

Н. А. ЛИСИЦЫНА

Вынос химических элементов
при выветривании основных пород

N. A. LISITZINA

REMOVAL
OF CHEMICAL ELEMENTS
AT THE WEATHERING
OF BASIC ROCKS

(Transaction, vol. 231)



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1973

Н. А. ЛИСИЦЫНА

ВЫНОС
ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
ПРИ ВЫВЕТРИВАНИИ
ОСНОВНЫХ ПОРОД

(Труды, вып. 231)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1973

Вынос химических элементов при выветривании основных пород. Лисицына Н. А., Труды ГИН, вып. 231.

Работа выполнена по программе, предложенной академиком Н. М. Страховым по изучению геохимии осадочного процесса. В ней с количественной стороны рассмотрены геохимические особенности подготовки материала на континентах. Объект исследования — современные четвертичные и древние коры выветривания основных пород Батумского побережья Кавказа, ДРВ, островов Тихого океана, Республики Гвинеи, Украины, Казахстана и других пород. Менее изучен элювий пород иного, не основного состава. Автор выделяет пять типов элювия, характерных для влажных тропических и субтропических областей, которые образуют генетический ряд и связаны между собой постепенными переходами. Формирование каждого типа обусловлено определенными климатическими и другими условиями. Продукты выветривания анализировались на содержание в них главных и ряда малых элементов. Методом абсолютных масс были выявлены основные закономерности их распределения и выноса при формировании тропического элювия и установлен ряд подвижности элементов.

Работа представляет теоретический интерес с точки зрения познания геохимических особенностей элювиального процесса и имеет практическое значение, так как объясняет характерные черты генезиса некоторых рудных накоплений в корях выветривания. Табл. 84. Илл. 35. Фототабл. 7. Библиограф. 233 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А. В. Пейве* (главный редактор),
академик *В. В. Меннер, Т. Г. Павлова, П. П. Тимофеев*

Ответственный редактор

академик *Н. М. Страхов*

Editorial Board:

academician *A. V. Peive* (editor-in-chief),
academician *V. V. Menner, T. G. Pavlova, P. P. Timofeev*

Responsible editor

academician *N. M. Strakhov*

ВВЕДЕНИЕ

Коры выветривания являются источником материала для многих осадочных пород и руд. С этих позиций элювиальный процесс можно рассматривать как начальную стадию осадочного процесса, а изучение его геохимии как один из путей к познанию особенностей осадконакопления и осадочного рудообразования. Между тем, геохимия кор выветривания изучена далеко не достаточно. Опубликованные работы в нашей и зарубежной литературе характеризуют отдельные стороны проблемы, общие же закономерности геохимических изменений при выветривании пока не сформулированы.

Задачи, методы, объект исследований. Настоящая работа выполнялась по предложенной Н. М. Страховым программе геохимического изучения осадочного процесса. Она включает один раздел общей программы, посвященный исследованию геохимических особенностей подготовки материала на континентах. Из круга вопросов этой проблемы по крайней мере три имеют первостепенное значение для понимания механизма поступления материала в водоемы, с одной стороны, и механизма накопления ряда элементов в элювии, с другой. Эти вопросы могут быть сформулированы следующим образом:

1. Количественное изучение динамики выноса элементов при выветривании.

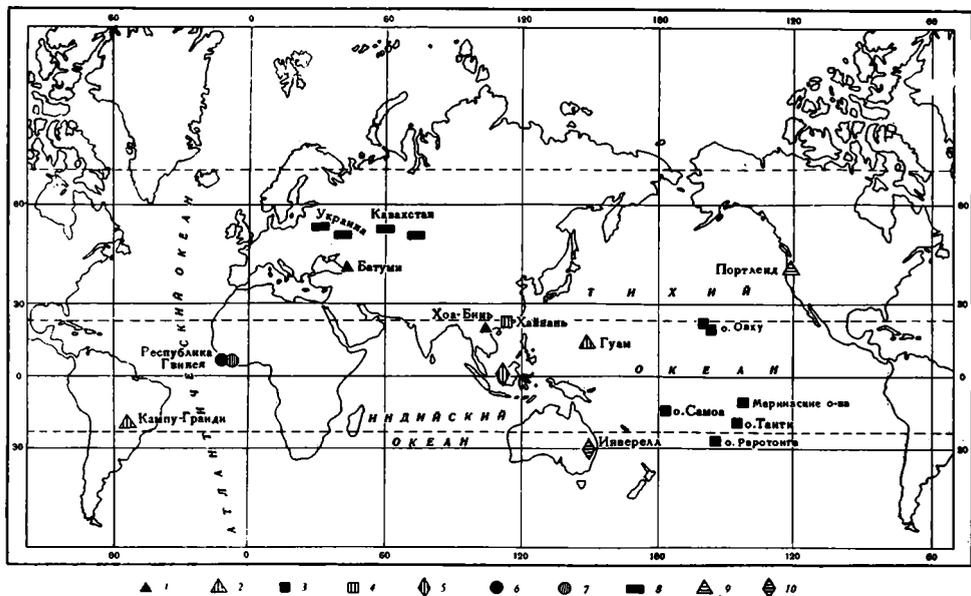
2. Количественное изучение особенностей распределения элементов в элювиальном профиле.

Последнее имеет не только теоретическое, но и практическое значение, поскольку в ряде случаев остаточное накопление элементов в корях выветривания ведет к образованию их промышленных концентраций.

3. Определение относительной подвижности элементов при выветривании.

Известно, что процессы химического выветривания наиболее интенсивно протекают в условиях влажных тропиков, поэтому в работе рассматриваются современные — четвертичные и древние элювиальные образования влажных тропических и субтропических областей, имеющие значительную мощность и представленные глубоко измененными породами. В них запечатлены результаты элювиального процесса в наиболее ярком его выражении.

В качестве объекта исследования выбраны коры выветривания на основных породах. Они, как правило, наследуют от исходной породы повышенные количества химических элементов и обогащены многими из них. К элювию основных пород часто приурочены латеритные бокситы, представляющие собой остаточные накопления алюминия, железа, титана и некоторых малых элементов. Кроме этого, элювий основных пород, даже при высокой степени изменения, сохраняет почти во всей толще реликтовую структуру, что является весьма важной особенностью с точки зрения возможности применения количественных методов для его изучения.



Фиг. 1. Размещение изученных разрезов элювия основных пород

Типы элювия, описанные в полевых условиях. *Современно-четвертичные*: 1 — вьетнамский, 3 — тихоокеанский, 6 — гвинейский. *Древний*: 8 — украинский. Типы элювия, описанные по литературным данным: *Современно-четвертичные*: 2 — вьетнамский, 4 — тихоокеанский, 5 — индонезийский, 7 — гвинейский. *Древние*: 9 — вьетнамский, 10 — индонезийский (австралийский)

Разрезы современного — четвертичного элювия изучались на Батумском побережье Кавказа (субтропики) и в тропических областях, различающихся по влажности и температурным условиям (ДРВ, вулканические острова Тихого океана — Самоа, Таити, Раротонга, Гавайские). Дополнительно были изучены отдельные разрезы кор выветривания на Маркизских островах (Тихий океан) и Сейшельских островах (Индийский океан) и в Республике Гвинея по образцам, любезно предоставленным в распоряжение автора другими исследователями (Ю. А. Богданов, А. П. Лисицын, Б. М. Михайлов). Древние коры выветривания описывались в Казахстане (Казахское нагорье, Тургайский прогиб) и на Украине. Размещение изученных разрезов показано на фиг. 1.

Собранный материал дает возможность провести сравнительно-литологическое и геохимическое изучение современных — четвертичных и древних кор выветривания основных пород из разных климатических областей гумидной зоны, а также их сопоставление с корами выветривания кислых пород.

Полевые работы проводились в течение многих лет, с 1954 по 1965 г. В разное время вместе с автором в них принимали участие Т. Г. Елисева, М. В. Пастухова, М. А. Ратеев, Л. Е. Штеренберг; за границей работали сотрудники Института океанологии Н. С. Скорнякова, А. Ф. Непрочнова, а также сотрудники местных геологических и других научных учреждений. Автор пользуется случаем выразить всем свою признательность.

Геохимическому изучению собранного материала предшествовало детальное исследование вещественного состава элювиальных пород, что является одной из принципиальных методических установок в проводимых нами исследованиях. Петрографическое описание пород выполнено автором, анализы (рентгенографический, термический, механический, хи-

мический) и электронномикроскопическое изучение их проведено в лабораториях Геологического института АН СССР.

Породы анализировались на содержание в них главных (Na, K, Ca, Mg, Si, Al, Fe, Ti) и малых элементов (Mn, P, Co, Ni, Zn, Cu, Pb, Cr, V, Zr, Ga). Набор последних представляет наибольший интерес для понимания процессов элювиального и осадочного рудообразования. В водах источников определялось меньшее количество элементов.

В работе использовано около 200 полных силикатных анализов и более 1800 определений малых элементов. Последние выполнялись стандартным методом количественного спектрального анализа, полярографически, а также колориметрически (Ga). За эту огромную аналитическую работу автор искренне благодарит Э. С. Залманзон, И. Ю. Лубченко, И. В. Белову и всех сотрудников химической лаборатории Геологического института, принимавших в ней участие.

Говоря о методике, применявшейся в настоящей работе, необходимо еще раз подчеркнуть, что главное внимание уделялось не столько статистической обработке большого числа цифр, сколько параллельному изучению вещественного состава элювиальных пород и особенностей распределения в них химических элементов.

Краткий обзор предшествующих работ. Основы геохимического изучения процессов выветривания были заложены выдающимся русским почвоведом Б. Б. Польшовым. Им разработаны широко известные миграционные ряды элементов, обладающих разной подвижностью в гипергенезе, а также намечены основные формы остаточных и аккумулятивных кор выветривания (Польшов, 1933, 1934, 1944, 1947, 1956). Таким образом, Польшов фактически предложил первую принципиальную геохимическую схему элювиального процесса.

Позднее ряды миграции были расширены А. И. Перельманом (1955, 1957, 1961, 1963, 1965) за счет многих малых и редких элементов, а также изучены модификации этих рядов для разных ландшафтов.

Дальнейшее геохимическое изучение выветривания с количественной стороны стало возможным только в результате работ И. И. Гинзбурга (1947, 1963), а также его учеников и последователей (Гинзбург и др., 1946; Разумова, 1956; Лисицына, 1959; Никитина, 1968; Никитин, 1962; Петров, 1967; Казаринов, 1958; Казаринов и др., 1969). Разработка теории стадийного изменения минералов при выветривании и в особенности изучение минералогической зональности кор, проведенное этими и другими исследователями на широком материале, позволили перейти от оценки относительной подвижности элементов при выветривании к следующему этапу исследования — количественному изучению их выноса на разных стадиях процесса, т. е. к динамике выноса элементов.

В последние годы благодаря применению метода абсолютных масс (Страхов, 1954) и его разновидности — изоволюметрического метода, о котором подробнее речь пойдет впереди, — получены первые результаты подобных исследований (Millot, Bonifas, 1955; Михайлов, 1958). В ряде более поздних работ (Лажуани и Бонифа, 1964; Кондрачук и др., 1964; Мельничук и Кондрачук, 1964; Лисицына, 1965, 1968; Михайлов, 1966, 1968) дается количественная характеристика распределения и выноса главных элементов пока только по отдельным разрезам кор выветривания или для отдельных регионов.

Что касается малых элементов, то их изучение в корях выветривания с применением количественных методов пока не получило широкого распространения.

В существующих работах, посвященных малым элементам, на примере отдельных объектов дается оценка относительной подвижности ряда элементов при выветривании (Терентьева, 1959; Gordon a. Murata, 1952; Wolfenden, 1965), рассматривается общий вынос элементов при

разложении пород и отдельных минералов (Butler, 1953, 1954), а также особенности выноса малых элементов в разных климатических типах почв (Short, 1961). Некоторые исследования посвящены характеристике поведения отдельных элементов при выветривании в разных условиях (Ронов и Мигдисов, 1965; Burton a. oth., 1959; Köster, 1955).

В большинстве перечисленных работ содержатся ценные данные; однако полученные результаты во многом противоречивы. Причина заключается, как правило, в несовершенстве методов, применяемых для количественного изучения, а также в недостаточно детальном исследовании минерального состава элювиальных пород. Несовершенство используемых методов до последнего времени тормозило и количественное изучение выноса малых элементов на разных стадиях выветривания.

Автором впервые был применен изоволюметрический метод расчетов для изучения поведения малых элементов при выветривании (Лисицына, 1965а, 1968 и др.), что позволило перейти к изучению динамики выноса и особенностей распределения этих элементов на разных этапах развития кор. В настоящей работе сделана попытка обобщения количественных данных по распределению и выносу главных и некоторых малых элементов и выяснения общих закономерностей их поведения в процессе тропического выветривания.

Пользуюсь случаем сердечно поблагодарить доктора геолого-минералогических наук Г. И. Бушинского, любезно согласившегося взять на себя тяжелый труд по прочтению рукописи и сделавшего замечания. Особую признательность выражаю академику Н. М. Страхову, который много лет руководил геохимическими исследованиями кор выветривания, и другим сотрудникам лаборатории геохимии Геологического института АН СССР за советы и помощь в работе.

Глава I

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ИСХОДНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ И ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ

Влияние форм нахождения химических элементов в магматических породах и минералах на их поведение при выветривании не вызывает сомнения. Совершенно очевидно, например, что породы, изначально обогащенные определенными элементами, будут и их поставщиками при выветривании. Повышенные количества этих элементов фиксируются либо в выносе, либо в остаточных продуктах. Соотношение этих двух форм обычно объясняют физико-химическими свойствами самих элементов или их подвижностью, а также влиянием условий среды. Однако оба фактора вступают в действие лишь после разложения исходных минералов и освобождения элементов при разрушении их кристаллической решетки. Разрушение же решетки в свою очередь зависит от устойчивости исходного минерала при выветривании, а потому минеральная форма нахождения элемента в материнской породе становится, наряду с другими факторами, решающей в определении его судьбы в элювиальном процессе (элементы, заключенные в легко разлагающихся минералах, будут освобождаться при их разрушении на ранней стадии выветривания, элементы устойчивых минералов освобождаются много позже и в значительной степени сохраняются в элювиальных продуктах в составе реликтовых минералов). В последнем случае их распределение в продуктах выветривания зависит от характера распределения в них устойчивого минерала. Характер распределения малых элементов в элювии, как будет показано ниже, в значительной степени определяется кристаллохимическими связями с породообразующими элементами, которые слагают главную массу коры выветривания. Эти связи в ряде случаев наследуются элювиальными продуктами опять же от исходных минералов.

Высказанные здесь самые общие соображения о влиянии геохимических особенностей пород и минералов на поведение химических элементов в элювиальном процессе указывают на необходимость их изучения. Из широкого круга вопросов, связанных с этой проблемой, нас интересуют в первую очередь следующие три:

1. Общие закономерности распределения малых элементов в главных типах магматических пород.
2. Общие закономерности распределения малых элементов в породообразующих минералах, главным образом основных пород.
3. Кристаллохимические связи малых элементов с главными породообразующими.

В настоящей главе собраны литературные данные по всем трем вопросам. В ней использованы работы Л. Р. Вагера и Р. Л. Митчелла, Э. Б. Санделла и С. С. Голдича, Т. Г. Сахамы, С. Р. Нокколдса и

Р. Л. Митчелла, объединенные в сборнике «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах» (1952), а также статьи Вагера и Митчелла (Wager, Mitchell, 1951), Сена, Нокколдса и Аллена (Sen, Nockolds, Allen, 1959), А. П. Виноградова (1956, 1962), Турекиана и Ведеполя (Turekian, Wedepohl, 1961), В. И. Гоньшаковой (1961), В. В. Ляховича (1959) и др. Некоторые данные заимствованы из работ, посвященных геохимии отдельных элементов. Это статьи Ведеполя (Wedepohl, 1953, 1956, 1963; Ведеполь, 1965) по цинку, свинцу и меди, сводка Шоу (Shaw, 1957), статьи Л. Ф. Борисенко (1959), Л. А. Борисенко, А. А. Саукова (1960), Бартон и др. (Burton a. oth., 1959), а также Л. Ф. Борисенко (1963) по галлию, В. И. Серых (1963, 1964) по геохимии меди и никеля, Р. С. Юнга (1959) по кобальту, Турекиана и Карра (Turekian, Carr, 1960; Turekian, 1963) по хрому, кобальту, никелю и др.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В РАЗНЫХ ТИПАХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Общие закономерности распределения малых элементов в магматических породах разного состава отчетливо видны на графиках (фиг. 2), построенных нами по данным А. П. Виноградова (1956, 1962). Интересующие нас малые элементы (Ni, Co, Cu, Cr, V, Zn, Pb, Zr, Ga) по характеру распределения в разных типах пород разделяются на три группы.

К первой относятся Co, Ni и Cr. Для них характерны максимальные концентрации в ультрабазитах и закономерное уменьшение содержаний по направлению к кислым породам.

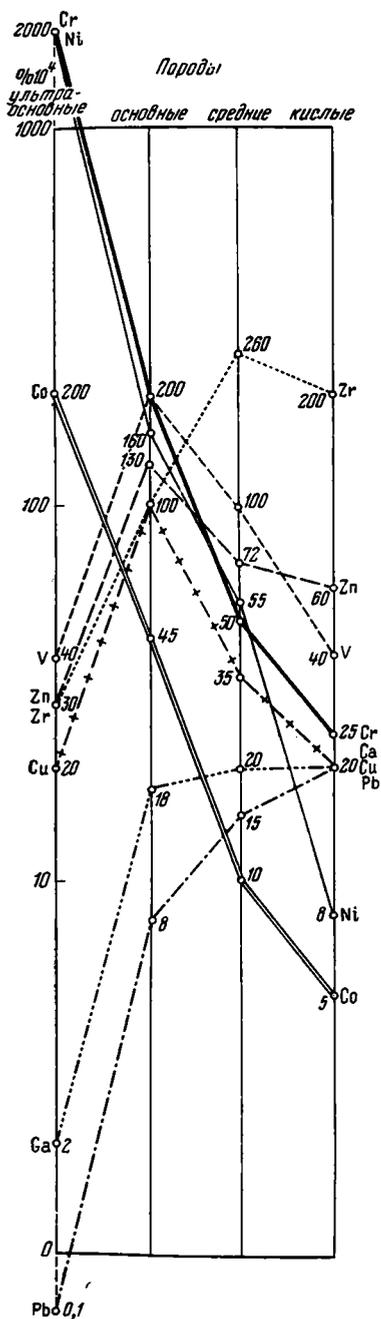
Вторая группа (Pb, Zr, Ga) обнаруживает отчетливую тенденцию, выражающуюся в непрерывном росте содержаний от ультраосновных пород к основным и средним. В кислых породах свинец и цирконий присутствуют в таких же количествах, как в основных и средних, галлий — в несколько больших.

