральном составе и генезисе боксита и других продуктов латеритного выветривания.— Геол. рудн. м-ний, № 4.
- П е т р о в В. П. 1964. Предисловие.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., изд-во «Мир».
- П и к е р и н г Р. Д. 1964. Некоторые эксперименты по выщелачиванию трех силикатных бескарбидных пород и их значение для познания процессов латеритизации.— В сб.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., изд-во «Мир».
- П о л ы н о в Б. Б. 1934. Кора выветривания, ч. I. Л., Изд-во АН СССР.
- П о л ы н о в Б. Б. 1952. Геоморфологические условия распределения продуктов выветривания.— В кн.: Полынов Б. Б. Географические работы. М., Географгиз.

- Разумова В. Н. 1956. Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья.— В кн.: Кора выветривания, вып. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Разумова В. Н. 1961. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 46.
- Разумова В. Н. 1965. Четвертичный аллювий Батумского побережья Кавказа.— В кн.: Генезис и литология континентальных антропогенных отложений. М., изд-во «Наука».
- Разумова В. Н., Херасков Н. П. 1963а. Геологические типы кор выветривания и закономерности их размещения.— В кн.: Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 77.
- Разумова В. Н., Херасков Н. П. 1963б. Геологические типы кор выветривания.— Докл. АН СССР, 148, № 6.
- Разумова В. Н., Черняховский А. Г. 1963. Древняя кора выветривания Орь-Илекского междуречья и история ее развития.— В кн.: Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 77.
- Ромашкевич А. И. 1964. Минералого-микроморфологические особенности латеритных профилей Гвинеи.— В кн.: Физика, химия, морфология и минералогия почв СССР. Сб. научных статей к VIII Международному конгрессу почвоведов. М., изд-во «Наука».
- Сапрыкина Н. В. 1962. О миграции алюминия в коре выветривания кавказских субтропиков.— Мин. сырье, вып. 7.
- Сердюченко Д. П. 1953. Хлориты, их химическая конституция и классификация.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 140, мин.-геохим. серия (№ 14).
- Сигов А. П. 1957. Коры выветривания Урала.— Разведка и охрана недр, № 7.
- Сигов А. П. 1963. Вопросы металлогении кор выветривания Урала в геоморфологическом освещении.— В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Стефан Д. 1964. Бокситовое выветривание на горе Зомба в Ньясаленде.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., изд-во «Мир».
- Страхов Н. М. 1960. Основы теории литогенеза, 1—2. М., Изд-во АН СССР.
- Трубина К. Н. 1958. Древняя латеритная кора выветривания Северо-Онежских месторождений.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН АН СССР.
- Ульянов Д. Г., Грицаенко Г. С., Крутов Г. А. и др. 1937. Месторождения силикатно-никелевых руд Орско-Халиловского района.— Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 118.
- Уманец В. Н. Древняя кора выветривания на трапах восточной части Сибирской платформы.— Тр. ВСЕГЕИ, вып. 40.
- Уокер Г. Ф. 1955. Вермикулит и некоторые родственные ему минералы со смешанными слоями.— В кн.: Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин. М., ИЛ.
- Уокер Г. Ф. 1965. Вермикулитовые минералы.— В кн.: Рентгеновские методы определения и структура глинистых минералов. М., изд-во «Мир».
- Ферсман А. Е. 1934. Геохимия, 2. Л., Госхимтехиздат, 1934.
- Франк-Каменецкий В. А. 1964. Природа структурных примесей и включений в минералах. Л., изд-во ЛГУ.
- Фридланд В. М. 1961. О латеритах Северного Вьетнама.— В кн.: Кора выветривания, вып. 4. М., Изд-во АН СССР.
- Хардер Е. 1959. Примеры бокситовых месторождений различного происхождения.— В кн.: Происхождение бокситов. М., ИЛ.
- Херасков Н. П. 1964. О качественных различиях геосинклиналиных систем разного возраста.— В кн.: Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 4. Деформация пород и тектоника. М., изд-во «Наука».
- Херасков Н. П. 1965. Тектоника и формации (обобщающий доклад по опубликованным работам, представленным на соискание ученой степени доктора геол.-минер. наук). Геол. ин-т АН СССР, М., 1965.
- Черняховский А. Г. 1963. Нижнемезозойские коры выветривания Орской депрессии (Южный Урал).— В кн.: Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 77.
- Черняховский А. Г. 1966. Элювий и продукты его переотложения. (Казахстан и Средняя Азия).— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 145.
- Чумаков И. С. 1958. К стратиграфии континентальных третичных отложений северо-западной части Рудного Алтая.— Труды Моск. геол. разв. ин-та, т. XXVII.

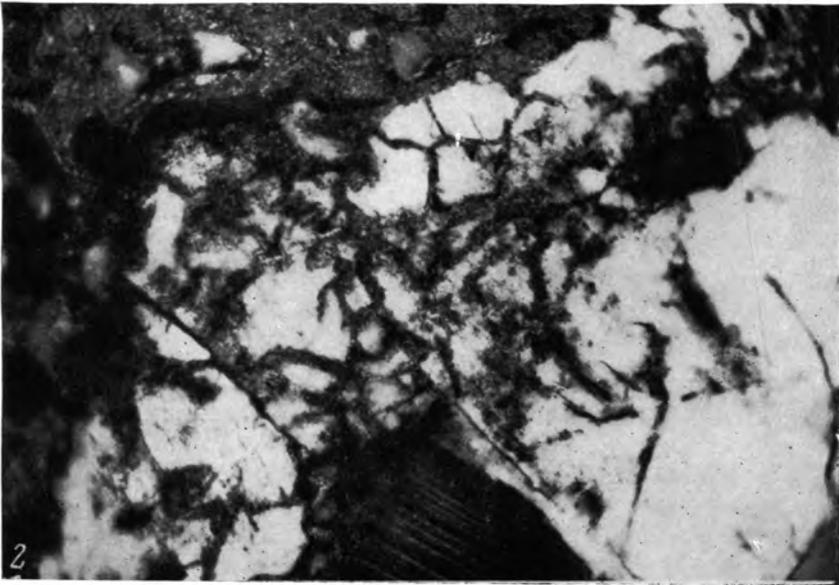
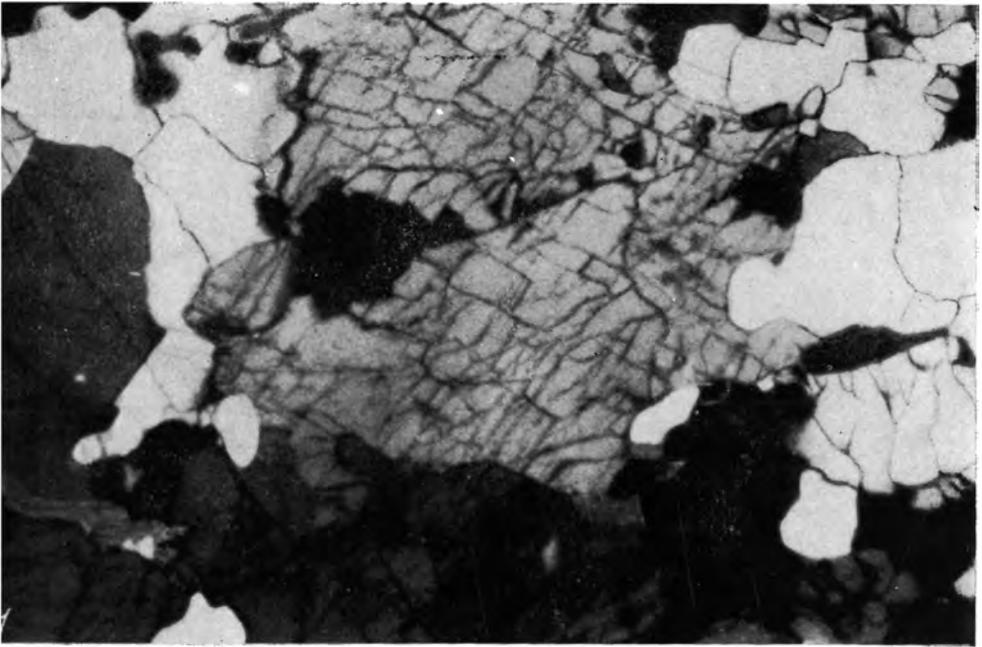
- Чумаков И. С. 1965. Кайнозой Рудного Алтая.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 138, изд-во «Наука».
- Чухров Ф. В. 1955. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР.
- Шандер Е. В. 1966. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 161. М., изд-во «Наука».
- Штрупц Х. 1962. Минералогические таблицы. Пер. с нем. М., Госгортехиздат.
- Щукина Е. Н. 1956. 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.
- Яковлева М. Н. 1958. Об аллитной коре выветривания во влажных субтропиках Закавказья.— В кн.: Исследование и использование глин. Львов, Изд-во Львов. ун-та.
- Abbott Agatin T. 1958. Occurrence of gibbsite on the island of Kauai, Hawaiian islands. *Econ. Geol.*, 53, N 7.
- Addison W. E., Sharp J. H. 1962. A mechanism for the oxidation of ferrous iron in hydroxylated silicates.— *Clay minerals bulletin*, N 28, vol. 5.
- Bannister F. A., Whittard W. F. 1945. A Magnesian chamosite. *Mineral. Mag.*, 27, N 190.
- Brindley G. W., Gillery F. H. 1954. Mixed-layer kaolin-chlorite structure. In: *Clays and clay minerals*. Nat. Res. Council Pl., Wash., N 327.
- Brydon J. S., Clark J. S., Osborne Vincent. 1961. Dioctahedral chlorite. *Canad. Min.*, 6, N 5.
- Cametz T. 1962. Etude sur l'évolution des minéraux argileux dans les sols des régions tempérées. *Mém. Serv. carte géol. Alsace Lorraine*, N 20.
- Correns C. W., Engelhardt W. 1941. Röntgenographische Untersuchungen über den Mineralbestand sedimentärer Eisenerze. *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen*, H. 3.
- Earley J. W., Brindley G. W., McVeagh W. J., Vender-Heuvel R. C. 1956. A regularity interstratified montmorillonite-chlorite. *Amer. Mineralogist*, 41, N 3—4.
- Fournier R. 1961. Regular interlayered chlorite-vermiculite in evaporite of the Salado formation, New Mexico. *U. S. Geol. Surv., Profess. Paper*, N 424-D.
- Fox C. 1937. Bauxite and alluminous laterite. London.
- Gallitelli P. 1956. Sulla presenza di un minerale a stratimisti chlorite-vermiculite («swelling chlorite») nei diabasi di Rossenae Comptorera nell'Appennino emiliano. *Atti Accad. naz. Lincei. Rend. cl. sci. fis., mat. e natur.*, 21, N 3—4.
- Goldman M. I., Tracey J. I. 1946. Relations of bauxite and kaolin in the Arkansas bauxite deposits. *Econ. Geol.*, 41, N 6.
- Gordon M. J., Tracey J. I. 1952. Origin of Arkansas bauxite deposits. — In *Problems of clay and laterite genesis-symposium*. N. Y.
- Gordon M. J., Tracey J. I., Ellis M. W. 1958. Geology of the Arkansas bauxite region. *U. S. Geol. Surv., Profess. Paper*, N 229.
- Gruner J. W. 1944. The kaolinite structure of amesite. *Amer. Mineralogist*, 29, N 11—12.
- Harrison J. B. 1933. The catamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions. London.
- Hauser E. A., Reynolds H. H. 1939. Alteration of glasses to montmorillonite. *Amer. Mineralogist*, 24, N 9.
- Honeyborne D. B. 1951. The clay minerals in the Keuper marl. *Clay Minerals Bull.*, 1, N 5.
- Johnson L. J. 1964. Occurrence of regularly interstratified chlorite-vermiculite as a weathering product of chlorite in a soil. *Amer. Mineralogist*, 49, N 5—6.
- Jouell R. F. 1958. Isomorphous replacement in the kaolin group of minerals. *Nature*, 181, N 4608.
- Lukas G. 1962. La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. *Etudes sur les argiles du Trias. Mém. Serv. carte géol. Alsace, Lorraine*, No 23.
- Müller G. 1961. Vorläufige Mitteilung über ein neues dioktaedrisches Phyllosilikat der Chlorit-Gruppe. *N. J. Min., Monatsh.*, 5.
- Nakahira M., Sugiura S. 1960. A regular mixed-layer chortevermiculate mineral. *Nature*, 186, N 4728.
- Noll W. 1936a. Synthese von Montmorilloniten. *Chem. Erde*, 10, H. 2.
- Noll W. 1936b. Über die Bildungsbedingungen von Kaolin, Montmorillonit, Serigit, Piropillit und Analcim. *Z. Kristallogr.*, 48, N 3—4.