Элементы третьей группы (V, Cu, Zn) отличаются более сложным характером распределения. Содержания их возрастают от ультрабазитов к основным породам, где они максимальны, а затем понижаются в средних и особенно в кислых. Известно, что рассеянные элементы ведут себя подобно главным (Нокколдс, Митчелл, 1952, и др.). Это сходство отчетливо выступает при сравнении графиков распределения малых элементов (фиг. 2) с графиками распределения породообразующих элементов (фиг. 3), построенными нами с привлечением данных, заимствованных из работы А. П. Виноградова (1962). Действительно, графики никеля, кобальта и хрома однотипны с графиками магния и железа (кроме ультраосновных пород). Галлий и цирконий распределяются в соответствии с распределением алюминия, свинец — калия. Ванадий, цинк и медь не имеют определенного аналога среди главных элементов и обнаруживают сходство частично с железом и магнием, частично с марганцем и кальцием.

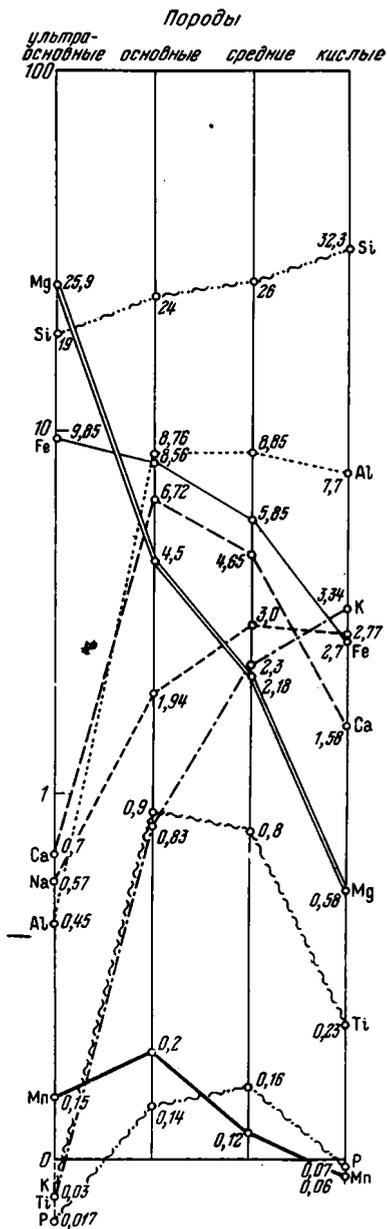
Интересующие нас основные породы являются главными носителями ванадия, меди и цинка; в значительных количествах, хотя и в меньших, чем в ультраосновных породах, в них концентрируются хром, никель и кобальт. Максимум галлия сдвинут в сторону средних и кислых пород, но фактически его содержания в основных породах ненамного отличаются от последних.

Итак, основные породы — источник большинства рассматриваемых нами элементов. Исключение представляют свинец и цирконий, которые совершенно отчетливо тяготеют к средним и кислым породам.

Распределение элемента в породах определяется, как известно, его содержанием в породообразующих, рудных и аксессуарных минералах



Фиг. 2. Распределение Cr, Ni, Co, V, Zn, Pb, Cu, Zr, Ga в разных типах магматических пород, по данным А. П. Виноградова (1962)



Фиг. 3. Распределение Na, K, Ca, Mg, Si, Al, Fe, Ti, P, Mn в разных типах магматических пород, по данным А. П. Виноградова (1962)

и зависит от их соотношений. Мы подошли, таким образом, к следующему вопросу о минеральной форме нахождения элементов в исходной породе. Здесь же целесообразно рассмотреть их предполагаемые кристаллохимические связи в магматических минералах.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И ИХ СВЯЗИ С ГЛАВНЫМИ ЭЛЕМЕНТАМИ

Содержания элементов в главных минералах магматических пород, заимствованные из литературных источников, представлены в табл. 1 (главные элементы) и в табл. 2 (малые элементы). Большая часть цифр относится к минералам основных пород, все другие случаи отмечены особо.

Переходя к рассмотрению особенностей распределения малых элементов, необходимо отметить свойственные им колебания содержаний в одном и том же минерале. Эти колебания зависят от ряда причин; например от состава исходной магмы, от типа материнской породы, а в породах одного типа от времени кристаллизации минерала и т. д. Так, содержание хрома в роговой обманке из норитового роговообманкового габбро Калифорнийского батолита составляет $250 \cdot 10^{-4}\%$ (Sen a. oth., 1959), а в роговой обманке из гранита в том же массиве — $30 \cdot 10^{-4}\%$. В магнетите из разных пород того же батолита содержание хрома колеблется от 55 до $3500 \cdot 10^{-4}\%$ и даже $12\,000 \cdot 10^{-4}\%$. Учитывая сказанное, в табл. 2 мы поместили несколько цифр, характеризующих содержания элементов в каждом минерале, полученные разными авторами. Средние содержания элементов в минералах, известные из литературных источников, приводятся в тексте.

Кобальт. Из породообразующих силикатов максимальные количества кобальта определены в оливине (Нокколдс, Митчелл, 1952; Вагер, Митчелл, 1952; Sen a. oth., 1959; Морковкина, 1964). Цифры, полученные этими авторами, колеблются от 79 до $250 \cdot 10^{-4}\%$, а в оливинах ультраосновных пород достигают $790 \cdot 10^{-4}\%$ (Морковкина, 1964). Содержание элемента заметно уменьшается в пироксенах, где оно колеблется от 30 до $100 \cdot 10^{-4}\%$, а затем постепенно убывает в амфиболах ($10\text{—}40 \cdot 10^{-4}\%$) и биотите ($15\text{—}50 \cdot 10^{-4}\%$). В плагиоклазах максимальные количества кобальта составляют $15\text{—}30 \cdot 10^{-4}\%$, в ряде случаев отмечаются лишь следы его присутствия.

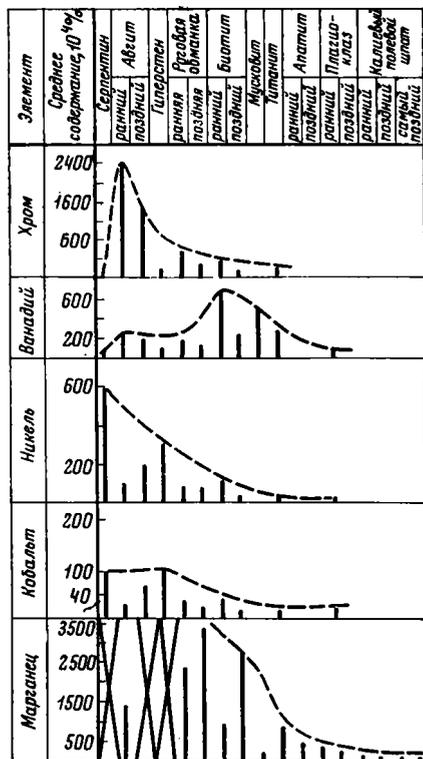
Кобальт концентрируется, таким образом, в темноцветных минералах с максимумом в железо-магниево-ортосиликатах (оливин). В значительных количествах он присутствует также в пироксенах (преимущественно железисто-магнезиальных), несколько меньше — в амфиболах и биотите. В полевых шпатах содержания кобальта минимальны. На диаграмме (фиг. 4), заимствованной из работы Нокколдса и Митчелла (1952), хорошо видна тенденция постепенного уменьшения содержания кобальта от железо-магнезиальных минералов к алюмосиликатам и особенно к плагиоклазам. Весьма значительные концентрации кобальта свойственны рудным минералам группы магнетита. Необходимо отметить, что по данным разных авторов они колеблются в широких пределах. Минимальные значения ($10\text{—}20 \cdot 10^{-4}\%$) дает В. В. Ляхович (1959) для магнетитов из гранитоидов Советского Союза, максимальные содержания определены в магнетитах из основных пород и составляют $200\text{—}1000 \cdot 10^{-4}\%$ (Sen a. etc., 1959), средние значения для магнетитов — того же порядка, что и содержания в железо-магнезиальных силикатах, максимальные содержания намного их превышают. Преимущественное нахождение кобальта в темноцветных минералах в магнетите объясняется

его сродством с Fe^{2+} . Ионный радиус Co^{2+} (0,82 Å) настолько близок к ионному радиусу Fe^{2+} (0,83 Å), что, по-видимому, оба элемента входят одинаково легко в кристаллическую решетку богатых железом минералов (Нокколдс, Митчелл, 1952). Санделл и Голдич (1952) отмечали постоянство отношения Co^{2+}/Mg^{2+} в изученных ими породах, что свидетельствует также о связи кобальта с магнием (ионный радиус магния 0,78 Å).

Н и к е л ь. Распределение этого элемента в минералах весьма сходно с распределением кобальта. Максимальное его содержание присуще оливинам и составляет $150-1659 \cdot 10^{-4}\%$. В пироксенах оно понижается до $50-300 \cdot 10^{-4}\%$, а в ряде случаев определены лишь следы (Sen a. oth., 1959). В амфиболах содержание никеля уменьшается до $20-150 \cdot 10^{-4}\%$, в амфиболах из кислых пород известны еще более низкие значения ($5-15 \cdot 10^{-4}\%$). Близкие к ним цифры указываются для биотитов ($5-15$ до $150 \cdot 10^{-4}\%$). Содержание никеля в плагиоклазах не превышают $16 \cdot 10^{-4}\%$.

Средние количества никеля в породообразующих минералах (кроме аксессуарных) представлены на фиг. 4. Здесь хорошо видна та же тенденция уменьшения содержаний элемента от железо-магнезиальных минералов к алюмосиликатам и главным образом безжелезистым плагиоклазам, которые стоят на другом конце ряда. Никель, как и кобальт, концентрируется в магнетите. Его содержания в этом минерале колеблются очень сильно, от $10-320 \cdot 10^{-4}\%$ (Вагер, Митчелл, 1952; Sen a. oth., 1959; Серых, 1964) до $1000 \cdot 10^{-4}\%$ (Ляхович, 1959). Характер распределения никеля в магматических минералах объясняется близостью его свойств с магнием: оба элемента двухвалентны и имеют одинаковые ионные радиусы (0,78 Å). Поэтому никель, по терминологии В. Гольдшмидта (Goldschmidt, 1944), маскируется в кристаллической решетке магниевых минералов. Никель иногда замещает Fe^{2+} , что доказано, например, для гранитоидов (Серых, 1964). В кислых породах главная масса его заключена в полевых шпатах — количественно преобладающих минералах.

Возможность вхождения никеля в решетку рудных (магнетит) минералов (Evans, 1939) объясняется большей поляризацией его иона, чем иона железа, благодаря чему никель ведет себя как ион с меньшим радиусом. В целом, кобальт и никель в магматических породах преимущественно входят в кристаллическую решетку темноцветных, либо присутствуют в магнетите. Поскольку темноцветные минералы сравнительно легко разлагаются при выветривании, то кобальт и никель будут освобождаться на ранней его стадии. Другая часть каждого элемента, связанная в магнетите, будет в значительной степени сохраняться в элювии вплоть до максимально измененных пород.



Фиг. 4. Графики изменения средних содержаний элементов в породообразующих минералах (по Нокколдсу и Митчеллу, 1952)

Содержание главных элементов в породообразующих

Минерал	Эле				
	Ca ²⁺	Na ¹⁺	Mg ²⁺	K ¹⁺	Si ⁴⁺
Оливин	0—0,24 0—0,65	0—0,10 —	14,4—28,4 24,55—34,6	0—0,03 —	15,75—18,75 17,9—18,8
Пироксены	2,0 (к) 1,0 14,8 (ср) 0—15,5 1,8—12,8 15,65	Сл. (к) 0,3 0,25 (ср) — 0,13 0,47	12,5 (к) 4,0 9,3 (ср) 9,6—13,2 9,24—18,2 6,24	— (к) 0,1 — (ср) — 0—0,07 0,15	24,3 (к) 20,8 23,9 (ср) 25,0 23,2—24,9 20,35
Амфиболы	7,4 (к) 7,1—8,2 8,4 (ср) 8,3 (к) 8,3—9,2 8,47—8,77 8,30—8,25	1,3 (к) 1,1—1,3 1,53 (ср) 1,4 (к) 1,1—1,8 0,95—1,06 0,95—1,17	9,2 (к) 2,6—6,3 8,9 (ср) 6,9 (к) 7,5—9,7 7,15—7,85 7,45—9,6	0,08 (к) 0,7—1,2 0,52 (ср) 0,48 (к) 0,2—0,5 0,32—0,64 0,52—1,06	20,9 (к) 18,5—21,1 19,6 (ср) 19,4 (к) 20,3—23,5 18,9—20,64 18,4—21,17
Биотит	0,3—0,9 (к) 0,4—1,1 (ср) 0,77 (к) 0,34—0,73 1,07 2,5—3,7	0,4 (к) 0,4—0,5 (ср) 0,44 (к) 0,37—0,44 0,95 0—0,21	6,2 (к) 3,4—6,3 (ср) 10,1 (к) 7,1—8,6 6,86 4,4—6,46	6,8 (к) 6,1—7,0 (ср) 7,47 (к) 6,6—7,3 5,68 0,9—2,46	17,5 (к) 16,8—17,8 (ср) 18,4 (к) 15,6—16,6 15,9 13—13,82
Плагиоклазы	10—13,4 (к) 2,6—4,6 8,5—9,04 (ср) 5,5—6,5 (к) 2,9—3,6 7,4—8,7 7,95—13,3	0,5—2,6 (к) 6,0—7,0 3,3—3,6 (ср) 4,8—5,4 (к) 6,6—7,02 3,75—3,78 0,5—3,64	Сл. (к) — 0,10	0—0,08 (к) 0,4 0,66—0,8 0—0,36	20,5—23,8 (к) 28,3—29,6 24,4—25,4 20,16—24,3
Рудные	Магнетит	0,27	1,15 (к) 0,005—0,05		0,11

* Содержание элементов в минералах кислых, средних, щелочных и ультраосновных пород

Хром и ванадий. Хром по характеру распределения в минералах магматических пород обнаруживает определенное сходство с никелем, хотя и имеет ряд отличий. В оливине из основных пород хрома сравнительно немного. Содержания его составляют 20—150·10⁻⁴%, в оливине из ультраосновных пород — 720·10⁻⁴% (Морковкина, 1964). В пироксенах содержания элемента меняются в широких пределах. Любопытно, что в основных породах они колеблются от 8 до 816·10⁻⁴% (Sen a. oth., 1959;

минералах магматических пород основного ряда *

мент				Источник
Fe ³⁺	Fe ²⁺	Ti ⁴⁺	Al ³⁺	
0—0,7 0—0,5	9,3—31,84 0,85—14,8	0—0,52 Сл.—0,08	0,11—0,77 Сл.—0,54	Чирвинский (1953) Морковкина (1964)
1,4 (к) 0,9 1,7 (сп) — 0,29—1,21 2,62	15,4 (к) 30,1 4,1 (сп) 6,4—19,0 6,9—7,08 5,70	0,2 (к) 0,84 0,55 (сп) — 0,04—0,31 0,77	1,1 (к) 2,6 15,9 (сп) — 1,4—2,05 0,49	Sen, Nockolds, Allen (1959) Нокколдс, Митчелл (1952) > > > > > > Чирвинский (1953) Морковкина (1964)
0,5 (к) 2,4—2,9 2,8 (сп) 2,83 (к) 2,1—3,3 3,4—4,9 2,76—4,69	6,4 (к) 11,3—18,0 6,8 (сп) 9,4 (к) 6,6—9,8 5,6—7,85 6,46—8,7	0,36 (к) 0,9—1,02 1,4 (сп) 1,54 (к) 0,58—1,0 0,5—1,85 0,05—0,09	8,9 (к) 5,1—6,5 6,1 (сп) 6,44 (к) 2,5—4,9 5,6—7,9 5,04—6,57	Sen, Nockolds, Allen (1959) То же Нокколдс, Митчелл (1952) > > > > > > Чирвинский (1953) Морковкина (1964)
3,1 (к) 1—5,4 (сп) 1,1 (к) 2,4—4,9 5,38 3,4—4,4	12 (к) 12—20,4 (сп) 8,53 (к) 9,05—13,2 9,34 12,6—12,9	3,18 (к) 1,8—3,2 (сп) 3,05 (к) 1,9—3,7 — 0,17—1,83	8,4 (к) 6,3—9,6 (сп) 56 (к) 7,4—8,25 8,09 10,7—10,8	Sen, Nockolds, Allen (1959) То же Нокколдс, Митчелл (1952) > > > > > > Чирвинский (1953) Морковкина (1964)
— (к) 0—0,7 0,46—0,68	— —	— —	18—19,2 (к) 11,7—13,2 16 (сп) 13,8—14,4 (к) 12,1—12,6 15,1—18	Sen, Nockolds, Allen (1959) То же Нокколдс, Митчелл (1952) > > > > > > Чирвинский (1964) Морковкина (1964)
(щел) 15,4 14,6	(щел) 39,3 24,1	(щел) 15 26,9 (к) 0,01—0,3	0,05 14,8—15,5 (к) 0,005—0,05	Чирвинский (1953) > > Ляхович (1959)

от мечено соответственно: (к); (сп); (щел); (у/осн); серпентин (по оливину) — (серп).

Чирвинский, 1953) и достигают в ряде случаев $2500 \cdot 10^{-4}\%$ (Нокколдс и Митчелл, 1952). В амфиболах содержания хрома меняются от 100 до $800 \cdot 10^{-4}\%$ и только в трех случаях из десяти понижаются до $20—35 \cdot 10^{-4}\%$. Немного меньшие количества хрома определены в биотитах. По данным Сена, Нокколдса и Аллена (Sen a. oth., 1959), в калифорнийском батолите они колеблются от 5 до $110 \cdot 10^{-4}\%$, по Нокколдсу и Митчеллу (1952) составляют $100—800 \cdot 10^{-4}\%$ (каледонские

Содержание малых элементов Co, Ni, Cu, Zn, Pb, V, Cr, Zr, Ga,

Минерал	Mn ²⁺	Co ²⁺	Ni ²⁺	Cu ²⁺	Zn ²⁺	Pb ²⁺
Оlivин	0,17—0,81 0,02—0,21 0,014—0,08	20—150 0—250 100 (серп) 79 (у/осн) 790	сл.—2000 0—150 600 (серп) 158—711 79—1659	20—400 80	 50—65	 1—4 до 6
Пироксе-ны	0,15—0,6 0,15 (сп) — 0,08—0,31 0,15	15—60 40—85 (к) 12 50 (сп) 70—100	Сл. — 200 Сл. — 60 (к) 10 90 (сп) 200—300	35—1000 Сл. (сп) 100—150	 16—19 44—79	 1—4 10—20
Амфиболы	0,2 (сп) 0,3 (к) 0,3—0,4 0,07—0,27 0,15—0,84	20—35 (к) 10—30 40 (сп) 30 (к) 20—40	20—80 (к) 5—15 100 (сп) 80 (к) 80—150 (к) 46—100	10 (сп) — (к) 0—25	 66—520 (к) 400—1600	 5—34 (к) 13—34 до 10
Блотит	(сп) 0,10 (к) 0,15—0,30 0,28 0,14—3,36	50 (к) 20—50 (сп) 40 (к) 20—30	70 (к) 5—30 (сп) 150 (к) 35—120 (сп) 205 15. (к) 47—114	(сп) 300 (сп) сл. — 10	55—380 1100—1930	5—15 20—85
Плагно-клазы	0,005—0,02 0,02 (сп) 0,008—0,04 (к) сл. — 0,008	Сл. Сл. — 30 (сп) 15—25 (к) сл.	Сл. — 10 Сл. — 10 (сп) сл. — 10 (к) сл. — 5? (сп) 16 (сп) 9—12	10—700 0—30 (сп) 0—80 (к) —	 18—26 (к) 1—7	 10 (сп) сл. — 10 (к) 10 1—35 до 75

Mn (в %) в породообразующих минералах магматических пород

V ³⁺	Cr ³⁺	Zr ⁴⁺	Ga ³⁺	Источник
Сл. Сл. 30 (сerp) (у/осн) '68	Сл.—20 20 (у/осн) 720	Сл.	3—5 Сл. 0—4 1—5	Wager, Mitchell (1950, 1951) Sen, Nockolds, Allen (1959) Нокколдс, Митчелл (1952) Чирвинский (1953) Морковкина (1964) Для Со—Морковкина (1964), Zn—Wedepohl (1953, 1965), Pb—Wedepohl (1956), Ga—Борисенок (1959) Shaw (1957)
Сл.—30 (до 300) 110—480 250 (ср) 100—200	Сл.—350 (до 3000) 8—45 (до 500) 2500 (ср) 200—1500 476—816	Сл. —50 25 (ср) 40—150	3—10 2—8 6 (ср) 1—8 1—6 1—5 10 4,7—6,8	Wager, Mitchell (1950, 1951) Sen, Nockolds, Allen (1959) > > > Нокколдс, Митчелл (1952) > > > Для Mn, Cr — Чирвинский (1953), Ga—Борисенок (1959) Для Mn—Морковкина (1964), Zn—Wedepohl (1953, 1965), Pb—Wedepohl (1956) Ga—Борисенко (1963) Для Zn—Wedepohl (1953, 1965), Pb—Wedepohl (1956), Ga—Shaw (1957) Burton, Gulkin, Riley, 1959
90—1000 (к) 175—190 300 (ср) 100 (к) 100—150	20—250 (к) 30—35 800 (ср) 500 (к) 150—400	30 (ср) 30 (к) 50—150	2—8 (к) 15—20 15 (ср) 15 (к) 15—20 10—15 12—15 12, 11,3—20,4	Sen, Nockolds, Allen (1959) > > > > Нокколдс, Митчелл (1952) > > > Для Mn—Чирвинский (1953), Ni—Серых (1963), Zn—Wedepohl (1953, 1965), Pb—Wedepohl (1956), Ga—Борисенок (1963) Для Mn—Морковкина (1964), Zn—Wedepohl (1953, 1965), Pb—Wedepohl (1956), Ga—Борисенок (1963) Burton, Gulkin, Riley (1959)
400 (к) 120—350 (ср) 400 (к) 100—250	110 (к) 5—80 (ср) 800 (к) 25—350	(ср) 20 (к) сл. —70	15 (к) 15—30 (ср) 12 (к) 30—50 33	Sen, Nockolds, Allen (1959) > > > > Нокколдс, Митчелл (1952) > > > Для Mn—Чирвинский (1953), Ni—Серых (1964), Zn—Wedepohl (1953, 1965), Pb—Wedepohl (1956), Ga—Burton, Gulkin, Riley (1959) Для Mn—Морковкина (1964), Ni—Серых (1964), Zn—Wedepohl (1953, 1965), Pb—Wedepohl (1956)
Сл. —10 10—20 (к) — 15 (ср) 20 (к) 10	Сл. —10 0—8 (к) — 10 (ср) Сл. —8 (к) 5—7	Сл. —30 Сл. —40 (ср) 15—400 (к) сл. 100	35—20 до 200 26—35 20 (ср) 20—30 (к) 40—50 20—25 40 4,7—46,1	Wager, Mitchell (1950, 1951) Sen, Nockolds, Allen, 1959 > > > > Нокколдс, Митчелл, 1952 > > > > Для Ni—Серых (1964), Zn—Wedepohl (1953, 1965), Pb—Wedepohl (1956), Ga—Борисенок (1959) Для Ni—Серых (1964), Zn—Wedepohl (1953, 1965), Ga—Shaw (1957) Burton, Gulkin, Riley, 1959

Минерал	Mn ²⁺	Co ²⁺	Ni ²⁺	Cu ²⁺	Zn ²⁺	Pb ²⁺
Магнетит	Сл. — 0,5	3—80 200—1000 (к) 40—210	Сл. — 300 215—320 (к) 10—200	20—500	300—3000	
	(щел) 1,15 0,054 (к) 0,01—0,06	(к) 10—20	(к) 50—1000 (к) 21—55	100—400 (к) 5—80 45—195	80—100 1000—10000 6—40	(к) 2—10 3—10 20—100
Ильменит		30—100	Сл. — 150	20—400 2—2,5 7—20		

Примечание. См. сноску к табл. 1.

интрузии Шотландии), в одном случае — $25 \cdot 10^{-4}\%$. Резко падают содержания элемента в плагиоклазах, где максимальные значения не поднимаются выше $10—15 \cdot 10^{-4}\%$, минимальные же часто ниже чувствительности метода.

Итак, главная масса хрома концентрируется в пироксенах, в меньшей степени он присутствует в амфиболах и биотите. Средние его содержания в разных минералах даны на диаграмме фиг. 4. Они уменьшаются от железо-магнезиальных силикатов к плагиоклазам. В магнетитах, наряду с рядовыми содержаниями ($2—250 \cdot 10^{-4}\%$), для хрома отмечены и более высокие. Максимальные значения — $3808 \cdot 10^{-4}\%$ (Чирвинский, 1953) или $3500 \cdot 10^{-4}\%$ (Sen a. oth., 1959) превышают содержания элемента в силикатах. Особенности распределения хрома в магматических минералах Нокколдс и Митчелл (1952) объясняют следующим образом. Ионный радиус хрома имеет размер $0,64 \text{ \AA}$, позволяющий ему замещать трехвалентное железо в железо-магнезиальных минералах.

Хром встречается также в соответствующих титансодержащих минералах, где недостаток положительного заряда уравнивается другими замещениями. Особенно часто Cr^{3+} замещает трехвалентное железо. Имея меньший, чем у Fe^{+3} , ионный радиус, он концентрируется в ультраосновных и основных породах ранних стадий дифференциации магмы.

В анадий в своем распределении напоминает хром. В оливине, по имеющимся у нас данным (табл. 2), содержания его невелики. Сен, Нокколдс и Аллен (Sen a. oth., 1959) в породах калифорнийского батолита определили следы ванадия, Нокколдс и Митчелл (1952) для серпентиновых продуктов изменения оливина дают цифру $30 \cdot 10^{-4}\%$, Морковкина (1964) для оливина из дунитов Урала — $0,01 \text{ V}_2\text{O}_5$, или в пересчете на элемент $68 \cdot 10^{-4}\%$ V^{3+} . Содержания ванадия в пироксенах составляют $100—250 \cdot 10^{-4}\%$ и увеличиваются в отдельных случаях до $480 \cdot 10^{-4}\%$ (Sen a. oth., 1959). В амфиболах преобладают значения более $100 \cdot 10^{-4}\%$ ($150—300 \cdot 10^{-4}\%$), а максимальные возрастают до $1000 \cdot 10^{-4}\%$ (Sen a. oth., 1959). Для биотитов характерны содержания порядка $200—400 \cdot 10^{-4}\%$. В плагиоклазах количество ванадия резко убывает, однако в основных породах он присутствует повсюду в количестве $10—20 \cdot 10^{-4}\%$. Рудные минералы (магнетит, титаномagnetит, ильменит), как правило, обогаще-

Таблица 2 (окончание)

V^{3+}	Cr^{3+}	Zr^{4+}	Ga^{3+}	Источник
Сл. — 2000 50—4500 (к) 1100—3500 1000	Сл. — 200 55—3500 (к) 200—1250 612—3808 (к) 50—1000	Сл.	20—60 50—55 (к) 100—120 50—120 (к) 5—10 20—88,6	Wager, Mitchell (1950, 1951) Sen, Nockolds, Allen, 1959 » » » » Для Mn, Cu, Cr—Чирвинский (1953), Zn, Pb, V—Ляхович (1959) Для Mn—Чирвинский (1953), Co, Ni, Cu, Cr, Ga—Ляхович (1959), Zn—Wedepohl (1953, 1965), Pb—Wedepohl (1956) Для Mn—Ляхович (1959), Ni—Серых (1964), Cu—Гоньшакова (1961), Zn— Wedepohl (1953, 1956), Pb—Wedepohl (1956), Ga—Burton, Gulkin, Riley (1959)
	Сл. — 2		3—5 20 1,4—8,7	Wager, Mitchell (1950, 1951) Для Cu—Серых (1963), Ca—Shaw (1957) Для Cu—Гоньшакова (1961), Ga—Burton, Gulkin, Riley (1959)

ны ванадием. По данным разных авторов (табл. 2), его содержания колеблются от $300-800 \cdot 10^{-4}\%$ до $2000 \cdot 10^{-4}\%$ (Wager, Mitchell, 1952) и достигают в отдельных случаях $3500-4500 \cdot 10^{-4}\%$ (Sen a. oth., 1959).

Особенности распределения ванадия в породообразующих силикатных минералах видны из диаграммы его средних содержаний (фиг. 4). Ванадий, как и хром, присутствует в оливинах лишь в небольших количествах, его содержания во много раз возрастают в пироксенах. Однако главная масса элемента сосредоточена в амфиболах и биотите, затем его количество резко сокращается в плагиоклазах. Таким образом, в своем распределении в минералах магматических пород ванадий обнаруживает лишь частичное сходство с хромом. Так, максимум хрома падает на пироксены и закономерно снижается к плагиоклазам. Ванадий же более равномерно распределяется в железо-магнезиальных минералах, максимально концентрируется в амфиболах и слюдах и резко сокращается в плагиоклазах. Ванадий, как и хром, концентрируется в магнетитах. Некоторые различия в распределении ванадия и хрома между минералами магматических пород, по-видимому, объясняются различиями их геохимических связей. В частности, ванадий (V^{3+}), имеющий ионный радиус $0,65 \text{ \AA}$, предположительно может замещать Al^{3+} (ионный радиус $0,57 \text{ \AA}$) в плагиоклазах (Wager, Mitchell, 1951).

Нокколдс и Митчелл (1952) предполагают, что в авгите Cr^{3+} и V^{3+} уравнивают избыток отрицательных зарядов, образующихся при частичном замещении Si^{4+} на Al^{3+} .

Содержания марганца в минералах магматических пород приводятся нами главным образом по данным П. Н. Чирвинского (1953) и В. Ф. Морковкиной (1964). Марганец присутствует во всех минералах, но в переменных количествах. В оливине из разных пород его содержания колеблются от 0,01 до 1,58%, в пироксенах — 0,08—0,3%, примерно такие же содержания свойственны амфиболам. В биотитах количество марганца несколько уменьшается и затем довольно резко падает до 0,008—0,04% в полевых шпатах. Средние его содержания в различных минералах видны на диаграмме (фиг. 4), данные которой показывают отчетливую приуроченность элемента к железо-магнезиальным минералам и очень низкие содержания его в алюмосиликатах. Немногие данные

по содержанию марганца в магнетитах (Чирвинский, 1953; Ляхович, 1959) обнаруживают колебания от 0,01 до 0,06% (максимум 1,15%). Содержания марганца в титаномагнетите из габбро Алтае-Саянской области составляют 0,14—0,38% (Вахрушев, Кривенко, 1966). Эти количества не превышают содержания элемента в железо-магнезиальных минералах и как будто указывают на отсутствие концентрации марганца в магнетитах.

Вхождение марганца в решетку определенных минералов объясняется следующими его свойствами: Mn^{2+} имеет несколько больший ионный радиус (0,91 Å), чем Fe^{2+} (0,83 Å). Отношение радиусов Mn^{2+}/O^{2+} равно 0,7, что соответствует границе между шестерной и восьмерной координациями. Поэтому марганец предпочтительнее входит в решетку роговой обманки, чем биотита. В первом случае он может замещать как Fe^{2+} и другие ионы в шестерной координации, так и Ca^{2+} в восьмерной. В биотите же Mn^{2+} находится только в шестерной координации.

Медь, цинк, свинец — халькофильные элементы, имеющие общую судьбу в гидротермальном процессе, в минералах магматических пород распределяются различно.

Медь. Мы располагаем сравнительно скудными данными по содержанию меди в породообразующих минералах, которые заимствованы нами из работ Нокколдса и Митчелла (1952), частично — Вагера и Митчелла (Wager, Mitchell, 1950, 1951), В. И. Серых (1963), В. В. Ляховича (1959), В. И. Гоньшаковой (1961). По этим данным медь присутствует во всех породообразующих минералах. Ее содержания в оливинах составляют 20—80·10⁻⁴%, в пироксенах они повышаются до 35—150·10⁻⁴%, в амфиболах в одних случаях определены содержания 10—25·10⁻⁴%, в других они ниже чувствительности метода. В слюдах количество меди меняется от следов до 300·10⁻⁴%, а в плагиоклазах, там, где медь удалось определить, ее содержания колеблются от 30 до 80·10⁻⁴%.

В целом, как отмечает В. И. Серых, медь образует постоянную примесь в оливинах, пироксенах, роговых обманках, биотитах, магнетитах. Более того, содержания элемента выше в темноцветных минералах, чем в плагиоклазах. Из породообразующих силикатов носителями меди являются амфиболы, пироксены и биотит. Для рудных минералов (магнетит, титаномагнетит) также характерны большие содержания меди, превышающие ее кларк (1·10⁻²) для основных пород (Виноградов, 1962).

Минеральные формы нахождения меди в магматических породах обсуждались неоднократно. Первоначально В. Гольдшмидт связывал ее нахождение в магматических минералах с сульфидами (Goldschmidt, 1954). Этой же точки зрения придерживается и Ведеполь, который считает, что медь присутствует в составе многих магматических пород в виде медного колчедана и не входит, подобно свинцу или цинку, в решетки породообразующих минералов (Wedepohl, 1963). Однако известно, что содержание меди в магматических породах не всегда коррелируется с содержанием серы (Санделл, Голдич, 1952). Более того, присутствие меди во всех породообразующих минералах магматических пород, закономерная ее приуроченность к темноцветным разностям и магнетиту, а также отсутствие сульфидов в некоторых ультраосновных и основных породах, богатых медью (Bilgrami, 1961), свидетельствует о том, что сульфиды не являются единственной формой нахождения элемента в магматических породах. Итак, медь концентрируется в темноцветных (пироксен, амфибол, биотит), в магнетите и частично в сульфидах. Это относится, в частности, к вторичным сульфидам гидротермального генезиса, что необходимо иметь в виду, изучая выветривание гидротермально измененных пород. На примере гранитоидов В. И. Серых показал, что геохимически медь связана с двухвалентным железом.

Все рассмотренные здесь данные свидетельствуют о довольно сложных связях элемента в магматических породах. Медь присутствует в исходных минералах разной устойчивости (в устойчивом магнетите, в сравнительно легко изменяющихся темноцветных минералах и частично в сульфидах, разложение которых во многом зависит от окислительно-восстановительных условий среды).

Цинк. Данные о распределении цинка заимствованы нами главным образом из работ Ведеполя (Wedepohl, 1953; Ведеполь, 1965). Для рудных минералов (магнетит, титаномагнетит, ильменит) Ведеполь приводит сильно отличающиеся цифры. Так, содержания цинка в этих минералах, опубликованные в более ранней его работе (Wedepohl, 1953), составляют $6-40 \cdot 10^{-4}\%$, по данным 1965 г. магнетиты из базальта Северной Каролины содержат 1500 г/т цинка, магнетит из габбро Скаергаардской интрузии (Гренландия) — 1% , магнетиты из третичных базальтов (северо-запад ФРГ) — 1000 г/т . Это — максимальные количества цинка, известные для породообразующих минералов магматических пород. Гораздо ниже содержания этого элемента в оливинах. Для них характерно наибольшее постоянство. Количество цинка колеблется здесь от 50 до $65 \cdot 10^{-4}\%$, т. е. в общем незначительно. Определения цинка в оливинах одной породы отличаются друг от друга почти так же мало, как его содержания в оливинах из разных пород, и эти различия намного больше аналитической ошибки определений. Содержания цинка в пироксенах различаются значительно больше и колеблются от $16 \cdot 10^{-4}\%$, например, в диопсиде мелилито-базальтового туфа (ФРГ) до $79 \cdot 10^{-4}\%$ в полевошпатовом базальте вулкана Этна.

В амфиболах содержания цинка выше, чем в пироксенах, они колеблются еще сильнее. Минимальное из приведенных Ведеполем содержаний (Wedepohl, 1953) равно $66 \cdot 10^{-4}\%$ в амфиболите Норвегии, максимальное — $520 \cdot 10^{-4}\%$ в базальтической роговой обманке (табл. 3). Более высокие содержания цинка (до $1600 \cdot 10^{-4}\%$) известны в роговых обманках из кислых пород. Данными для биотита из основных пород мы не располагаем, в средних и кислых породах содержания цинка в этом минерале весьма высокие и меняются от 55 до $1980 \cdot 10^{-4}\%$. Резкие колебания содержаний цинка в пироксенах, амфиболах и биотите обусловлены изменениями в составе самих минералов, включающих большое число компонентов. Содержание цинка в полевых шпатах на порядок ниже, чем в темноцветных. Оно уменьшается от $18-26 \cdot 10^{-4}\%$ в битовните до менее чем $1 \cdot 10^{-4}\%$ в альбите кислых пород. В кварце количество цинка незначительно и часто — ниже точности определений.

К. Х. Ведеполь (1965) отмечает близость некоторых свойств цинка к никелю. Оба элемента имеют близкие ионные радиусы ($0,83 \text{ \AA}$ у цинка и $0,78 \text{ \AA}$ у никеля), средние их концентрации в земной коре также близ-

Т а б л и ц а 3

Средние содержания цинка в минералах магматических пород
(Ведеполь, 1965; Wedepohl, 1953)

Минерал	Среднее содержание, $10^{-4}\%$	Количество анализов	Минерал	Среднее содержание, $10^{-4}\%$	Количество анализов
Магнетит (титаномагнетит)	6—10 000	5	Пироксены	40	4 (подсчитано нами)
Ильменит			Амфиболы	200	150 (граниты)
Оливин			51	Биотит	300
			Плаггиоклазы	9	9 (подсчитано нами)

ки. Тем не менее поведение цинка отличается от никеля, замещающего Mg^{2+} и Fe^{2+} в породообразующих минералах с координационным числом 6, и имеет специфический характер.

В амфиболах и биотите цинк находится главным образом в шестерной координации, так же как Fe^{2+} и Mg^{2+} . Что касается структур, соответствующих оливиным, пироксенам и полевым шпатам, то они для цинка менее стабильны. Вообщем же цинк предпочтительнее входит в минералы с координационным числом 4 и имеет тенденцию к четверной координации. В магнетите, например, он имеет возможность занимать определенные участки структуры с тетраэдрическим окружением. Сульфиды цинка (цинковая обманка) в изверженных породах, как показал Ведеполь, не играют существенной роли. На их долю в габбро, базальтах, диабазе и граните приходится не более $10^{-3}\%$.

Итак, несмотря на близость ионного радиуса цинка к ионным радиусам элементов семейства железа, цинк не всегда, а лишь в некоторых случаях (амфиболы, биотит) по характеру своих связей походит на двухвалентное железо, марганец и магний.