- P e d r o G. 1961. Premiers résultats sur la g nese des laterites par voie expérimentale. In: Internat. Geol. Congr. Rep. 21 Sess. Norden, pt. 24. Copenhagen.
- S h i r o z u H a r u o. 1960. Ionic substitution in iron-magnesium chlorites. Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, 9, No 3.
- S t e p h e n I., M a c E w a n D. M. C. 1950. Swelling chlorite. Géotechnique, 2, No 1.
- S t e p h e n J., M a c E w a n s D. M. C. 1951. Chloritic minerals on unusual type. Clay Minerals Bull., N 1.
- V i v a l d i J. L. M a r t i n, M a c E w a n D. M. C. 1957. Triassic chlorites from the Jura and Catalan coastal range. Clay Minerals Bull., 3, N 18.
- V i v a l d i J. L., M a r t i n, M a c E w a n D. M. C. 1960. Corrensite and swelling chlorite. Clay Minerals Bull., 4, N 24.



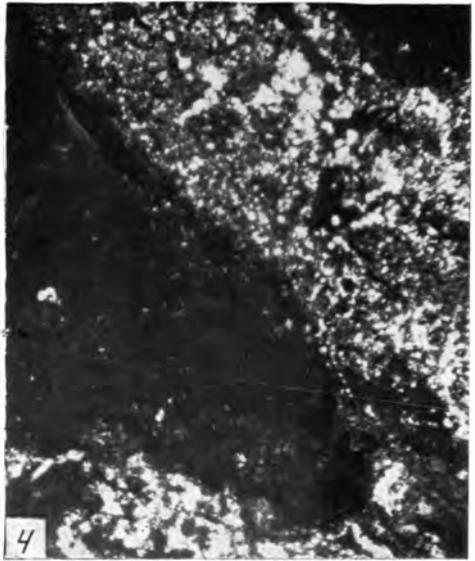
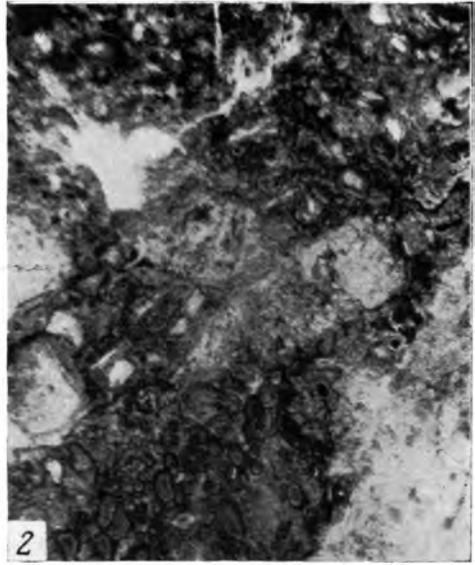
Элювий холодного (1) и тропического (2) поясов.

1. Глыбовый элювий гранитов в альпийской зоне хребта Таласский Алатау (по Черняховскому, 1966). 2. Реликты древнего глинистого элювиального покрова на Казахском нагорье.



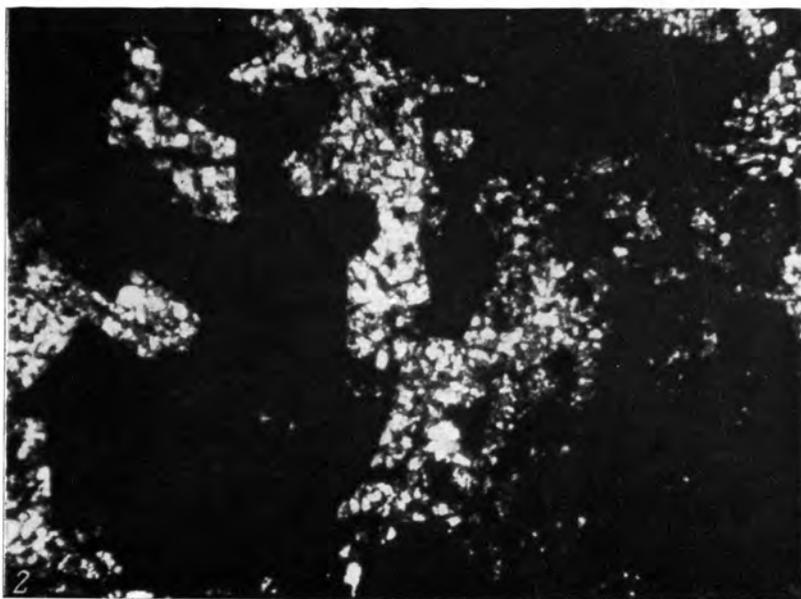
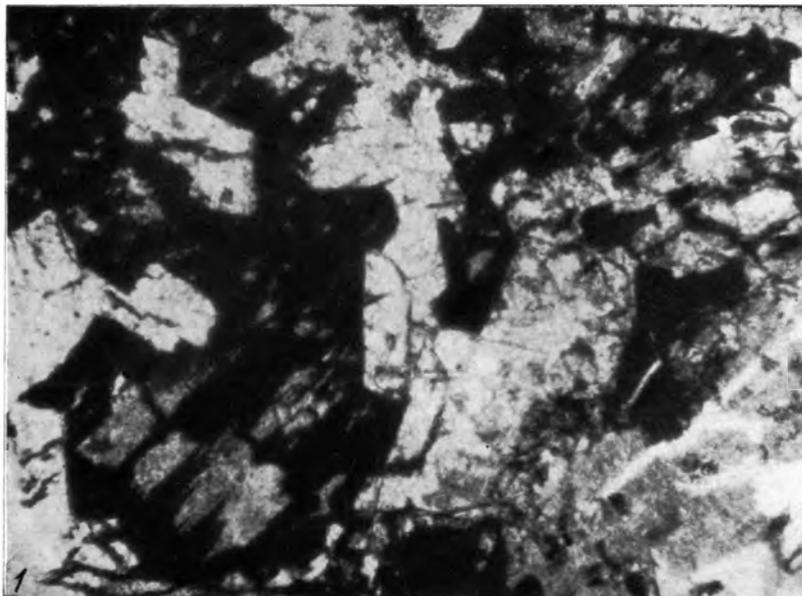
Микрофотографии, иллюстрирующие физическое (1) и химическое (2) выветривание горных пород.

1. Микротрещиноватость выветрелого гранита, обусловленная температурным выветриванием; хребет Султануиздаг. Увел. 48, ник. || (по Черняховскому, 1966). 2. Гидролитическое разложение плагиоклаза в выветрелом граните, протекающее с образованием глинистых продуктов монтмориллонитового состава; пос. Савинка в Сев. Казахстане. Увел. 140, ник. || (по Черняховскому, 1966).



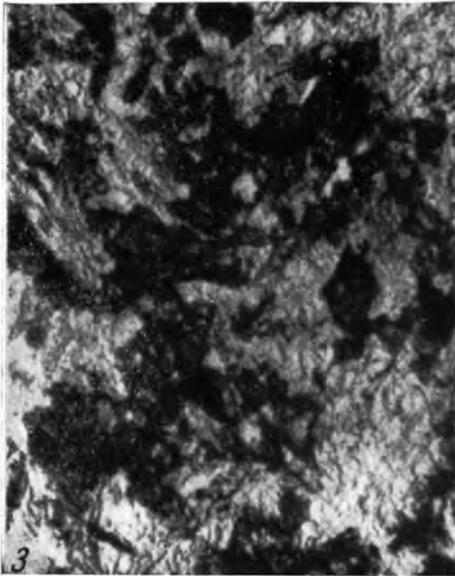
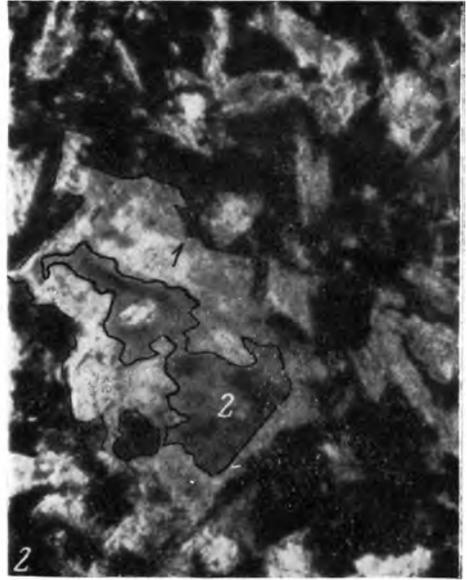
Орская депрессия на Южном Урале. скв. 5273 (по материалам А. Г. Черняховского).

1. Диабазовый порфирит с хлоритизированным стекловатым базисом (шл. 20-17). [Увел. 45, ник. ||]. 2. Гидрохлоритовый элювий диабазовых порфиритов (шл. 20-13). Увел. 45, ник. ||. 3. Обохренный гидрохлоритовый элювий (шл. 20-5). Увел. 45, ник. ||. 4. Вторично обеленный гипсистоносный элювий (шл. 20-3). Увел. 45, ник. +.