Каковы же главные минеральные формы нахождения цинка в основных породах? В базальто-габброидах он концентрируется преимущественно в магнетитах. Из алюмосиликатов минералами-концентраторами являются амфиболы и биотит (например, в биотит-амфиболовых породах), в меньшей степени пироксены. В средних и кислых породах цинк также концентрируется в амфиболах и биотите.

Распределение свинца в породообразующих минералах магматических пород совершенно отлично от распределения цинка и меди (см. табл. 2). По данным специальных исследований (Wedepohl, 1956), содержания свинца закономерно возрастают от оливинов к полевым шпатам. Наиболее богатыми свинцом минералами главной фазы кристаллизации магмы являются калиевые полевые шпаты и слюды, еще более высокие содержания элемента установлены в калиевых полевых шпатах из пегматитов.

Для оливина и кварца характерны самые низкие количества свинца. В оливинах содержится $1-6 \cdot 10^{-4}\%$ элемента, в пироксенах его количество колеблется от 1 до $20 \cdot 10^{-4}\%$, в амфиболах составляет $5-34 \cdot 10^{-4}\%$, а иногда $100 \cdot 10^{-4}\%$, в биотитах $5-85 \cdot 10^{-4}\%$. В основных плагиоклазах содержание свинца меняется от 1 до $35 \cdot 10^{-4}\%$, а в калиевых полевых шпатах оно возрастает до $75 \cdot 10^{-4}\%$. Мусковиты мы здесь не рассматриваем, поскольку в породах основного ряда они не встречаются.

Некоторое обогащение свинцом свойственно также рудным минералам. Содержания его колеблются весьма сильно, минимальные составляют, по Ведеполью, $3-10 \cdot 10^{-4}\%$, максимальные достигают $50-100 \cdot 10^{-4}\%$. Ведеполь отмечает также, что сульфиды свинца не оказывают существенного влияния на содержание элемента в магматических породах (табл. 4).

Т а б л и ц а 4

Средние содержания свинца в главных минералах магматических пород (Wedepohl, 1956)

Минерал	Среднее содержание, $10^{-4}\%$	Количество анализов	Минерал	Среднее содержание, $10^{-4}\%$	Количество анализов
Рудные (магнетит, титаномагнетит, ильменит)	20	32	Амфиболы	15	18
Оливин	1	8	Биотит	$\left\{ \begin{array}{l} 25 \\ 34 \end{array} \right.$ (эруптивные породы)	44
Пироксены	6	20	Плагиоклазы		10
					20

Особенности распределения свинца между главными минералами обусловлены структурными свойствами самих минералов (Wedepohl, 1956). Охотнее всего свинец замещает калий в его структурных позициях, благодаря близким размерам ионов обоих элементов. Ионный радиус K^{1+} равняется 1,33 А, Pb^{2+} — 1,32 А. Эти данные о связи свинца с полевыми шпатами и слюдами хорошо объясняют особенности его распределения в различных магматических породах, выражающиеся в предпочтительной концентрации в кислых породах, где преобладают эти минералы, и уменьшении его количества в основных и ультраосновных породах.

Рассматривая распределение свинца в минералах в аспекте их влияния на поведение элемента при выветривании, мы сталкиваемся, как и в случае меди и цинка, с его вхождением в решетки минералов разной устойчивости (свинец, связанный в слюдах и плагиоклазах, будет освобождаться на более ранней стадии выветривания, чем свинец калиевого полевого шпата). Свинец магнетитов будет в значительной степени консервироваться в продуктах выветривания.

Судьба всех трех элементов (Cu, Zn, Pb) при выветривании будет зависеть от соотношений исходных минералов-концентраторов этих элементов. Поскольку элементы концентрируются в магнетитах, какая-то часть каждого из них будет задерживаться в продуктах выветривания в составе устойчивого магнетита или продуктов его окисления. Это особенно существенно для основных пород, содержащих до 25% магнетита, который является главным концентратором цинка в этих породах. Цинк и медь, связанные в темноцветных, и свинец плагиоклазов будут освобождаться на более ранних стадиях выветривания. Дольше задержится в элювии свинец сравнительно стойких калиевых полевых шпатов. Наконец, судьба меди в элювиальном процессе частично зависит от окисления сульфидов. Итак, многообразные связи меди, свинца и цинка в исходных породах будут оказывать различное в разных условиях влияние на судьбу этих элементов при выветривании.

Галлий. Распределение галлия в породообразующих минералах магматических пород (см. табл. 2) весьма закономерно. Его содержания в железо-магнезиальных минералах невелики. В оливинах они минимальны и составляют $1-5 \cdot 10^{-4}\%$, в пироксенах несколько выше ($1-10 \cdot 10^{-4}\%$), в амфиболах колеблются от 10 до $20 \cdot 10^{-4}\%$. В алюмосиликатах количество галлия заметно повышается и достигает в слюдах $12-50 \cdot 10^{-4}\%$, а в некоторых разновидностях кислых пород — $120 \cdot 10^{-4}\%$. Содержания галлия в плагиоклазах составляют $20-30 \cdot 10^{-4}\%$, реже $50 \cdot 10^{-4}\%$. В основных породах главная масса галлия, так же как и алюминия, заключена именно в этих минералах. По расчетам Л. А. Борисенок и А. А. Саукова (1960), на них приходится 70—80% галлия основных пород (рудные минералы в расчет не принимались).

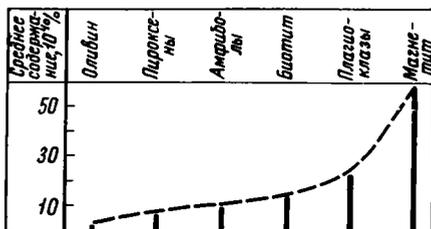
По сравнению с силикатами, рудные (магнетит, титаномagnetит) сильно обогащены галлием, содержания которого возрастают в них до $120 \cdot 10^{-4}\%$. Для основных пород, богатых магнетитом, это обстоятельство имеет большое значение.

Итак, содержания галлия в минералах магматических пород возрастают от железо-магнезиальных, где они минимальны, до алюмосиликатов, в которых содержится главная масса элемента. Помимо этого галлий концентрируется в магнетитах.

Средние содержания галлия ($10^{-4}\%$) в породообразующих минералах основных пород подсчитаны А. Б. Роновым и А. А. Мигдисовым (1965):

Рудные (магнетит, титаномagnetит)	58	Амфиболы	10
Оливин	1	Биотит	15
Пироксены	7	Плагиоклазы	24

Средние содержания элемента показаны также на графике (фиг. 5). Количества элемента в породах основного ряда зависят от соотношений породообразующих минералов и в общем однообразны. Некоторую неравномерность в распределении галлия вносит присутствие рассеянных минералов, способствующих увеличению колебаний в его содержаниях.



Фиг. 5. Средние содержания галлия в породообразующих минералах магматических пород, по данным А. Б. Ронова и А. А. Мигдисова (1965)

Особенности распределения галлия в породообразующих минералах хорошо согласуются с его кристаллохимическими свойствами, от которых зависит сходство галлия с определенными элементами. Со времени работ В. М. Гольдшмидта и К. Петерса (1938; Goldschmidt, 1954) известно, что галлий в магматических породах связан главным образом с алюминием, к которому он близок по химическим и кристаллохимическим свойствам. Радиус иона алюминия (Al^{3+}) — 0,57, галлия (Ga^{3+}) — 0,62 Å. Благодаря этой близости галлий изоморфно замещает алюминий в решетках алюмосиликатов. Помимо ярко выраженной связи галлия с алюминием, некоторые исследователи отмечают его сонахождение с трехвалентным железом (Санделл, 1952; Борисенко, 1959; Лавренчук, Серых, 1966). Так, например, Санделл определил необычно высокое отношение Ga/Al в некоторых породах основного ряда, богатых окисным железом.

Л. А. Борисенко указывает на повышение содержания галлия в пироксенах из габбронорита при невысоком содержании алюминия. Оба автора для этих случаев предполагают изоморфное замещение галлием не только алюминия, но и железа. Последнее возможно благодаря некоторому сходству химических свойств галлия не только с алюминием, но и с трехвалентным железом (Вершковская и др., 1960; Еремин, 1964). Ионный радиус Fe^{3+} близок ионному радиусу Al^{3+} и равняется 0,67 Å.

Итак, судьба галлия в магматических породах и, по-видимому, в продуктах их выветривания тесно связана с двумя главными элементами: в первую очередь с алюминием и в какой-то степени с трехвалентным железом. Эта связь определяет и количества галлия в различных породообразующих минералах основных пород (см. табл. 2). В. Гольдшмидт (1938; Goldschmidt, 1954) допускал возможность замещения галлием хрома (Cr^{3+}), ионный радиус которого равен 0,64 Å. Галлий, подобно алюминию, может замещать кремний в кремнекислородных тетраэдрах и входить в решетку силикатов, не содержащих алюминия.

Цирконий. Мы располагаем лишь немногими данными по содержанию циркония в породообразующих минералах (Нокколдс, Митчелл, 1952). Он присутствует в заметных количествах (25—150·10⁻⁴%) в пироксенах, примерно в таких же количествах в амфиболах (30—150·10⁻⁴%).

В биотитах цирконий определен от следов до 70·10⁻⁴%, в плаггиоклазах его содержания колеблются от следов до 400·10⁻⁴%. Однако главная масса его заключена в аксессуарном цирконе, который, возможно, присутствовал в виде примеси в других минералах.

Фосфор по данным Нокколдса и Митчелла (1952) почти целиком входит в состав апатита и, следовательно, распределен в породах неравномерно. Этот вывод подтверждают данные Коритнига (Koritnig, 1965), согласно которым только 2 — 10% фосфора, содержащегося в магматических или метаморфических породах, входит в решетки силикатов. Иная точка зрения недавно высказана Гендерсоном (Henderson, 1968), который анализировал образцы пород и минералов из трех интрузий основного состава: Скаергаардский (восточная Гренландия), Бушвельда (Южная Африка) и Румской (северо-западная Шотландия). По этим данным, до 80% фосфора содержится в кумулятивных силикатах.

В табл. 5 приведены некоторые цифры, показывающие содержание фосфора в породообразующих минералах, заимствованные из работы Гендерсона.

Таблица 5

Содержание фосфора в породообразующих минералах из трех интрузий основных пород (р. р. т.)

Минерал	Скаергаардская	Бушвельд-ская	Румская
Плагиоклазы	46,6—110 до 1400	34—36,8	27,1—120,0
Пироксены	29,4—82,0	12,3—25,2	15,6—28,0
Оливин	77,3	38,2	28,7—86,0
Магнетит	9,0		
Ильменит	20,0		

Уяснив себе главные особенности распределения малых элементов в породообразующих минералах, мы можем охарактеризовать каждый минерал как носитель или концентратор определенного комплекса малых элементов. Мы скажем здесь о тех элементах, которые нам предстоит рассмотреть в связи с выветриванием основных пород.

В оливине отмечены максимальные количества кобальта, никеля и марганца, присутствуют хром, ванадий и медь. Содержания других малых элементов в нем минимальны.

В пироксенах отмечаются максимальные содержания хрома и меди; по сравнению с оливином, в них много ванадия, в заметных количествах, хотя и более низких, чем в оливине, присутствуют марганец, никель, кобальт; довольно много цинка и сравнительно незначительны содержания свинца.

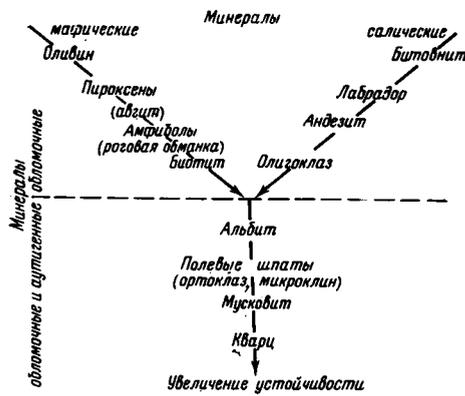
Амфиболы — концентраторы цинка, ванадия, в них много марганца, в небольших количествах присутствуют хром, никель, кобальт, медь, свинец, галлий.

В биотите концентрируются ванадий, цинк, свинец, галлий; в заметных количествах присутствуют марганец, медь, никель, кобальт.

Для плагиоклазов характерны максимальные содержания свинца и галлия; присутствуют медь и цинк, но содержания их на порядок ниже, чем в темноцветных. Очень мало кобальта, никеля, ванадия, хрома.

Из аксессуарных минералов циркон является концентратором циркония, апатит — фосфора.

Особое место среди других минералов занимают рудные и в первую очередь минералы группы магнетита. Магнетит концентрирует в своем составе почти все рассмотренные нами элементы. Содержания в них цинка, меди, хрома, ванадия, кобальта, никеля в ряде случаев во много раз превышают количества этих элементов в других породообразующих ми-



Фиг. 6. Устойчивость к выветриванию первичных породообразующих минералов, по Голдичу (Goldich, 1938)

в плагиоклазах их количества совсем незначительны. Натрий, калий, кремний, алюминий и титан, напротив, увеличивают содержания от оливина, где они минимальны, к плагиоклазам. Максимальные содержания калия свойственны слюдам и калиевым полевым шпатам, натрия — плагиоклазам, алюминия и кремния — полевым шпатам. Несколько более сложнее распределяется кальций, содержания которого минимальны в оливине, а в пироксенах увеличиваются до максимальных, постепенно убывая в амфиболах и слюдах и вновь увеличиваясь в плагиоклазах. Эти тенденции выражены совершенно отчетливо, несмотря на довольно значительные колебания содержания некоторых элементов для одних и тех же минералов.

В рудных минералах (магнетит) из главных элементов в заметных количествах присутствуют железо (около 15% Fe^{3+} и 24—39% Fe^{2+}), титан (до 26,9% в титаномагнетите), алюминий от 0,005 до 15,5%. Повышенные количества этих элементов в устойчивом магнетите будут уменьшать их подвижность при выветривании богатых магнетитом разновидностей основных пород.

В целом же основная масса каждого из главных элементов связана с породообразующими минералами. Относительная устойчивость высокотемпературных минералов в экзогенных условиях показана на фиг. 6, заимствованной нами из работы Голдича (Goldich, 1938). Изучение конкретных разрезов коры выветривания показывает, что практически разница в интенсивности разложения исходных породообразующих силикатных минералов сказывается главным образом на ранней стадии выветривания до массового их разложения и образования глинистого элювия. Более того, различия в скорости изменения этих минералов невелики и сглаживаются за счет гетерогенности условий среды (различная пористость породы и водопроницаемость на разных участках, различия в размерах кристаллов и т. д.). В глинистом же элювии сохраняются только наиболее устойчивые из минералов (альбит, калиевые полевые шпаты, особенно микроклин, мусковит, кварц). Они удерживают в своем составе часть главных элементов. Большинство же главных элементов в процессе выветривания целиком и полностью отражает основные этапы изменения материнской породы.

Существенным обстоятельством, в значительной степени определяющим поведение малых и главных элементов при выветривании, является их связь с минералами разной степени устойчивости. Однако, как мы видели, для малых элементов влияние этой связи более существенно,

в минералах. В некоторых разновидностях основных пород, где содержания магнетита достигают 25%, этот минерал концентрирует главную массу цинка и некоторых других элементов.

Таково в общих чертах распределение малых элементов в главных минералах магматических пород.

Основные черты распределения главных элементов в породообразующих минералах магматических пород хорошо известны. Цифры табл. 1 иллюстрируют тенденции изменения их содержаний в разных минералах. Например, двухвалентное железо и магний, находящиеся в максимальных количествах в оливинах, в общем постепенно убывают в других темноцветных минералах;

чем для главных. Причина заключается в количественных соотношениях тех и других. Дело в том, что ряд акцессорных и рудных минералов наиболее сильно отличается от остальных своей устойчивостью. Содержание в них главных элементов за некоторыми исключениями (железо, титан, алюминий в магнетитах), по сравнению с породообразующими минералами, невелико. Доля же малых элементов в составе некоторых акцессорных и рудных, напротив, очень существенна. Так, например, главная масса цинка в богатых магнетитом основных породах приходится на магнетит, фосфор концентрируется в акцессорном апатите и т. д. Таким образом, присутствие в исходной породе значительных количеств устойчивых минералов, большая часть которых сохраняется почти свежими даже в наиболее выветрелых породах, будет ограничивать вынос заключенных в них малых элементов. Более того, подвижность элементов будет меняться, поскольку содержания устойчивых акцессориев и рудных в материнской породе изменчивы, а содержания в них элементов колеблются в широких пределах.

Влияние устойчивых элементов-примесей сказывается также на характере распределения связанных с ними элементов в продуктах выветривания.

Итак, минеральная форма нахождения малых элементов в породе оказывает решающее влияние на их подвижность наряду с физико-химическими свойствами элемента и физико-химическими условиями среды.

В заключение подчеркнем уже отмеченные ранее различия в поведении малых и главных элементов при выветривании. Главные элементы в элювиальном процессе отражают основные этапы изменения самой материнской породы. Малые элементы и их судьбы при выветривании в гораздо большей степени связаны с разложением отдельных минералов-концентраторов, чем с исходной породой в целом. Необходимо отметить еще одно обстоятельство, вытекающее из рассмотрения работ, использованных в настоящей главе. Несмотря на вполне закономерную приуроченность ряда элементов к определенным породам и минералам, распределение их в этих породах крайне пестрое, а количества, содержащиеся в одном и том же минерале, но из разных пород, весьма изменчивы. Неравномерность распределения элементов в материнской породе наследуется продуктами выветривания, что является одной из причин изменчивости состава элювиальной толщи. Это, в свою очередь, предъявляет ряд требований к методике геохимического изучения элювиальных пород, основные положения которой, разработанные нами, были опубликованы ранее (Лисицына, 1966).

Установлено, что сложность распределения элементов в профиле коры выветривания объясняется тремя причинами:

- а) неравномерностью распределения элементов в исходных породах;
- б) неравномерностью самого процесса выветривания, что ведет к сложному чередованию глубоко и слабо выветрелых участков элювия;
- в) влиянием вторичной минерализации, наложенной на уже сформировавшийся профиль выветривания.

Чтобы получить достоверную картину выноса элементов при выветривании, автором предлагается схема геохимического изучения элювиальной толщи, основные положения которой следующие:

- а) обязательное петрографическое изучение материнских пород и элювия;
- б) определение и исключение из разреза вторично измененных пород;
- в) определение динамики выноса различных элементов путем сопоставления все более и более выветрелых пород независимо от их положения в профиле выветривания;
- г) применение единой методики — изоволюметрического метода для расчетов подвижности элементов (Millot, Bonifas, 1955).

Изоволюметрический метод, в отличие от других, позволяет объективно судить о реальном выносе или привносе элемента в процессе изменения породы. Суть его заключается в том, что сравниваются абсолютные количества элемента в равном объеме исходной и выветрелой породы, например в 1 см^3 . Для получения этих количеств необходимо процентное содержание элемента умножить на объемный вес по формуле:

$$N = \frac{A \cdot \gamma}{100},$$

где N — количество элемента в $г/см^3$, A — содержание элемента в весовых процентах, γ — объемный вес породы. По полученным цифрам строят графики распределения элементов в корах выветривания.