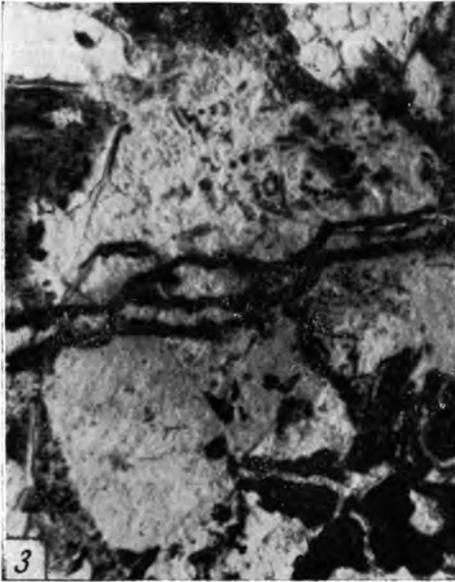
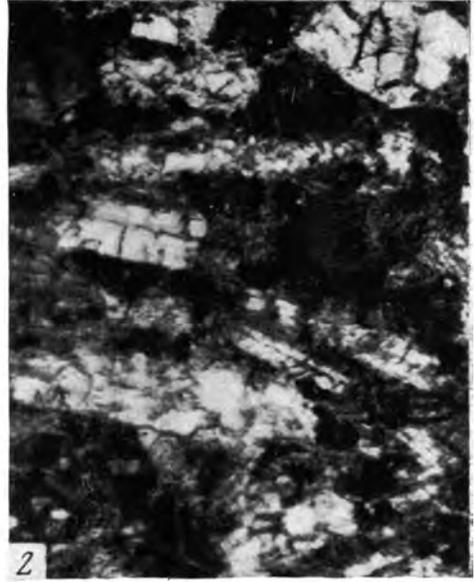
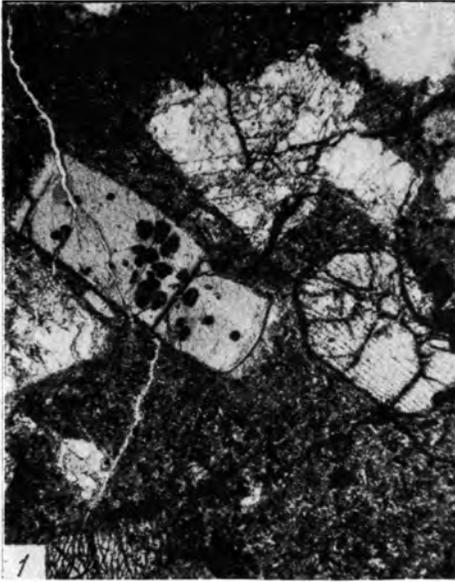
Гвинея (образцы из коллекции Б. М. Михайлова).

1. Гиббситоносный охристый элювий долеритов (плагноклаз гиббситизирован, авгит обохрен).  
Увел. 80, ник. ||. 2. То же. Увел. 80, ник. +.



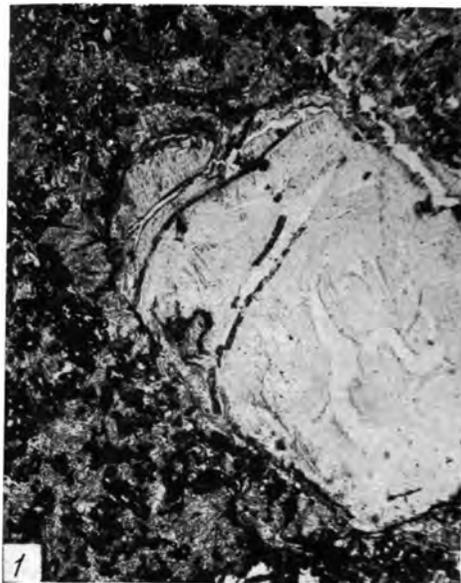
Остров Родригес (образцы из коллекции Е. Д. Заклинской).

1. Долерит. Увел. 80, ник. || 2. Обохренный долерит с гиббситизированным (1) и частично галлазитизированным (2) плагиоклазом. Увел. 80, ник. || 3. Сетчатые псевдоморфозы гетита по микроклитам авгита в обохренном и галлазитизированном долерите. Увел. 120, ник. || 4. Сплошные псевдоморфозы гетита по фенокристаллам оливина в обохренном и галлазитизированном долерите. Увел. 80, ник. ||



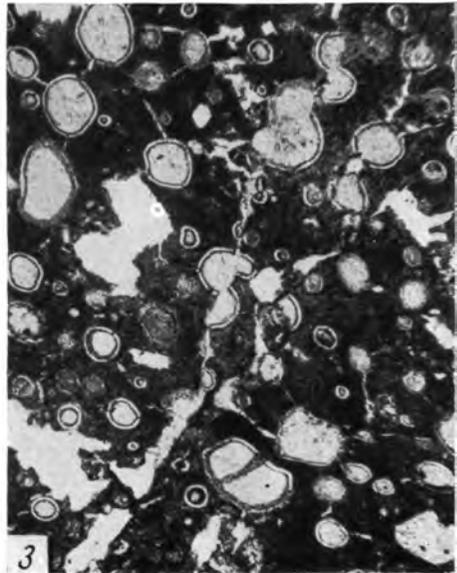
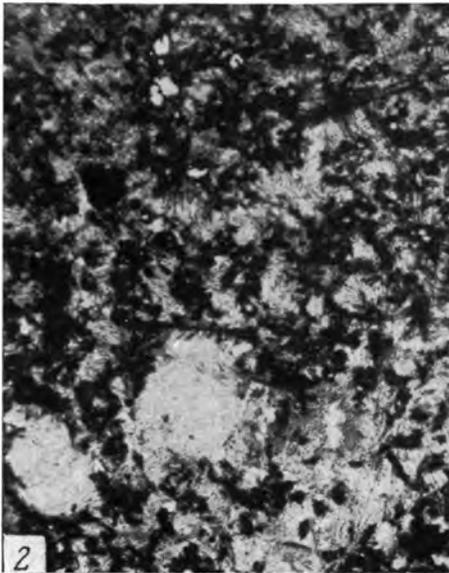
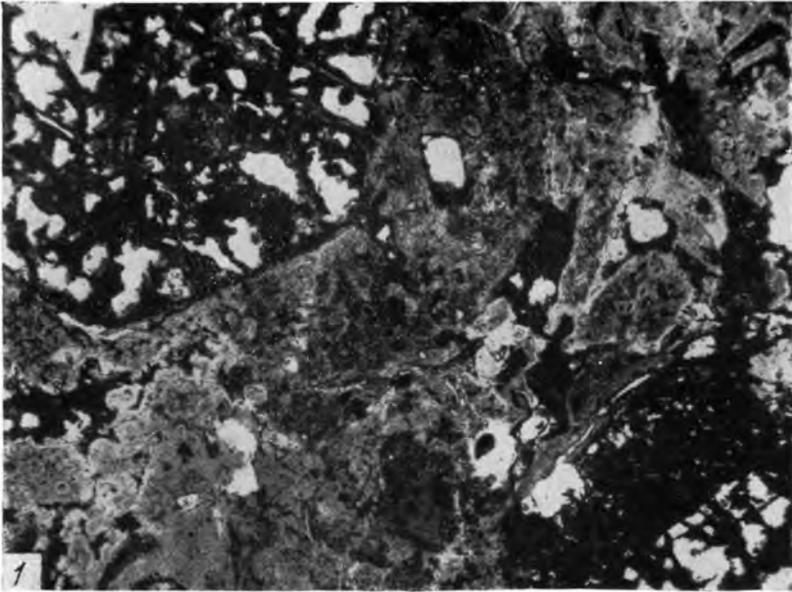
### Батумское побережье Кавказа.

1. Диабазовый порфирит с основной массой интерсертальной структуры. В фенокристаллах цеолитизированный полевой шпат, авгит и псевдоморфозы джефферизита по авгиту (шл. 51-7). Увел. 45, ник. ||. 2. Гидрохлоритовый элювий с галлуазитизированным полевым шпатом (шл. 1-13). Увел. 120, ник. ||. 3. Осветленный гидрохлоритовый элювий (шл. 14-7). Увел. 80, ник. ||. 4. То же. Увел. 80, ник. +.



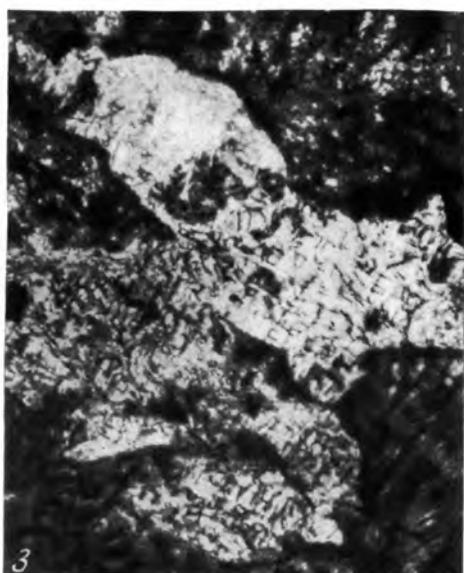
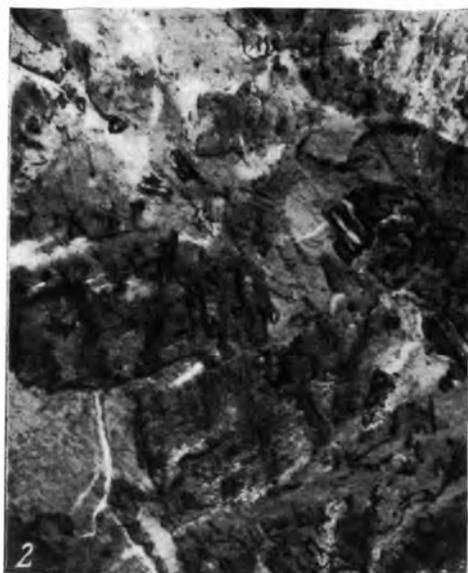
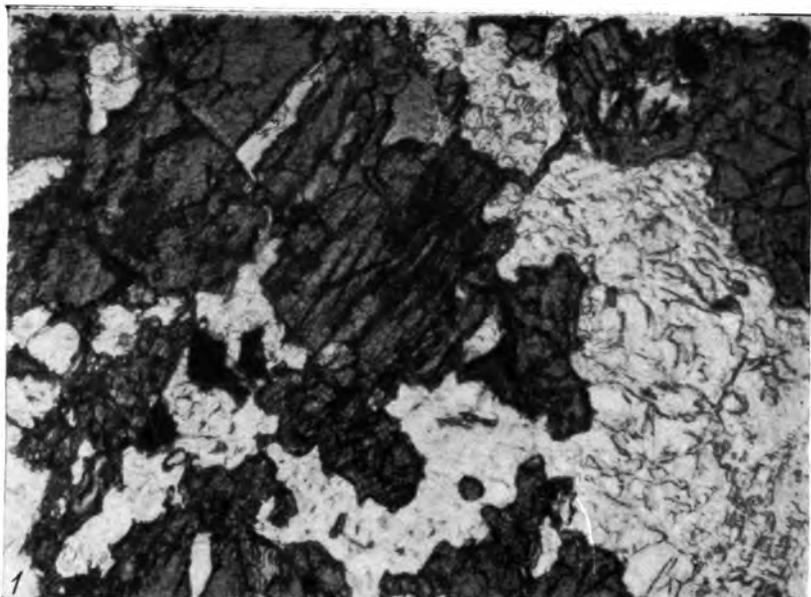
Батумское побережье Кавказа.

1. Осветленные псевдоморфозы джефферизита по авгиту в обохренном гидрохлоритовом элювии диабазовых порфиритов (шл. 51-5). Увел. 45, ник. ||. 2. То же. Увел. 45, ник. +. 3. Гибсит (1) в псевдоморфозах джефферизита по авгиту (шл. 48-1). Увел. 45, ник. ||.