Применение этого метода имеет, однако, свои ограничения. В продуктах выветривания должна сохраняться структура исходной породы, свидетельствующая о том, что ее объем существенно не изменился при выветривании. Для верхних горизонтов латеритного профиля, формирование которых сопровождается перераспределением вещества, изоволюметрический метод неприменим. Подвижность элементов определяется в этом случае лишь приближенно с помощью комбинирования изоволюметрического метода и метода элемента-свидетеля.

ТИПЫ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ОСНОВНЫХ ПОРОД ВЛАЖНЫХ ТРОПИКОВ И СУБТРОПИКОВ

Для изучения поведения химических элементов в современном и древнем элювии основных пород прежде всего необходимо охарактеризовать типы элювия, выбранные в качестве объектов исследования. В настоящей работе рассматриваются коры выветривания влажной тропической и субтропической зон. По возрастному признаку они подразделяются на две большие группы.

1. Современные — четвертичные коры основных пород.
2. Древние коры основных пород.

Такое деление представляется целесообразным по существующим различиям в строении элювиального профиля, а также в мощностях современных и древних кор. Кроме этого, рассматривая особенности состава и строения современного — четвертичного элювия, мы можем с большей определенностью, чем для древнего, судить об условиях его образования.

Различия в строении элювиальной толщи выражаются в следующем. Современные — четвертичные коры выветривания основных пород не имеют, как правило, четкой вертикальной зональности. Для них характерны пестрота и пятнистость элювиальной толщи, тогда как в разрезах древних кор в большинстве случаев наблюдается четкое зональное строение.

Как пример четвертичной — современной коры характерен элювий базальтов островов Тихого океана. В большинстве случаев он представляет собой толщу оранжевых и красно-бурых глинистых пород. В ней рассеяны округлые и овальные ядра — останцы свежего или слабо выветрелого базальта, окруженные концентрическими оболочками менее плотной породы. Такие формы выветривания широко известны в литературе как «концентрические» или «сфероидальные» (Wentworth, Winchell, 1947; Mohr, van Baren, 1954; Abbot, 1958; Бейтс, 1964). Они свойственны корам островов Тихого океана, Юго-Западной Азии (в частности, ДРВ), Батумского побережья Кавказа, встречаются в Республике Гвинея (Лажуани и Бонифа, 1964) и т. д. В древних корах выветривания подобные образования известны только в нижней зоне профиля. Свежие ядра в частично монтмориллонитизированном долерите нижней части коры выветривания Иркутского амфитеатра описаны С. С. Чекиным (1968). Кора выветривания на траппах, по данным этого автора, формировалась в верхнем триасе.

Примерами древних зональных кор выветривания могут служить мезозойские элювиальные образования на порфиридах Казахстана (Лисицына, 1968) или продукты выветривания разных членов группы габбро, описанные Н. И. Бучинской (1967) и относящиеся по возрасту к юре — нижнему мелу. Некоторые из них мы рассматриваем в дальнейшем.

Отчетливо зональное строение имеют и более древние, палеозойские, коры выветривания основных пород, описанные К. К. Никитиным (1956), К. Н. Трубиной (1958), Г. В. Писемским (1959), А. П. Никитиной (1968) и др.

Довольно значительные различия отмечаются и в мощностях современного — четвертичного элювия по сравнению с древним.

Среди современных — четвертичных кор даже тропические, отличающиеся высокими темпами разложения, имеют сравнительно умеренные мощности. Так, в разрезах, изученных Б. М. Михайловым (1966), современный четвертичный элювий долеритов Лесной Гвинеи (Республика Гвинея) имеет мощность 10—15 м, в разрезах, описанных Лажуани и Бонифа (1964) в более северных районах, она достигает 20—30 и даже 50 м. Мощность современного элювия базальтов на острове Гуам (Марианские острова) составляет 10—18 м (Cargoll, Hathaway, 1963), а у продуктов выветривания траппов плоскогорья Декан в разрезе, приведенном Е. Хардером (1959), — 22 м. Мощности древних зональных кор выветривания также колеблются в широких пределах. Однако максимальные их значения, как правило, превышают мощности современных — четвертичных кор. Так, например, триас — верхнемеловая кора выветривания на порфиритах в Западной Казахстане имеет мощность 30—50 и более 100 м (Лисицына, 1968). Юрская — верхнемеловая кора габбро-анортозитов северо-западной части Украинского щита колеблется по мощности от 10—12 до 70 м (Бучинская, 1967). Мощности кор выветривания того же возраста на основных породах в южной части Украинского щита составляют 70 м и более (Басс, 1964; Лисицына, 1968). Е. Т. Бобров (1962) описал мезозойскую кору выветривания на траппах восточной окраины Енисейского кряжа, мощность которой колеблется от 35 до 110 м. Известны и более мощные древние коры.

Итак, для современных — четвертичных кор, в отличие от древних, характерны меньшие мощности выветрелой толщи и менее отчетливая зональность профиля выветривания. Главным фактором, определяющим эти различия, помимо тектонического (Сапожников, 1968), является длительность формирования древнего элювия, во много раз превышающая период развития современных — четвертичных кор. Приведем несколько цифр, характеризующих длительность формирования различных кор выветривания. Для современных и четвертичных она составляет менее 1 млн. лет (продолжительность плейстоцена по данным Холмса; Holmes, 1959). Гиббситоносный элювий острова Кауаи (Гавайские острова) образовался приблизительно за 1,4 млн. лет (Allen, Scherman, 1966). Некоторые древние коры развивались в течение длительного времени, измеряемого десятками миллионов лет. Так, например, формирование элювия габбро-анортозитов северной части Украинского щита и основных пород южной части щита происходило в течение юры — нижнего мела, т. е. могло продолжаться 30—50 млн. лет.

Тот же фактор — время или длительность формирования элювия — определяет, в конечном счете, четкое зональное строение древних кор. В современном элювии даже при очень высоком темпе выветривания, как, например, на территории Республики Гвинея, зональность только намечается, выравнивание же состава пород каждой зоны требует длительного воздействия агентов выветривания.

ТИПЫ СОВРЕМЕННОГО — ЧЕТВЕРТИЧНОГО ТРОПИЧЕСКОГО ЭЛЮВИЯ ОСНОВНЫХ ПОРОД

Для выявления общих закономерностей распределения и выноса элементов в процессе формирования кор выветривания основных пород необходимо из всего многообразия элювиальных образований выбрать

самые характерные их типы, отражающие изменения процесса в зависимости от условий выветривания.

Наиболее подходящим объектом изучения являются, очевидно, глубоко измененные тропические коры, от которых легко перейти к элювию гумидных областей умеренной зоны. Однако поставленная задача и для тропических кор представляется достаточно сложной, поскольку, несмотря на длительную историю изучения, единой их классификации до сих пор не существует. Многие годы классическим разрезом тропического элювия считался разрез, описанный Фоксом (Fox, 1932). В нем коренная порода переходит в каолинизированную, затем в глины литомаржа, на которых залегает пористый мягкий латерит, железисто-глиноземистый латерит со шлаковидной, трубчатой или бобовой структурой и боксит.

Латеритный профиль выветривания по Гаррасовитцу (Harrassowitz, 1926) состоит из следующих зон (снизу вверх): «зоны разложения», сложенной глиноподобной породой с реликтами материнской, «зоны обогащения», или пятнистой, сложенной пятнистыми глинами, и «железистой корки». Последняя представляет собой красно-бурую сильно железистую породу, местами бобовой текстуры, пронизанную трубчатыми ходами, выполненными белой глиной.

Описание тропического элювия, в особенности последних лет (Горецкий и др., 1963; Фридланд, 1964; Михайлов, 1966, 1968; Писемский, 1968; Волла, 1964; Лажуани, Бонифа, 1964; Bates, 1962; Allen, Sherman, 1965, 1966), показывают, что классические схемы строения латеритной коры выветривания Фокса и Гаррасовитца не являются универсальными. В ряде районов, например Республики Гвинея, основные и щелочные породы при выветривании переходят непосредственно в существенно гиббситовую породу почти без промежуточных образований глинистого состава, а ультраосновные породы разлагаются до охристых образований, состоящих главным образом из окислов железа.

В других районах, например в ДРВ, главная масса элювиальных пород представлена глинами сложного состава, лишь частично гиббситоносными. Естественно, что между этими крайними типами существует ряд промежуточных. К этому следует добавить, что в одних случаях элювиальные образования имеют в верхней части железистый или железисто-глиноземистый горизонт латерита, в других — такие горизонты не образуются.

Все данные показывают, что в тропической зоне, как и в других климатических областях, даже на породах близкого состава в разных условиях образуются коры выветривания разного типа. В литературе можно встретить достаточно детальные описания разрезов тропического элювия, иногда — сравнение характерных разрезов для двух различных областей (Garroll, Hathaway, 1963; Allen, Sherman, 1966), однако типизация их пока не разработана. Многие годы этому серьезно препятствовали два обстоятельства: во-первых, изучались, как правило, только латериты, т. е. верхняя часть разреза коры выветривания, а не вся ее толща, во-вторых, слабая изученность в ней глинистых минералов. Развитие методов рентгеноструктурного анализа и, как следствие, минералогии глин, сделало возможным детальное изучение зональности в тропических латеритных корах выветривания. Однако классификации этих кор, основанной на генетических принципах, до сих пор не существует. Чтобы легче представить себе состояние данного вопроса, приведем известные нам работы последних лет, в которых предложены классификации тропических кор выветривания. Начнем с региональных.

Б. М. Михайлов (1968), изучавший элювиальные образования Республики Гвинея, выделяет четыре типа кор выветривания, формировавшихся в разных фациальных (геоморфологических) обстановках в условиях влажных тропиков (горные, высоких пенепленов, низких пенепле-

нов и низинные). Для каждого типа элювия характерен свой особый профиль выветривания определенного состава и строения. В горных корах исходная порода разлагается с образованием окислов алюминия, железа и титана. В корах выветривания высоких пенепленов это разложение происходит через стадию глинистых минералов. В низинных корах и корах низких пенепленов разложение пород не идет дальше стадии каолинитовых глин. Процесс формирования всех четырех типов кор определяется различными гидродинамическими условиями и проходит с разной интенсивностью. Для низинных кор характерны восстановительные условия среды. Этот тип вообще относится к иному, восстановительному, ряду кор (Перельман, 1957, 1961, 1963). Необходимо особо отметить то обстоятельство, что изученные Михайловым разрезы каждого типа формируются на породах разного состава и, тем не менее, отличаются лишь некоторыми минералогическими деталями, но не типом зональности.

Другая классификация, построенная на материале элювиальных образований на территории Республики Гвинея, предложена Г. В. Писемским (1968), который выделяет два типа кор: коры выветривания с латеритным профилем и коры выветривания с каолинитовым профилем. Коры выветривания первого типа имеют более широкое распространение и образуются в условиях свободного водообмена, коры второго типа распространены ограниченно и формируются в условиях постоянного увлажнения. В обоих случаях ход выветривания определяется положением уровня грунтовых вод. Выделенные Писемским типы элювия не зависят от состава исходных пород, главным фактором их формирования оказываются, как и у Михайлова, условия среды выветривания.

В. М. Фридланд (1964) предложил более общую «номенклатурную схему» для тропических кор выветривания, которую можно рассматривать как классификацию этих образований по их вещественному, а также химическому составу. Он выделяет:

аллиты — коры выветривания с резким преобладанием окислов алюминия над окислами железа;

ферраллиты — коры, в которых не выделяется резкое преобладание окислов железа или окислов алюминия;

альферриты — коры, в которых преобладают окислы железа, а окислы алюминия содержатся в ничтожных количествах.

В. М. Фридланд считает целесообразным выделение еще двух групп кор выветривания: сиаллитных и сиаллитно-ферритных, состоящих преимущественно из первичных минералов. В качестве переходной от сиаллитно-ферритных к ферраллитным он предлагает выделение группы ферраллитизированных кор выветривания. Дальнейшее разделение этих крупных групп, по Фридланду, следует проводить по их минералогическому составу.

Рассмотренные здесь коры в качестве главных составных частей содержат минералы группы каолинита, окислы железа и алюминия. Поскольку во влажных тропиках имеются коры выветривания, главной составной частью которых являются минералы группы монтмориллонита, автор выделяет дополнительно «маргалитные» коры, а в качестве переходных к ферраллитным «ферраллитно-маргалитные» коры.

Предложенная В. М. Фридландом «номенклатурная схема» является обобщением и развитием представлений Гаррассовитца (Harrassowitz, 1926), впервые выделившего «сиаллитные» и «аллитные» коры выветривания, Робинсона (Robinson, 1949), также впервые предложившего термин «ферраллит», И. П. Герасимова (1961) и др. Нетрудно заметить, однако, что, будучи более детальной, чем, например, исходная схема Гаррассовитца, схема Фридланда тем не менее не охватывает всех разновидностей тропических кор выветривания, различающихся по вещественному составу. Фридланд включил в свою классификацию элювиаль-

ные образования, существенно монтмориллонитовые по составу, однако в нее не вошли существенно гидрослюдистые, хлоритовые и другие коры выветривания, содержащие в своем составе трехслойные глинистые минералы. Вместе с тем, предложенная им классификация утратила одно очень важное свойство, присущее несравненно менее детальной схеме Гаррасовитца. Дело в том, что «сиаллитные» и «аллитные» коры Гаррасовитца можно рассматривать соответственно как результат проявления менее и более интенсивного процесса тропического выветривания или латеритизации, т. е. оба типа кор являются генетическими.

В основе схемы В. М. Фридланда нет единого принципа. Первые три группы кор (аллиты, ферраллиты и альферриты) различаются по химическому составу, маргалитные выделены по минералогическому признаку, а сиаллитные и сиаллитно-ферритные, в его понимании, отражают степень измененности породы и включают неполностью разложенный материал.

Говоря о характерном процессе тропического выветривания, мы употребили термин «латеритизация». Этот термин применяется нами в понимании Лакруа (Lacroix, 1923). Он отражает процесс поверхностного выветривания любых алюмосиликатных пород, характеризующийся выносом щелочей, щелочных земель и кремнезема и накоплением на месте окислов и гидроокислов алюминия, железа и титана. Мы отдаем себе отчет в том, что такое применение термина не является вполне удачным, поскольку слово «латерит», от которого он происходит, впервые было применено Бьюкененом в ином смысле — для обозначения железистых пород коры выветривания, затвердевающих при выходе на дневную поверхность и употребляемых для изготовления строительных кирпичей (Buchanan, 1807). Однако понятие «латеритизация», или «латеритное выветривание», настолько вошло в литературу, что, по-видимому, целесообразно ввести новый термин для определения железистых образований, распространенных в тропических областях (латеритный панцирь, хардпан, кираса и т. д.), оставив термин «латеритизация» для обозначения наиболее характерного элювиального процесса влажных тропиков, ведущего к накоплению свободных окислов алюминия, железа и титана в качестве остаточных продуктов.

Какие же из имеющихся классификаций кор выветривания отражают изменение интенсивности латеритного процесса, а в более общем случае просто процесса выветривания? Мы можем назвать работу Балкан и Бардоши (Balkay, Bardossy, 1967), авторы которой на основании собственных исследований и по литературным данным выделяют четыре процесса латеритизации: 1) прямая латеритизация, 2) косвенная латеритизация, 3) ресилификация и 4) образование кирасы. Два первых процесса характеризуют выветривание пород, третий и четвертый являются, как нам представляется, в той или иной степени наложенными. В результате прямой и косвенной латеритизации образуются два достаточно обширных типа кор выветривания:

1. Породы непосредственно разлагаются до свободных окислов по типу «реакционной поверхности», например элювий острова Касса (Республика Гвинея). Условия: интенсивное промывание пород в дождливом тропическом климате, проницаемая покровная крышка, участие микроорганизмов.

2. Породы постепенно разлагаются на свободные окислы через стадию глинистых минералов с образованием глинистой толщи в несколько метров мощностью. Условия: менее интенсивное промывание из-за меньшего количества атмосферных осадков или меньшей проницаемости пород.

Сопоставляя типы элювия, описанные Б. М. Михайловым, Балкан и Бардоши, а также Г. В. Писемским, можно заметить много общего.

Все авторы выделяют коры выветривания, образовавшиеся при непосредственном разложении исходной породы, и коры постепенного развития. В категорию последних входят глинистые продукты разного состава. В качестве причин, определяющих возникновение разных типов элювия, указываются в первую очередь климатические и геоморфологические. Именно эти факторы создают определенные условия водообмена, или гидродинамический режим, который в конечном итоге и является главным фактором, определяющим тип продуктов выветривания. Состав исходных пород, как уже отмечалось попутно с изложением литературных данных, играет второстепенную роль. Мы целиком и полностью присоединяемся к этой точке зрения и в дальнейшем приведем фактические данные в ее подтверждение.

Ряд исследователей сводит решающую роль в формировании разных типов элювия к биохимическому и биоклиматическому факторам. На этом вопросе подробно мы остановимся ниже.

Для геохимического изучения процесса выветривания основных пород в условиях влажных тропиков и субтропиков необходимо рассмотрение не отдельных типов элювия, а всего генетического ряда кор, возникающих в соответствующей климатической области. Выделение такого ряда и стало одной из первостепенных задач настоящей работы.

Известно, что при разложении первичных алюмосиликатов в зоне выветривания можно ожидать возникновения трех групп гипергенных минералов:

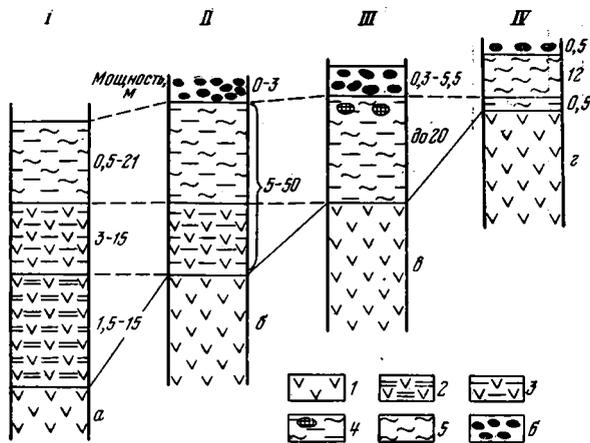
1) глинистых минералов с двумя слоями кремнекислородных тетраэдров типа иллита или монтмориллонита, в которых отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ составляет величину порядка трех;

2) глинистых минералов с одним слоем кремнекислородных тетраэдров типа каолинита и отношением $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 2$;

3) гидроокислов алюминия типа бемита ($\text{Al}(\text{OH})$) или гиббсита — $\text{Al}(\text{OH})_3$.

Первые два типа, по Гаррасовитцу, являются сиаллитами, третий — аллиты.

Наша задача — рассмотреть на природных объектах, как реализуется эта возможность и какие типы разрезов при этом возникают. Принимая во внимание необыкновенное разнообразие обстановок среды выветривания, мы исходим из следующих предпосылок. Главным фактором, влияющим на развитие химического выветривания, является, как известно, климат, а внутри климатических зон — рельеф территории (Страхов, 1960). Рельеф определяет, в частности, условия водообмена, весьма важные при разложении пород. Эти факторы, а также состав и текстура исходных пород влияют на состав продуктов выветривания и определяют тип элювия. Все изученные нами разрезы (а также описания разрезов, взятые из литературных источников) формировались в тропиках, в условиях нормального водообмена высоких пенепленов или расчлененных холмистых территорий. Это означает, что продукты выщелачивания, как правило, выносились из формирующегося профиля выветривания, а условия среды были окислительными. В самом деле, ни в одном из рассмотренных разрезов мы не наблюдали ни зон обеления — признака восстановительной среды, ни, тем более, следов ресилификации, возникающей при резко затрудненном дренаже, ограничивающем вынос кремнезема, и т. д. Мы не касаемся, таким образом, тех случаев избыточного увлажнения или затрудненного дренажа, оказывающих заметное влияние на состав формирующегося элювия, когда нормальный процесс выветривания изменялся с образованием специфических его типов. Некоторые характерные типы кор, обусловленные разницей геоморфологических обстановок, описаны В. М. Фридландом (1964) в ДРВ и Б. М. Михайловым (1968) в Республике Гвинея.