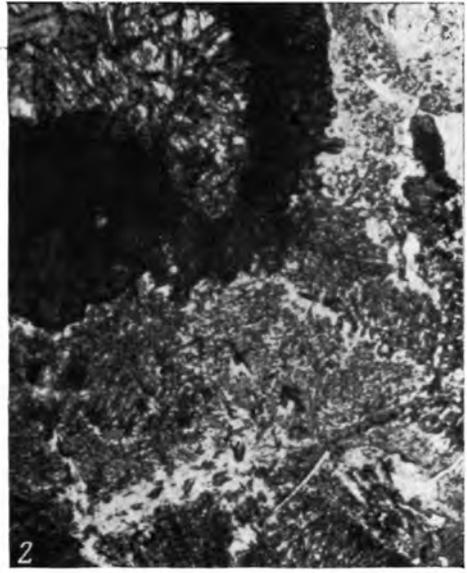
Батумское побережье Кавказа.

1. Сетка из бурых окислов железа на месте псевдоморфоз джефферизита, заместивших фенокристаллы авгита (шл. 1—18). Увел. 45, ник. ||. 2. Вторично обохренный гидрохлоритовый элювий диабазовых порфиритов (шл. 51-5). Увел. 45, ник. ||. 3. Слабо обохренные радиальнолучистые сростки гидрохлорита миндалин в обохренном гидрохлоритовом элювии (шл. 14-7). Увел. 45, ник. ||.



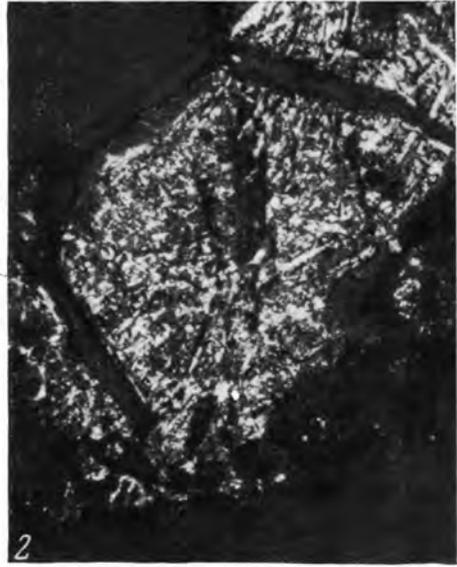
Кемпирсайский гипербазитовый массив на Южном Урале.

1. Плагиоамфиболит. Увел. 80, ник, ||. 2. Ферримонтмориллонитовый элювий плагиоамфиболита. Увел. 80, ник. ||. 3 То же. Увел. 80, ник. +.



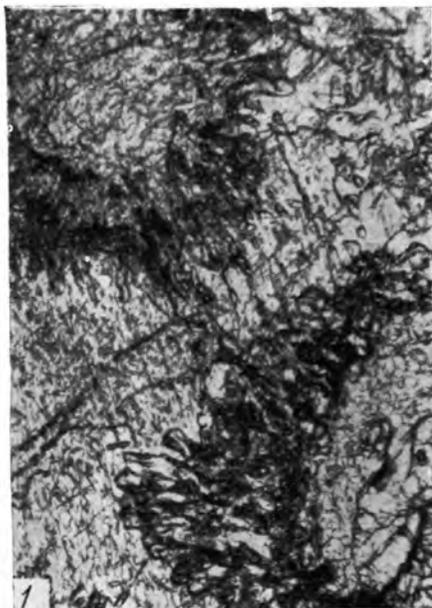
Кемпирсайский гипербазитовый массив на Южном Урале.

1. Форелленштейн. Увел. 80, ник. ||. 2. Форелленштейн с галлуазитизированным плагиоклазом. Увел. 80, ник. ||. 3. Обохренный и галлуазитизированный форелленштейн. Увел. 80, ник. ||.



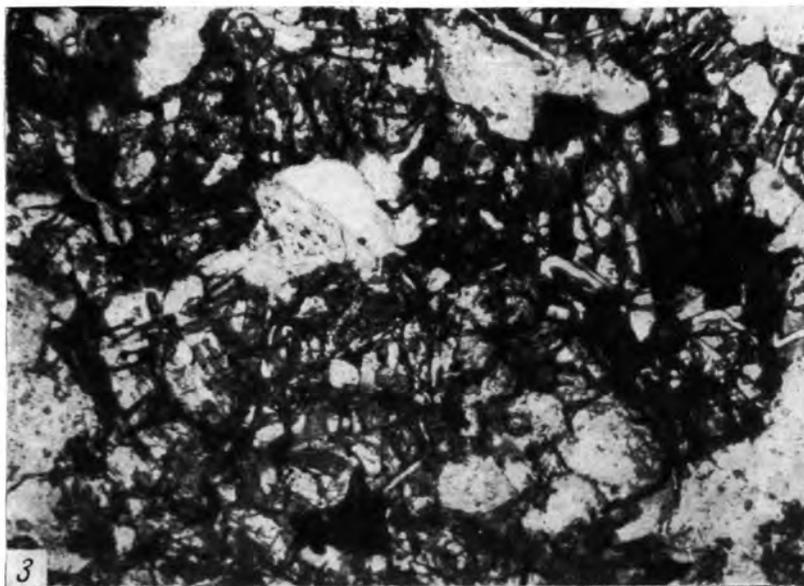
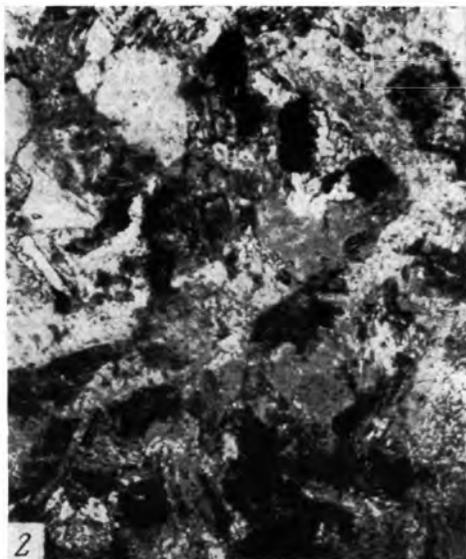
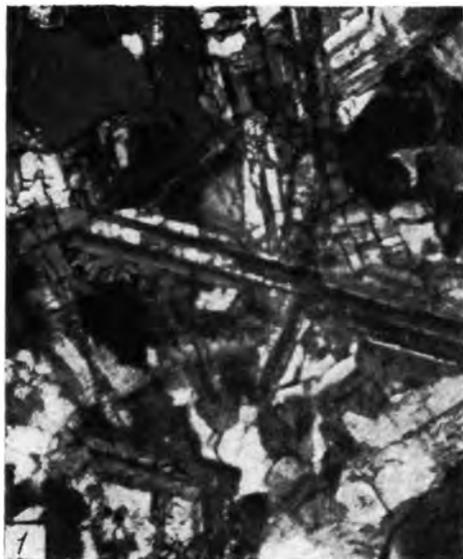
Кемшисайский гипербазитовый массив на Южном Урале.

1. Псевдоморфозы нонтронита по серпентинизированному оливину в галлазитизированном фореленштейне. Увел. 80, ник. ||. 2. То же. Увел. 80, ник. ||. 3. Пористо-щуровидное строение агрегатов галлазита. Увел. 120, ник. ||.



Кемпирсайский гипербазитовый массив на Южном Урале.

1. Эпинорит кельфитовой структуры. Увел. 80, ник. ||. 2. Охристо-глинистый элювий с реликтовой структурой эпинорита. Увел. 80, ник. ||. 3. Бастит, заместивший энстатит в эпинорите. Увел. 120, ник. +. 4. Керолитоподобный глинистый минерал на месте бастита в элювии эпиноритов. Увел. 120, ник. +.



Кемпирсайский гипербазитовый массив на Южном Урале.

1. Габбро-диабаз. Увел. 80, ник.  $\times$ . 2. Ферримонтмориллонитовый элювий габбро-диабазов. Увел. 80, ник.  $\parallel$ . 3. Красные каолины с реликто-диабазовой структурой. Увел. 80, ник.  $\parallel$ .

---

## О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение . . . . .	5
Г л а в а I. Влияние на тип элювия климата, состава материнских пород и тектонического фактора . . . . .	8
Зависимость состава продуктов выветривания от климата и характера материнских пород . . . . .	10
Основные типы охристо-глинистых кор выветривания основных пород . .	15
Г л а в а II. Гиббситоносные коры выветривания . . . . .	17
Гиббситоносные коры выветривания охристо-глинистого состава . . . .	20
Гиббситоносные коры выветривания охристого состава . . . . .	41
Г л а в а III. Гиббситсодержащие коры выветривания . . . . .	43
Гиббситсодержащие гетит-метagalлазитовые коры выветривания . . .	43
Гиббситсодержащие окисленные гидрохлоритовые коры выветривания . .	46
Г л а в а IV. Негиббситоносные коры выветривания . . . . .	55
Красноцветные каолиновые коры выветривания . . . . .	55
Красноцветные каолиновые коры выветривания основных пород . . .	55
Красноцветные каолиновые коры выветривания хлоритизированных основных пород . . . . .	84
Белоцветные каолиновые коры выветривания . . . . .	83
Г л а в а V. Влияние условий среды на ход процессов выветривания . . .	97
Выводы . . . . .	108
Литература . . . . .	111
Таблицы I—XIII . . . . .	117

---

---

## CONTENTS

Introduction . . . . .	5
Chapter I. The influence of climate, parent rocks composition and tectonics on the type of eluvium . . . . .	8
The composition of products of weathering depending on the climate and the character of parent rocks . . . . .	10
The main types of ochreous-cleyey crusts of weathering of basic rocks . . . . .	15
Chapter II. Gibbsite-bearing crusts of weathering . . . . .	17
Gibbsite-bearing crusts of weathering of ochreous-cleyey composition . . . . .	20
Gibbsite-bearing crusts of weathering of ochreous composition . . . . .	41
Chapter III. Crusts of weathering containing gibbsite . . . . .	43
Goethite-metahalloysite crusts of weathering containing gibbsite . . . . .	43
Oxidized hydrochloritic crusts of weathering containing gibbsite . . . . .	46
Chapter IV. Crusts of weathering not containing gibbsite . . . . .	55
Red kaolin crusts of weathering . . . . .	55
Red kaolin crusts of weathering of basic rocks . . . . .	55
Red kaolin crusts of weathering of chloritized basic rocks . . . . .	84
White kaolin crusts of weathering . . . . .	86
Chapter V. The influence of the environmental conditions on the processes of weathering . . . . .	97
Conclusions . . . . .	108
Bibliography . . . . .	111
Tables I—XIII . . . . .	117

*Валентина Николаевна Разумова*

**Коры выветривания латеритного и каолинового типа  
основных пород**

*Утверждено к печати Геологическим институтом  
АН СССР*

Редактор издательства *И. М. Ерофеева*  
Технический редактор *В. И. Зудина*

Сдано в набор 3/1 1967 г. Подписано к печати 10/VI 1967 г.

Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub> Бумага № 1

Усл. печ. л. 11,2 Уч.-изд. л. 10,7

Тираж 1100. Тип. зак. 2327. Т-07674

*Цена 78 коп.*

Издательство «Наука»  
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

---

2-я типография издательства «Наука».  
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

78 коп.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»