Фиг. 7. Сопоставление типов современного — четвертичного элювия основных пород 1 типа элювия: I — вьетнамский, II — тихоокеанский, III — индонезийский, IV — гвинейский. 1 — коренные породы (а — порфирит, туф; б — базальт; в — андезит, базальт; г — долерит, базальт); 2 — слабо выветрелые породы — полиминеральные глины (хлоритовые, хлорит-вермикулитовые с примесью гидрослюда и метагаллаузита и др.); 3 — умеренно выветрелые породы — каолинистые породы; 4 — сильно выветрелые гибсит-каолинистые породы; 5 — гибсит-гематит-гётитовые породы реликтовой структуры; 6 — гибсит-гематит-гётитовые породы конкреционной структуры

К сказанному следует добавить, что исходные породы во всех изученных разрезах либо идентичны, либо близки по составу, что ограничивает различия в степени изменения формирующегося элювия, обусловленные влиянием состава исходных пород. Формирование выделенных нами типов элювия основных пород определяется главным образом различием климатических условий разных областей тропической зоны при относительно сходстве геоморфологических и других условий. Были изучены разрезы коры выветривания порфиритов ДРВ, элювия базальтов ряда островов Тихого океана (Оаху, Гавайские острова), Таити (острова Общества), Уполу (Западное Самоа), Раротонга (острова Кука, южные), Нуку-Хива (Маркизские острова), элювий порфиритов Батумского побережья Кавказа. Во всех случаях изучались полные разрезы от материнской породы до пород, максимально измененных в данных условиях.

Поскольку имеющиеся в нашем распоряжении материалы не исчерпывали всего разнообразия продуктов выветривания основных пород, то для характеристики весьма своеобразных современных кор Республики Гвинея были привлечены достаточно детальные работы Лажуани и Бонифа (1964), Александер и Кади (Alexander, Cadu, 1962), Б. М. Михайлова (1966) и др. Мы воспользовались также результатами работ Кэрролл и Вуф (Carroll, Woof, 1951) по латеритам Австралии, Вольфендена (1964) по корам выветривания Саравака (Малайзия, остров Калимантан) и др. Не все рассмотренные здесь коры — современные образования. В большинстве случаев процесс продолжается и поныне, но начало его датируется лишь ориентировочно. Для одних оно относится к неогену, для других — к четвертичному периоду.

На фиг. 7 показано размещение изученных разрезов. Нами выделено четыре типа современного — четвертичного элювия: вьетнамский, тихоокеанский, индонезийский¹, гвинейский. Названия типов соответствуют

¹ Индонезийский тип элювия ранее (Лисицына, 1967) именовался нами австралийским, так как в Австралии описан древний аналог разреза этого типа (Carroll, Woof, 1951). Поскольку в Индонезии имеются современные — четвертичные коры выветривания такого же типа, по-видимому, целесообразнее его называть индонезийским.

Таблица 6

Типы современного — четвертичного тропического элювия основных пород

Порода	Зона коры выветривания	Тип элювия			
		вьетнамский	тихоокеанский	австралийский	гвинейский
Кора выветривания	Полностью разложенная	Не образуются (?)	Титан-глиноземисто-железистые породы конкреционной структуры (распространены ограниченно)	Титан-железисто-гиббситовая порода конкреционной структуры с примесью каолинита	Гётит-гиббсит-гематитовая порода с колломорфной или конкреционной структурой
	Сильно измененная	Гиббсит-каолиновые (металлауазитовые) породы с примесью гидроокислов и окислов железа и титана	Гиббсит-каолиновые (металлауазитовые) породы с примесью гидроокислов и окислов железа и титана	Гиббсит-каолиновые (галлауазитовые) породы с примесью гидроокислов и окислов железа и титана	Гётит-гематит-гиббситовая порода с примесью каолинита с реликтовой структурой
	Умеренно измененная	Мономинеральные каолиновые (металлауазитовые) глины	Мономинеральные каолиновые (металлауазитовые) глины		
	Слабо измененная	Полиминеральные глины, хлорит-вермикулит-гидро-слюдистые, иногда монтмориллонитовые или нонтронитовые с примесью реликтовых минералов			
Коренная		Порфириды и их туфы	Основной базальт	Оливиновый базальт	Долерит и др.

областям, в которых описаны характерные разрезы каждого типа. Они образуют генетический ряд и формируются при выветривании разной степени интенсивности. Схематическое их сопоставление представлено в табл. 6 и на фиг. 7.

В каждом разрезе выделены породы разной степени изменения. Слабо измененные — первые глинистые продукты разложения материнской породы — обычно представлены трехслойными глинистыми минералами и, как правило, полиминеральные; умеренно измененные — мономинеральные глины — представлены минералами группы каолинита с двухслойной решеткой; сильно измененные — мономинеральные каолинитовые глины с примесью свободных окислов алюминия, железа и титана и, наконец, разложенные до окислов.

Наименее измененные дезинтегрированные породы мы специально не выделяем. Эти породы, играющие заметную роль и достигающие значительной мощности в разрезах областей умеренного климата, в тропиках не имеют существенного значения.

Итак, все четыре рассмотренных раздела составляют непрерывный ряд с постепенными переходами от одного типа к другому. В разрезе вьетнамского типа наблюдается наиболее постепенное изменение исходной породы, которая проходит несколько стадий от трехслойных глинистых минералов в начале процесса до гиббситсодержащих каолинитовых пород. В разрезе тихоокеанского типа преобразование породы было более быстрое с резким переходом от исходной к выветрелой породе. Стадия полиминеральных глин здесь выпадает, оливиновый базальт замещается каолинитовой (метagalлуазитовой) глиной, которая затем разлагается с выделением свободного глинозема. В разрезе индонезийского типа мы видим пример еще более резкого изменения базальта. Здесь отсутствует стадия мономинеральных (каолинитовых) глин и первые продукты выветривания уже содержат в своем составе свободный глинозем. Наиболее интенсивный процесс разложения запечатлен в гвинейском разрезе, где исходный долерит превращается непосредственно в пористую породу гётит-гематит-гиббитового состава, состоящую почти исключительно из свободных окислов алюминия, железа и титана. Структура долерита сохраняется в выветрелой толще значительной мощности, выше которой образуется горизонт конкреционного сложения.

При формировании продуктов выветривания первых двух типов ведущим процессом является постепенное разложение минералов исходных пород, которое заканчивается частичным разложением каолинита с выделением различных количеств свободного глинозема. В формировании последних двух типов элювия намечаются два этапа. В первый, сравнительно короткий, происходит разложение исходных минералов. Он происходит без многих промежуточных стадий и приводит к образованию свободных окислов алюминия, железа и титана. Его сменяет второй этап перераспределения этих образований с возникновением горизонтов колломорфной и конкреционной структуры (бокситов). Содержание Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 в сумме составляет здесь более 90%. Общая направленность минеральных преобразований во всех типах разреза одна и та же: от породообразующих минералов исходного базальта (порфирита или долерита) до гиббсита, минералов окислов железа и титана. Этот процесс обычно называют процессом латеритизации. Однако характер минеральных преобразований своеобразен в каждом из выделенных типов элювия и зависит от степени интенсивности выветривания. Как будет показано ниже, интенсивность, или темп, выветривания определяются в первую очередь выносом кремния и оснований. На вынос этих компонентов влияет интенсивность водообмена.

Заканчивая характеристику типов тропического элювия основных пород, необходимо подчеркнуть, что остаточные породы, состоящие пре-

имущественно из окислов алюминия, железа и титана (бокситы), образуются, как правило, лишь в элювии двух типов: индонезийского и гвинейского. В тихоокеанских разрезах они встречаются как исключение, во вьетнамском — разложение исходных пород до свободных окислов не доходит. Однако в тропических областях широко распространены шлаковидные и желваковые железистые породы, морфологически необыкновенно сходные с остаточной породой железистой или железисто-глиноземистой — латеритом или бокситом. Они описаны в Африке Лили Александер (Alexander, Cady, 1962), а также Обером (Aubert, 1963) под названием коры («cuirasse»), или панцыря («hardpan»). Эти породы, как и в ДРВ, представляют собой в основном поверхностные образования, наложенные на породы, измененные в разной степени. Генезис их подробно рассматривается в работах В. М. Фридланда (1961, 1962, 1964). В отличие от остаточных конкреционных пород в верхней части элювия индонезийского или гвинейского типа в ДРВ они не содержат свободных окислов алюминия и титана. Последние встречаются в них лишь в том случае, если хардпан (кираса) образовались по глубоко измененным породам, как, например, в описанном Б. М. Михайловым разрезе гвинейского типа. Таким образом, ни генетически, ни по составу и строению эти два типа пород не имеют между собой ничего общего. Поэтому применение термина «латерит» к железистым корам инфилтрационного генезиса, как это делает, например, Фридланд, нежелательно.

Поскольку в последние годы широкое применение для обозначения наложенных железистых и железисто-глиноземистых горизонтов получил термин «кираса» (Millot, 1964; Balkay, Bardossy, 1967), мы и будем применять его в этом значении.

ТИПЫ ДРЕВНЕГО ЭЛЮВИЯ ОСНОВНЫХ ПОРОД

Из числа современных — четвертичных типов элювия наиболее постепенные изменения пород запечатлены в разрезах вьетнамского типа. Однако при выветривании во влажных тропиках возможны, вероятно, и еще более постепенные преобразования исходной породы при менее интенсивном, более медленном процессе, скажем при меньшем количестве выпадающих атмосферных осадков. Такие разрезы среди современных — четвертичных кор нами не встречены. Они изучены на примере древнего элювия.

В составе древнего элювия мы рассматриваем только мезозойские коры выветривания, некоторые черты геохимии которых будут обсуждаться в дальнейшем. Все они относятся к одному и тому же типу кор выветривания постепенного развития, который характеризуется глинистым составом элювиальной толщи, растянутым профилем с постепенными переходами между зонами. Профили такого типа формировались при постепенном, стадийном изменении исходной породы. Из современных — четвертичных кор он ближе всего к вьетнамскому типу. Мы рассматриваем три разреза элювия этого типа, названные в зависимости от состава максимально измененных пород верхней зоны (табл. 7).

1. *Кора выветривания с каолинитовой верхней зоной.* В разрезе выделяются две зоны: нижняя зона полиминеральных глин, хлоритовых, монтмориллонитовых, гидрослюдистых и т. д. и верхняя зона — мономинеральных каолинитовых глин. В наиболее полных (растянутых) разрезах между ними выделяется также переходная зона смешанного состава, в которой, наряду с полиминеральными глинами присутствуют, а в верхней части преобладают, глины каолинитовой группы. Собственно, граница нижней и верхней зон, как правило, — постепенная. Поэто-

Разновидности мезозойского элювия основных пород

Зона коры выветривания		Кора выветривания		
		с каолинитовой верхней зоной	с гиббсит-каолинитовой верхней зоной	с гиббсит-гематит-гётитовой верхней зоной
Разложенных пород		—	—	Гиббсит-гематит-гётитовая порода (боксит)
Глинистого элювия	верхняя	?	Гиббсит-каолинитовые породы с примесью минералов окислов и гидроокислов железа и титана	
	средняя	Мономинеральные каолинитовые глины. Примесь минералов гидроокислов железа		
	нижняя	Полиминеральные глины (хлоритовые, монтмориллонитовые, гидрослюдистые и т. д.). Примесь реликтовых минералов		
Коренные породы				
		Порфирит (Казахстан, Тургайский прогиб)	Лабрадорит, порфирит (Украинский кристаллический массив, Казахстан, Тенизская впадина)	Амфиболиты (Украинский кристаллический массив)

му выделение переходной зоны необходимо только в тех случаях, когда пачка глин смешанного состава достигает значительной мощности. Примером коры выветривания этой разновидности может служить элювий порфиритов Тургайского прогиба (Казахстан), разрез которого описан нами ранее (Лисицина, 1968). В этом разрезе выше порфирита выделяются:

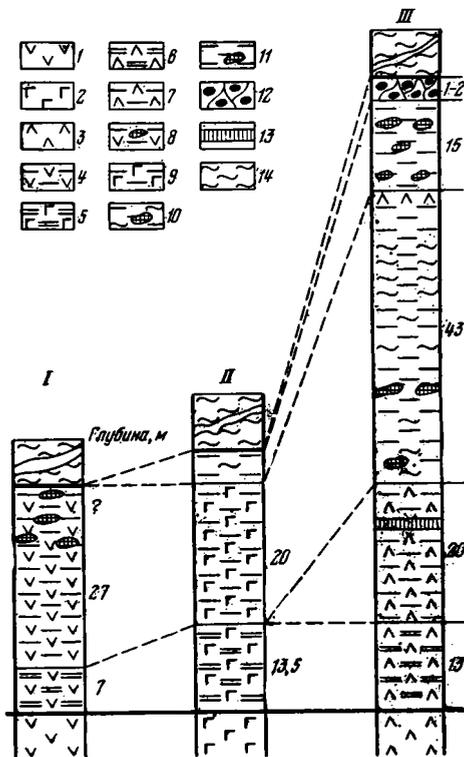
Нижняя зона хлорита и монтмориллонитовых глин с примесью реликтовых минералов, мощностью 7 м.

Верхняя зона каолинитовых глин с примесью гидроокислов железа, мощностью 27 м.

Элювиальные породы несогласно перекрыты толщей глин морского палеогена.

II. *Кора выветривания с гиббсит-каолинитовой верхней зоной.* В разрезе выделяются три зоны. Две нижние соответствуют зонам, выделенным в элювии первой разновидности. Верхняя зона имеет гиббсит-каолинитовый состав с примесью минералов окислов железа и титана. Переходная зона может отсутствовать. Примерами элювия этой разновидности могут служить мезозойские — палеоценовые (?) коры выветривания порфиритов докембрия на северо-восточной окраине Тенизской впадины (Лисицина, 1959), коры лабрадоритов Коростеньского плутона на Украине (Лисицина, Газенко, 1967; Бучинская, 1967), кора выветривания сибирских траппов (Бобров, 1962).

III. *Кора выветривания с гиббсит-гематит-гётитовой верхней зоной.* В разрезе выделяются четыре зоны. Три нижние соответствуют зонам, выделенным в элювии первого и второго типов. Самая верхняя зона разложенных пород, гиббсит-гематит-гётитовая, состоит преимущественно из окислов алюминия, железа и титана. В качестве примера укажем на коры выветривания основных пород южной окраины Украинского



Фиг. 8. Разрезы древнего элювия. Украинский тип

I — Казахстан, Тургайский прогиб; II — Украина, северная часть кристаллического щита; III — Украина, южная часть кристаллического щита. Коренные породы: 1 — порфирит, 2 — лабрадорит, 3 — амфиболит и кристаллический сланец. Слабо выветрелые породы: 4 — глины хлоритовые и монтмориллонитовые, 5 — глины монтмориллонитовые, 6 — глины монтмориллонитовые с примесью каолинита и гидрослюд, 7 — глины каолинитовые с примесью гидрослюд. Умеренно выветрелые породы: 8, 9, 10 — глины каолинитовые с примесью гидроокислов железа. Сильно выветрелые породы: 11 — глины каолинитовые с примесью гиббсита и гидроокислов железа, 12 — гиббсит-гематит-гётитовая порода, 13 — скопления вторичного сидерита. Покрывающие породы: 14 — глины и песчаники

кристаллического щита, описанные Ю. Б. Бассом (1960, 1964), Д. П. Хорошевой (1966а), Н. А. Лисицыной (1965а, 1968). В наиболее распространенном элювии амфиболитов выше дезинтегрированных пород выделяются зоны:

монтмориллонитовая (присутствуют каолинит, иногда хлорит, гидрослюда);

каолинитовая (гидрогётит-каолинитовая);

гиббсит-гётит-каолинитовая;

гиббсит-гематит-гётитовая.

Ранее при описании коры выветривания амфиболитов мы не затрагивали верхнюю гиббсит-гематит-гётитовую зону (боксит), поскольку ее происхождение оставалось спорным. Ряд исследователей рассматривали боксит как осадочное образование и относили его к осадочной серии, покрывающий кору выветривания. После того как принадлежность боксита к коре выветривания была подтверждена новыми наблюдениями постепенных переходов в толще элювия, в настоящей работе гиббсит-гематит-гётитовые породы верхней части разреза рассматриваются как верхняя зона элювиального профиля.

Сопоставление трех разновидностей мезозойского элювия сделано в табл. 7 и на фиг. 8. Они отличаются по составу и строению верхней зоны профиля. В первом случае процесс выветривания как бы обрывается на каолинитовой стадии, во втором происходит частичное разложение каолинита с образованием свободных окислов алюминия, в третьем свободные окислы алюминия, железа и титана не только выделяются, но и перераспределяются с образованием колломорфных и конкреционных структур. Образование гиббсит-гематит-гётитовой зоны, венчающей профиль выветривания, по-видимому, объясняется усилением процесса выветривания и главным образом выносом кремнезема на

завершающем этапе формирования элювиального профиля. Естественно, что усиление обусловлено изменением среды выветривания под влиянием климатических или других факторов. Таким образом, происходит формирование гиббсит-гематит-гётитовой зоны (боксита) в украинском типе элювия, тогда как в современном — четвертичном элювии вьетнамского типа подобные образования не отмечались.

Поскольку породы, покрывающие древние коры выветривания, залегают несогласно, то не исключена возможность, что верхние горизонты элювия в двух других разрезах были размыты.

Итак, в числе мезозойских кор выветривания нами рассматриваются разновидности одного и того же типа, близкого к вьетнамскому. От последнего он отличается, однако, более постепенным изменением пород снизу вверх по разрезу. Это различие в строении элювиальной толщи сочетается, как мы увидим позже, с геохимическими различиями обоих типов элювия, что позволяет нам выделить рассмотренные древние коры выветривания в самостоятельный тип и назвать его украинским. Коры выветривания этого типа не менее широко распространены и в мезокайнозойе Казахстана и Западной Сибири, однако впервые гиббситоносные его разновидности были открыты Ю. Б. Бассом (1960) на южноукраинских месторождениях бокситов. Отсюда и было принято название типа.

СХОДСТВО ТИПОВ СОВРЕМЕННОГО И ДРЕВНЕГО ЭЛЮВИЯ

Как справедливо отметил Г. И. Бушинский (1964), современные латеритные коры выветривания имеют такую же минералогическую зональность, как и древние. Такой же точки зрения придерживается и В. Н. Разумова (1967). Исходя из этого, можно считать, что типы современного — четвертичного элювия, которые мы здесь рассматриваем, встречаются и среди древних кор выветривания. Это предположение, в свою очередь, имеет большое принципиальное значение, поскольку сходство разрезов современных — четвертичных и древних кор, по-видимому, однозначно указывает на сходство путей их формирования. Имея это в виду, приведем некоторые примеры аналогов выделенных ранее типов современных — четвертичных кор среди древних элювиальных образований. Мы можем себе это позволить до детального описания современных — четвертичных типов элювия, поскольку они достаточно подробно описывались нами ранее (Лисицына, 1967).

Аналогом коры выветривания вьетнамского типа можно считать разрез миоцен-плейстоценового элювия платобазальта в штате Орегон (США), описанный Алленом и Шерманом (Allen, 1948; Allen, Sherman, 1965, 1966).

В литературе имеются примеры древних кор, близких к тихоокеанскому типу. Так, Д. П. Хорошева (1966) пишет, что при высокой интенсивности процесса выветривания амфиболитов на Украине (юрская — меловая кора выветривания) амфибол в ряде случаев замещался каолинитом, галлуазитом, гётит-гидрогётитом.

Таким образом, монтмориллонитовая зона профиля выпадает и разрез состоит из двух зон: каолинитовой (гидрогётит-каолинитовой) и гидрогётит-гиббситовой. В. П. Петров (1959) описал первичные каолины, образующиеся как продукты непосредственного изменения вольтских лабрадоритов.

Как пример индонезийского типа разреза нами описан позднемiocеновый — плиоценовый элювий базальта, изученный Д. Кэрролл и М. Вуф (Cargoll, Woof, 1951) в Австралии.

Таким образом, только разрез гвинейского типа пока еще не встречен среди древних кор выветривания. Однако вполне вероятно, что в результате уточнения времени формирования некоторых африканских разрезов этого типа возраст их окажется более древним.

Естественно считать, что типы мезозойских кор выветривания, сходные с определенными типами современных — четвертичных кор, формировались в сходных условиях среды. Области распространения юрских — нижнемеловых кор выветривания Казахстана совпадают с областями бокситообразования того времени. Последние, по В. М. Синицыну (1962), представляли собой влажную саванну, примыкающую к тропическому лесу. По аналогии с современной саванной климат ее характеризовался среднегодовыми температурами около 20°С, осадков выпадало примерно 1500 мм, сухой сезон составлял 2—3 месяца. Эти данные подтверждаются составом растительности того времени (Вахрамеев, 1964; Пономаренко, 1966). В этих условиях, близких к климатическим условиям современных тропических областей, однако с довольно умеренным среднегодовым количеством осадков, формировались коры выветривания с каолиновой и гиббсит-каолиновой верхней зоной (казахстанский разрез), близкие к вьетнамскому типу, но с более растянутым профилем и более мощными нижними зонами полиминеральных глин.

На Украине породы кристаллического щита выветривались в юре — нижнем мелу в условиях влажного жаркого климата слабо расчлененной платформенной суши (Басс, 1964; Веклич, 1966).

Принимая во внимание все сказанное, можно считать, что разрезы древнего элювия украинского типа также входят в генетический ряд типов элювия, установленный на примере современных — четвертичных кор и являются крайним левым членом этого ряда. Менее интенсивное выветривание, по-видимому, уже не свойственно влажным тропическим и субтропическим областям.

СОВРЕМЕННЫЕ — ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ОСНОВНЫХ ПОРОД

Из четырех типов современного — четвертичного элювия, выделенных нами ранее, в настоящей работе детально описаны только три разреза, представляющих три типа элювия — объекты геохимического изучения. Четвертый (индонезийский) известен нам только по литературным данным и описан более схематично.

Описание разрезов

Разрез вьетнамского типа (ДРВ)

В ДРВ была изучена кора выветривания туфов андезитовых порфиритов, залегающих среди осадочных пород индо-синийской формации и образовавшихся в период от верхнего карбона до триаса (Fromaget, 1952). Формирование кор выветривания на этих породах началось не ранее конца юры или начала мела и продолжается до сих пор. Об этом свидетельствуют интенсивно разложенные породы на крутых склонах современного рельефа (Фридланд, 1964).

Разрез описан западнее г. Хоа-Бинь (20°50' с. ш., 105°15' в. д.). Абсолютная отметка обнажения — 150 м над уровнем океана, среднегодовое количество осадков порядка 2000 мм, $t=21-24^{\circ}\text{C}$. Элювиальные породы обнажаются в обрыве у дороги и представляют собой серова-

то-сиреневые и розовые глины с остаточной структурой исходного туфа. Вниз по разрезу они переходят в более плотный, но хрупкий буро-зеленый менее выветрелый порфирит и его туф, а затем — в еще более свежий, каменистый. Исходные породы — совершенно свежие, не затронутые выветриванием порфириты или туфы — здесь не встречаются. По данным Фромаже (Fromaget, 1952), эти породы представляют собой серо-черные или зеленые плотные породы. Состав порфиритов варьирует очень мало. Наиболее распространенной разновидностью являются андезиты. Они содержат крупные кристаллы андезина и пироксена. Последние частично окружены микролитами полевого шпата. Порода богата магнетитом и ильменитом, иногда титаномагнетитом, в промежутках — стекло; миндалины выполнены цеолитом, иногда халцедоном.

Продукты выветривания туфа порфирита по степени измененности подразделяются на три типа: слабо выветрелые, умеренно выветрелые и сильно выветрелые породы. Химический состав их (кроме сильно выветрелых) опубликован нами ранее (Лисицына, 1967).

Слабо выветрелые породы контактируют с туфом порфирита. По данным рентгеноструктурного анализа, они сложены хлоритом, смешаннослойной фазой хлорит-вермикулита и диоктаэдрической гидрослюдой 1М. В них присутствуют реликтовые минералы исходного туфа: вкрапленники андезина, частично замещенные глинистым минералом, магнетит. Структура туфа сохраняется. Миндалины стекловатых разновидностей выполнены хлоритом, кварцем или гидроокислами железа. Интересно, что в относительно слабо измененных породах можно видеть признаки интенсивного перераспределения окислов железа и титана. В шлифах хорошо видно, что они выделяются примерно в одно и то же время при разрушении темноцветных и частичном изменении титаномагнетита. Мощность слабо выветрелых пород в данном разрезе — 3—4 м (табл. I).

В умеренно выветрелых породах, по данным рентгеноструктурного анализа, преобладает метагаллуазит, присутствует примесь диоктаэдрической слюды (1М) и гематита. Возможна также незначительная примесь вермикулита. Заметных количеств реликтовых минералов в них не отмечено. Пористость этих пород возрастает до 50,8%, мощность составляет 3—4 м.

Общая мощность элювиальной толщи, вскрытой в обрыве дороги, немногим больше 7 м. Выветривание порфиритов в нашем разрезе доходит, таким образом, до стадии каолинита (метагаллуазита). Скорее всего, более интенсивно измененные породы здесь уничтожены эрозией. Предполагаемый состав этих пород известен из работы В. М. Фридланда (1964). Проведенные им термографические исследования максимально измененного базальта показали высокое содержание в нем каолинита. Согласно пересчетам химических анализов, в составе элювия присутствуют следующие минералы (в %): кварц — 1,6—4,6; гиббсит — 3,8—26,4; каолинит и галлуазит — 41,3—60,5; рутил — 4,3—6,6; гётит — 21,2—33,3 и полевые шпаты — 1,6—2,4.

Рассмотрим минеральные преобразования, характерные для данного разреза. Темноцветные минералы (пироксены) и стекло основной массы на ранней стадии выветривания были превращены в хлорит, дальнейшее изменение которого привело к образованию смешаннослойных структур, представляющих собой беспорядочное чередование хлоритовых и вермикулитовых пакетов. Однако эту фазу следует рассматривать как переходную, поскольку уже в слабо измененных породах преобладающим компонентом становится сильно гидратированная низкотемпературная гидрослюда 1М, а смешанно-слойные образования находятся в подчиненных количествах. Гидрослюда образуется, по-ви-

димому, при дальнейшем изменении продуктов разложения хлорита. Скопления гидрослюдистых чешуек наблюдаются и под микроскопом в массе продуктов изменения хлорита. Плагноклазы непосредственно замещаются метагаллуазитом, близким по структуре к каолиниту, который после обезвоживания приобретает упорядоченную структуру. Гидрослюда также постепенно замещается метагаллуазитом, который составляет главную массу умеренно измененных пород.

Сильно выветрелые породы образуются при дальнейшем их преобразовании в процессе выветривания, которое приводит к разложению глинистых минералов и выделению окислов глинозема. Последний кристаллизуется в виде гиббсита. Об этом мы можем судить на основании данных В. М. Фридланда (1964), приведенных выше.

Итак, в разрезе продуктов выветривания порфирита в ДРВ выделяются три типа пород, соответствующие трем стадиям выветривания:

1. Слабо измененные породы — полиминеральные глины, содержащие реликтовые минералы порфирита. В их составе — хлорит, вермикулит, смешанно-слоистая фаза хлорит-вермикулита, диоктаэдрическая гидрослюда IM, примесь метагаллуазита.

2. Умеренно измененные породы — мономинеральные каолиновые (метагаллуазитовые) глины с примесью диоктаэдрической гидрослюдь и минералов окислов железа.

3. Сильно измененные породы — гиббсит-каолиновые глины, содержащие минералы гидроокислов железа и титана. Постепенное изменение порфирита охватывает достаточно длительный промежуток времени от конца юры или начала мела (?) до настоящего времени (Фридланд, 1964; Fromaget, 1952). Этот процесс определяется в значительной степени темпами выноса кремнезема и оснований.

Батумское побережье Кавказа

К вьетнамскому типу четвертичного элювия относятся также хорошо известные красноземы Батумского побережья Кавказа, описанные В. В. Докучаевым (1896), К. Д. Глинкой (1904), А. Н. Остряковым (1918), Б. Б. Польшовым и его сотрудниками (1933), М. Н. Яковлевой (1958а), Ю. К. Горецким (1960), Н. А. Лисицыной (1962; Лисицына, Пастухова, 1964), В. Н. Разумовой (1966) и др. Возраст этих пород — четвертичный (Горецкий, 1960; Лисицына, 1962; Черняховский, 1968б), однако элювиальный процесс, начавшийся в постплиоценовое время, продолжается и поныне (Польшов и др., 1933).

Собственно красноземы распространены на западных и северо-западных отрогах Аджаро-Имеретинского хребта в полосе, примыкающей к берегу моря, шириной от 3 до 20 км. Общая протяженность полосы примерно 40 км, от Батуми на юге до водораздела рек Супсы и Натанеби на севере. Рельеф — расчлененный.

Любопытно, что красноземы преимущественно развиваются на определенном гипсометрическом уровне — от 10—20 до 400 м над уровнем моря. Современный климат этой области — влажный, субтропический, со среднегодовой температурой в Батуми и Чакви +13°С, среднегодовое количество осадков равняется 2500 мм, а в отдельные годы возрастает до 4000 мм.

В четвертичном периоде Батумское побережье Кавказа также принадлежало к зоне влажных субтропиков, климат того времени, если и отличался от современного, то в сторону большей близости к теплоту и влажному средиземноморскому (Брукс, 1952; Федоров, 1960; Марков и др., 1965). Гиббситовые красноземы Батумского побережья развиваются на разных породах от порфиритов, туфов, песчаников и туфокон-

Таблица 8

Химический состав порфирита и продуктов его выветривания (в вес. %). Батумское побережье Кавказа

Коренная порода и продукты выветривания	Обр. №	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C	Сумма	SiO ₂ (кварц)
Метагаллуазитовые глины с примесью гидроокислов железа	1	33,40	1,52	26,76	14,73	0,57	0,16	0,49	0,84	0,01	0,09	0,37	14,59	6,18	0,14	0,23	100,08	1,06
	2	31,84	1,65	27,38	16,03	0,82	0,25	0,61	0,56	0,17	0,09	0,18	13,29	6,59	0,42	0,01	99,89	Нет
	3	31,50	1,61	25,28	16,30	0,90	0,50	0,67	1,46	0,38	0,09	0,38	14,16	6,81	0,04	Нет	100,08	»
	4	35,77	1,66	24,94	16,57	0,82	0,08	0,78	1,73	0,23	0,11	0,29	11,49	5,11	Нет	0,12	99,70	»
	5	32,58	1,93	27,17	17,72	1,23	0,09	0,62	0,92	0,24	0,08	0,14	13,23	3,65	»	0,14	99,74	»
	6	33,56	1,42	28,84	11,98	0,95	0,13	0,71	1,03	0,21	0,07	0,13	13,81	6,90	0,06	0,01	99,81	»
	7 (не анализировался)																	
Среднее		33,11	1,63	26,73	15,54	0,87	0,20	0,65	1,09	0,21	0,08	0,25	13,43	5,87	0,11	0,08	99,88	0,17
Хлорит-метагаллуазитовые глины с примесью гётита и гиббсита	8	23,08	1,70	27,04	16,42	2,27	0,46	0,61	4,78	0,21	0,14	0,25	14,85	8,17	0,08	0,03	100,09	Нет
	8'	23,30	1,95	26,71	17,12	2,26	0,38	0,72	6,00	0,25	0,08	0,14	15,03	5,74	0,32	0,17	100,17	»
	9	20,03	1,89	28,00	20,12	0,97	0,50	0,52	3,42	0,28	0,07	0,17	16,80	8,32	0,14	0,03	100,79	»
Среднее		22,14	1,84	27,25	17,87	1,83	0,45	0,62	4,74	0,25	0,09	0,19	15,56	7,41	0,18	0,08	100,35	»
То же, без примеси гиббсита	10	37,09	1,05	24,14	12,46	0,57	Не опр.	0,99	3,32	0,21	0,14	0,67	11,44	8,00	0,14	0,03	100,25	»
	11	38,33	0,92	21,73	11,50	0,68	»	0,96	3,51	0,20	0,09	0,85	11,82	9,58	Нет	Нет	100,17	»
Среднее		37,71	0,98	22,93	11,98	0,62	»	0,97	3,41	0,20	0,11	0,76	11,63	8,79	0,07	0,01	100,21	
Авгит-лабрадорный порфирит	12	44,39	0,90	14,85	4,82	4,59	0,29	11,88	8,02	0,17	1,40	1,54	4,78	1,95	0,06	0,10	99,72	»
	13	46,83	1,15	18,12	3,87	6,29	0,46	11,18	5,42	0,19	2,12	2,10	1,20	0,91	0,18	Нет	100,02	»
	14	45,37	0,99	19,32	5,80	2,99	Не опр.	8,89	3,13	0,15	1,89	1,74	5,87	3,30	0,06	»	99,50	»
	15	47,60	0,73	19,09	0,89	5,48	0,21	6,37	5,79	0,18	3,66	2,47	6,55	0,47	Нет	0,12	99,61	»
Среднее		46,04	0,94	17,85	3,84	4,84	0,32	9,58	5,59	0,17	2,27	1,96	4,60	1,66	0,07	0,05	99,71	

Т а б л и ц а 9
Количественно-минеральный состав
двух разновидностей авгит-
лабрадорного порфирита

Минерал (вкрапленники)	Порфирит	
	полнокристаллический с редкими миндалинами (I)	полнокристаллический (II)
Лабрадор	26,0	49,6
Авгит	7,8	36,6
Магнетит	2,2	7,7
Апатит	1,0	1,0
Цеолиты	8,8	—
Хлорит	2,8	3,5
Основная масса	52,2	2,4
С у м м а	100,8	100,8

олитом ломонтитового ряда. Из вторичных минералов отмечены хлорит (пеннин), замещающий цеолиты, и частично авгит во вкрапленниках и основной массе, слюда, немного кальцита, кварца или халцедона. В табл. 9 приведена количественно-минералогическая характеристика двух разновидностей порфирита, залегающего в основании разреза (I) и в ядрах — останцах внутри выветрелой толщи (II). Процентные содержания минералов подсчитаны под микроскопом.

гломератов среднего эоцена до песчано-глинистых пород миоцена и четвертичных галечников речных террас. По степени измененности здесь выделяются породы трех типов: слабо выветрелые, умеренно выветрелые и сильно выветрелые. Разрез коры выветривания порфирита описан в нижнем течении р. Чаквис-Цкали. Химический состав пород представлен в табл. 8.

Исходная порода — авгит-лабрадорный порфирит среднеэоценового возраста. Он обнажается в основании разреза выветрелой толщи и в ядрах — останцах среди элювия. В его составе присутствуют вкрапленники авгита и лабрадора (главные минералы), а также магнетита. Встречаются редкие зерна апатита.

Основная масса — плагиоклаз-авгитовая, кристаллическая, встречаются участки слабо раскристаллизованного стекла. В миндаляках разности порфирита миндалины заполнены це-

Т а б л и ц а 10

Рентгенограмма фракции меньше 0,001 мм слабо измененных продуктов выветривания порфирита

Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прогретый до $t=550^{\circ}\text{C}$		Обработанный HCl (столбик)		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прогретый до $t=550^{\circ}\text{C}$		Обработанный HCl (столбик)	
<i>J</i>	<i>d/n</i>	<i>J</i>	<i>d/n</i>	<i>J</i>	<i>d/n</i>	<i>J</i>	<i>d/n</i>	<i>J</i>	<i>d/n</i>	<i>J</i>	<i>d/n</i>
10	14,4	10	13,8	—	—	1	2,252	1	2,239	—	—
1	9,6	—	—	—	—	1	2,169	—	—	—	—
5	7,1	—	—	4	7,5	2	2,047	—	—	1	2,074
6	4,8	—	—	5	4,97	1	1,980	—	—	1	2,008
1	4,56	—	—	10	4,52	1	1,911	—	—	1	1,933
1	4,35	—	—	—	—	1	1,799	—	—	1	1,818
2	4,11	—	—	—	—	1	1,738	—	—	1	1,761
10	3,58	1	3,56	2	3,59	3	1,694	2	1,692	2	1,694
—	—	1	3,48	—	—	1	1,592	—	—	—	—
2	3,34	—	—	5	3,38	9	1,532	5	1,533	1	1,545
1	3,05	—	—	1	3,25	—	—	—	—	2	1,502
4	2,85	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,466
2	2,63	2	2,62	2	2,61	—	—	—	—	1	1,415
5	2,56	1	2,491	1	2,50	—	—	—	—	1	1,379
8	2,404	—	—	2	2,409	—	—	—	—	—	—

Примечание. Условия съемки: трубка БСВ-2, анод Со, фильтр Fe, $V=45\text{kv}$, сила тока 10 мА, экспозиция 3 часа.

Количественно-минеральный состав (%) продуктов выветривания авгит-лабрадорного порфирита. Батумское побережье Кавказа

Порода	Обр., №	Триоктаэдрический хлорит	Метагаллаузит	Гибсит	Гётит и гидрогётит	Магнетит	Окислы	Прочие
Умеренно выветрелые метагаллаузитовые глины с примесью гётита и гидрогётита	3	—	64,0	—	21,6	2,0	0,6	11,9
	6	—	72,1	0,6	13,2	3,1	1,4	9,6
Слабо выветрелые породы хлорит-метагаллаузитовые, иногда с примесью гибсита	8	12,9	40,6	13,2	14,3	7,3	1,7	10,0
	9	9,5	36,4	18,2	22,0	3,1	1,9	8,9

Обе разновидности имеют близкое содержание породообразующих лабрадора и авгита. В полнокристаллической разности эти минералы удалось сосчитать отдельно и во вкрапленниках и в основной массе (II), в полнокристаллической с миндалинами — только во вкрапленниках. В микрокристаллической основной массе авгит и лабрадор подсчитаны суммарно. В обоих разностях сумма этих минералов составляет 86—87%. Содержание цеолита в миндалинах невелико.

Кора выветривания порфиритов и их туфов, подобно многим другим современным и четвертичным корам выветривания основных пород тропических и субтропических областей, не имеет четкого зонального строения. В чаквинском разрезе выделяются породы двух стадий выветривания: слабо выветрелые и умеренно выветрелые.

1. Слабо выветрелые породы, по данным рентгеноструктурного анализа, состоят из триоктаэдрического хлорита и метагаллаузита, а также гётита. Присутствуют реликтовые минералы порфирита. Породы этого

Таблица 12

Рентгенограмма фракции <0,001 мм умеренно измененных продуктов выветривания порфирита

Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прогретый до $t=550^{\circ}\text{C}$		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прогретый до $t=550^{\circ}\text{C}$	
J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n
10	7,5	—	—	4	2,338	—	—
9—8	4,44	5	4,42	1	2,239	—	—
2	4,16	—	—	1	2,169	4	2,186
10	3,53	—	—	1	1,994	—	—
1	3,34	—	—	1	1,908	—	—
—	—	4	3,34	1	1,785	—	—
1	2,67	4	2,68	4	1,689	5	1,685
4	2,56	—	—	2	1,532	—	—
1	2,50	10	2,485	5	1,488	—	—
2	2,425	—	—				

Примечание. Условия съемки: трубка БСВ-2, анод Со, фильтр Fe, $V=45\text{ kv}$, сила тока — 10 мА, экспозиция 3 часа.

**Механический состав продуктов выветривания авгит-лабрадорского порфирита и его туфа.
Батумское побережье Кавказа**

Продукты выветривания	Обр., №	Фракция, мм (в %)				Тяжелая фракция (в %) от	
		>0,1	0,1—0,01	<0,01	Сумма	алевроитовой	породы
Метагаллуазитовые глины с примесью гётита и гидрогётита	1	0,03	0,64	99,33	100	81,3	0,52
	2	0,19	3,82	95,99	100	41,3	1,58
	3	0,65	4,39	94,96	100	34,1	1,50
	6	0,71	2,70	96,58	100	87,2	2,35
	7	0,03	5,74	94,23	100	30,03	1,72
Хлоритовая порода с примесью метагаллуазита, гётита и гиббсита	8	8,72	24,66	66,62	100	8,20	2,02
	9	1,17	11,85	86,98	100		

типа полностью сохраняют структуру исходного порфирита (табл. 10, 11). Среди слабо выветрелых пород различаются две разновидности:

а) слабо выветрелые породы, не содержащие свободного гликозема, объемный вес примерно 1,4;

б) слабо выветрелые породы, содержащие около 12% свободного глинозема, который кристаллизуется в виде гиббсита. Объемный вес 1,22—1,32.

И те, и другие контактируют с неизменной породой, причем контакт резкий, и образуют концентрические зоны вокруг «ядер» — останцов свежего порфирита мощностью от нескольких сантиметров до 0,5—1 м. Видимая мощность элювиальной толщи — порядка 20 м. О степени измененности породы можно судить по механическому составу элювиальных продуктов (табл. 13).

2. В умеренно выветрелых породах преобладает метагаллуазит с примесью гётита и гидрогётита (табл. 11, 12). Реклитовая структура порфирита обычно сохраняется, но часто она затушевана пятнами и прожилками гидроокислов железа и марганца.

В слабо измененных породах тонкая фракция (<0,01 мм) составляет 67—87%, остальное — реликты неполностью разложенных минералов. Состав элювия неоднороден. Умеренно выветрелые породы более однородны; от 94 до 99% в них составляет тонкая фракция, очень мало реликтовых минералов тяжелой фракции, и в том числе магнетита.

В описанном нами разрезе в слабо выветрелых породах присутствует гиббсит (первая разновидность), но в соседнем обнажении (выше по р. Чаквис-Цкали и на противоположном ее берегу) гиббсит в породах той же степени изменения не обнаружен (вторая разновидность). Гиббсит встречается в виде псевдоморфоз по отдельным кристаллам хлорита, лабрадора или по цеолиту. Он выделяется в виде кристаллических корок в пустотах и порах, которые заполняет частично или полностью, а также в прожилках. Любопытно совместное нахождение гиббсита со слабо измененными реликтовыми минералами исходного порфирита (табл. II).

Присутствие гиббсита в слабо выветрелых породах нижней зоны не является специфической особенностью батумских красноземов. Накопление свободного глинозема и образование гиббсита в нижней зоне профиля латеритного выветривания известно в Африке (Lacgrix, 1923; Лажуани и Бонифа, 1964), в Гайане (Британской Гвиане, по Нэгги-

son'y, 1933), на юго-востоке Азии (Петров, 1962) и в других местах. Большинство исследователей образование гиббсита в нижней зоне вблизи материнских пород объясняют быстрым развитием процесса выветривания и интенсивным удалением кремнезема на отдельных участках породы. Ю. К. Горецкий (1960) наблюдал гиббситовые прожилки, секущие свежий или слабо измененный порфирит в бассейне р. Чаквис-Цкали, и на этом основании пришел к заключению об инфильтрационном накоплении здесь глинозема за счет выноса его из верхних зон профиля. Такого же мнения придерживается и В. Н. Разумова (1966). Образование псевдоморфоз гиббсита по отдельным кристаллам исходных минералов, которое наблюдается под микроскопом, свидетельствует в пользу первого предположения Лакруа и Гариссона, хотя наряду с этим, присутствие гиббсита в прожилках показывает, что гиббсит в какой-то степени перемещается в пределах профиля выветривания.

Более интенсивно выветрелые гиббсит-каолиновые породы в чаквинском разрезе не обнажаются. Они встречены нами в северной части полосы батумских красноземов, например в районе пос. Анасеули. Конгломераты плиоцена, содержащие гальку порфиритов, их туфов и реже песчаников, превращены выветриванием в пестро окрашенную глинистую породу, которая легко режется ножом. Максимально измененные разности, сохраняющие, однако, реликтовую структуру, состоят из метагаллуазита и гиббсита с примесью гидроокислов железа. Отдельные гальки из выветрелого порфирита полностью замещены гиббситом, который образует псевдоморфозы по пироксенам и плагиоклазам и замещает основную массу порфирита. Эти породы мы относим к сильно выветрелым.

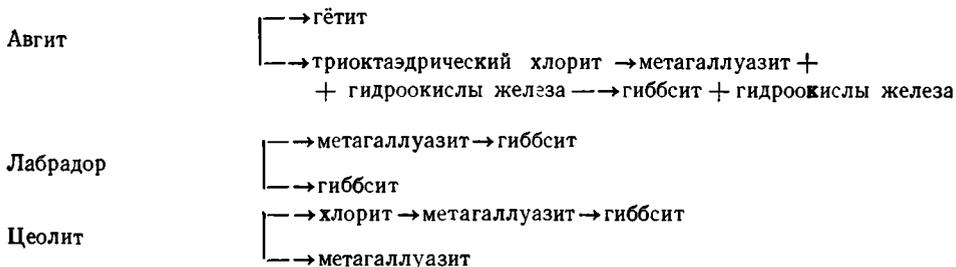
В итоге необходимо отметить, что в составе батумских красноземов, развивающихся на основных породах и продуктах их переотложения (конгломераты плиоцена), выделяются породы трех стадий изменения, что характерно для вьетнамского типа элювия (Лисицына, 1967):

1. Слабо выветрелые полиминеральные (хлорит-метагаллуазитовые глины с примесью гётита и реликтовых минералов).

2. Умеренно выветрелые метагаллуазитовые глины с примесью гётита и гидрогётита.

3. Сильно выветрелые гиббсит-каолиновые (метагаллуазитовые) глины с примесью гидроокислов железа.

Для данного типа разреза характерны следующие минеральные преобразования:



Часть из них хорошо видна на микрофотографии (табл. II)

Разрез тихоокеанского типа

Этот тип элювия характерен для основных пород вулканических островов Тихого океана, которые расположены в пределах влажной тропической зоны (Лисицына, 1967). В этих областях обычное количество осадков колеблется в среднем от 2000 до 3500 мм в год, при среднегодовой температуре 24—27°С. Изученные нами разрезы на Гавай-

ских островах, Таити, Самоа и Паротонга находятся на возвышенных, хорошо дренированных участках рельефа. Наиболее полно изучены коры выветривания и почвы на базальтах Гавайских островов. Они описаны также в работах Хоуга, Гила и Фостера (Hougn a. etc., 1941), Шермана (Sherman, 1949, 1950), Аббота (Abbot, 1958), Бейтса (Bates, 1962), Аллена и Шермана (Allen, Sherman, 1965, 1966) и др.

В продуктах выветривания оливинового базальта в районах высокой влажности перечисленные авторы выделяют два типа пород: менее измененные глинистые, преимущественно каолинит-метагаллуазитовые и более измененные гиббситовые или каолинит-гиббситовые. Мощность элювиальной толщи на Гавайских островах сильно колеблется и достигает 40—50 м (Macdonald, Katsura, 1964).

В описанных нами разрезах на острове Оаху (Гавайские острова) и на других островах строение элювиальной толщи довольно однообразно. Глинистая порода, хрупкая, маловязкая, оранжевого, бурого или шоколадно-коричневого цвета, содержит более плотные округлые или овальные ядра слабо выветрелого и почти свежего базальта. Ядра окружены несколькими оболочками менее плотного измененного базальта. Хрупкий измененный базальт и вмещающая глина сохраняют структуру исходной породы. Граница между плотной породой ядра и оболочками обычно резкая, между оболочками и вмещающей глинистой массой — постепенная. Размер плотных ядер колеблется от нескольких сантиметров до 1—1,5 м.

В качестве опорного разреза мы опишем здесь кору выветривания оливинового базальта на острове Оаху в западной части хребта Кулау.

Исходная порода — третичный — раннеплейстоценовый оливинный базальт в понимании Макдональда и Катсуры (Macdonald, Katsura, 1964).

Структура порфировая. Во вкрапленниках — основной плагиоклаз, оливин, пироксен, магнетит. В основной массе интерсертальной структуры преобладают лейсты плагиоклаза, в подчиненных количествах присутствуют пироксены, магнетит, апатит (примесь). Химический состав породы (табл. 14), залегающей в основании описанного нами разреза, мало отличается от среднего из десяти анализов базальта серии Кулау, опубликованных Вентвортом и Винчеллом (Wentworth, Winchell, 1947). Ниже приводится средний количественный минеральный состав (в %) базальта этой серии, по данным Вентворта и Винчелла:

Кварц и ортоклаз	4,62	Магнетит	}	9,28
Плагиоклазы	50,79	Ильменит		
Пироксены	33,67	Апатит		0,67
Оливин	0—6,8 (1%)			

Кора выветривания. В разрезе на острове Оаху выделяются породы двух типов, соответствующие двум стадиям изменения базальта: умеренно выветрелые и сильно выветрелые. Первые соответствуют ближним оболочкам около «ядер», сильно выветрелые — вмещающей глине. Химический состав продуктов выветривания базальта см. в табл. 14. По данным петрографического, рентгеноструктурного и термического анализов (Лисицына, 1968) умеренно выветрелые породы имеют каолинитовый (метагаллуазитовый) состав, присутствуют окислы железа и титана, а также реликтовые минералы. В результате обычных рентгеноструктурных исследований глинистые минералы были отнесены к каолинитовой группе. Метагаллуазитовый их состав определен В. А. Дрицем с помощью микродифракционных снимков.

Таблица 14

Химический состав базальта серии кулау и продуктов его выветривания (в вес.%). Остров Оаху (Гавайские острова)

Продукты выветривания и коренные породы		Обр. №	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	MnO	N ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C	Сумма	SiO ₂ (кварц)	
Кора выветривания	каолинит-гипсита-вая	Г-1	22,39	5,53	28,07	22,30	1,43	0,09	0,73	0,15	0,06	0,09	0,14	14,10	2,47	0,12	1,48	99,55	0,062	
		Г-2	23,23	5,64	26,84	22,87	1,50	0,11	0,49	0,27	0,07	0,14	0,12	13,50	2,47	0,10	1,39	98,74	Нет	
		Г-3	25,34	5,92	24,39	24,17	2,15	0,14	0,49	0,22	0,07	0,14	0,24	11,47	2,52	0,26	1,50	99,02	»	
		Г-4	23,28	3,29	33,50	16,88	0,89	0,11	0,49	0,15	0,05	0,14	0,13	16,85	2,09	Нет	1,00	98,85	»	
		Г-5	27,59	3,99	30,82	17,38	0,40	0,14	0,49	0,16	0,04	0,14	0,10	14,36	2,72	»	1,22	99,55	»	
		Г-6	26,84	3,99	29,59	17,74	1,86	0,21	0,49	0,10	0,05	0,14	0,13	14,40	2,29	0,58	1,18	99,59	»	
		Г-7	9,36	3,52	42,35	15,24	2,08	0,14	0,49	0,07	0,03	0,14	0,07	23,85	1,62	Нет	0,40	99,36	»	
	Среднее			22,58	4,55	30,79	19,51	1,47	0,13	0,52	0,13	0,05	0,13	0,12	15,50	2,31	0,15	1,16	99,18	0,009
	каолинитовая порода с примесью реликтовых минералов	Г-8	32,41	3,38	29,59	15,39	1,94	0,16	0,49	0,01	0,05	0,14	0,07	13,60	2,20	Нет	0,48	99,91	Нет	
		Г-8 ^a	32,15	3,98	27,05	17,66	2,29	0,16	0,87	0,31	0,10	0,15	0,13	12,57	2,38	0,30	0,48	100,57	»	
		Г-9	33,37	3,76	27,59	15,42	2,83	0,25	0,66	0,52	0,08	0,14	0,10	12,61	2,25	Нет	0,35	89,93	0,32	
		Г-10	34,53	3,29	28,13	15,80	2,15	0,11	0,42	0,18	0,07	0,14	0,07	12,57	2,56	»	0,29	100,31	0,27	
		Г-11	33,43	3,77	27,94	15,09	2,88	0,32	0,33	0,23	0,16	0,11	0,12	12,70	2,31	»	0,24	99,63	0,23	
		Г-12	32,21	3,76	28,32	16,75	3,16	0,30	0,36	0,26	0,07	0,11	0,12	12,40	1,83	»	Нет	99,65	0,21	
Г-13		34,47	4,25	26,52	16,15	3,15	0,34	0,36	0,39	0,11	0,11	0,10	11,25	2,90	»	»	100,10	Нет		
Среднее			33,22	3,74	27,88	17,51	2,63	0,23	0,50	0,27	0,09	0,13	0,10	12,53	2,35	0,04	0,26	98,58	0,15	
Оливиновый базальт	Г-14	47,84	2,36	14,83	10,45	3,68	0,60	7,93	5,14	0,17	2,59	0,18	0,82	2,75	Нет	0,27	99,61	Нет		
	Г-15	52,65	2,36	13,07	5,14	7,08	0,30	9,01	6,48	0,18	2,92	0,76	0,45	0,36	»	Нет	100,76	0,09		
Среднее			50,24	2,36	13,95	7,79	5,38	0,45	8,47	5,81	0,17	2,75	0,47	0,63	1,55	»	0,13	100,18	0,04	
Среднее из 10 анализов (Wentworth, Winchell, 1947)			50,45	2,33	14,94	3,38	7,55	0,27	9,17	7,64	0,08	2,84	0,35	0,73	0,23	»	Нет	99,96		

Сильно выветрелые породы, гиббсит-каолинитовые, содержат смесь окислов железа и титана. Из реликтовых минералов присутствуют магнетит и продукты его изменения. Количественные соотношения этих минералов меняются на разных участках элювия. Для нескольких образцов умеренно и сильно выветрелых пород при пересчете химических анализов мы получили их приблизительный количественно-минеральный состав (табл. 15). По этим данным наиболее выветрелые

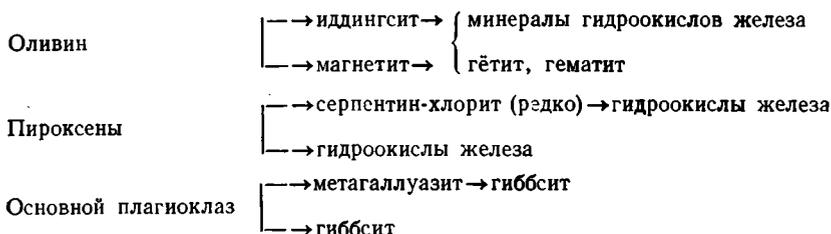
Таблица 15

Количественно-минеральный состав (в вес. %) продуктов выветривания оливинового базальта. Остров Оаху (Гавайские острова)

Порода	Обр., №	Метагаллуазит	Гиббсит	Гидроокислы железа, гематит	Магнетит	Окислы титана	SiO ₂ других минералов	Сумма
Сильно-выветрелая гиббсит-каолинитовая (метагаллуазитовая)	7	20,1	52,6	13,0	6,7	3,52	Нет	95,92
	4	50,05	20,9	17,47	2,87	3,29	»	94,58
	2	50,05	10,76	21,79	4,8	5,64	»	93,04
Умеренно выветрелая каолинитовая	8	69,7	3,12	13,62	6,23	3,4	»	96,07
	12	69,4	1,4	9,7	10,2	3,76	»	94,46
	13	67,1	Нет	11,21	10,1	4,25	3,3	95,96

продукты оливинового базальта в изученном нами разрезе на острове Оаху на 50% состоят из гиббсита. Породы, измененные в такой же степени, описаны Хоугом и его сотрудниками (Naugh a. etc., 1941) в разных пунктах островов Гавайской группы. На острове Кауаи щелочные базальты разложены еще сильнее (Allen, Sherman, 1965). Видимая мощность элювия в рассмотренном нами разрезе — более 30 м, возраст — позднеплейстоценовый — современный.

Минеральные преобразования, соответствующие формированию элювия тихоокеанского типа, следующие:



Преобразования некоторых породообразующих минералов показаны на табл. III.

Характерной особенностью элювия в этом разрезе является довольно полное разложение базальта до стадии глин. В табл. 16 приведены результаты механического анализа элювиальных пород рассматриваемого разреза.

Из табл. 17 видно, что главную массу продуктов выветривания как в менее, так и в более выветрелых породах составляет тонкий материал (фракция <0,01 мм), содержание его колеблется в каолинитовых породах от 77 до 90%, в гиббсит-каолинитовых — от 80 до 100%.

Вторая особенность гавайского разреза состоит в сравнительно незначительном содержании реликтовых минералов, из которых и в

**Механический состав продуктов выветривания оливинового базальта.
Остров Оаху (Гавайские острова), западная часть хребта Кулау**

Продукты выветривания	Обр. №	Фракция, мм (в %)					Тяжелая фракция (в %) от	
		>0,1	0,1— —0,05	0,05— —0,01	<0,01	Сумма	крупно- алеври- товой	породы
Гиббсит-каолиновые поро- ды с примесью окис- лов железа и титана	Г-1	1,67	1,81	2,81	93,71	100	1,32	0,02
	Г-2	3,03	2,38	6,51	88,08	100	1,17	0,03
	Г-3	0,17	0,08	0,13	99,62	100	39,9	0,03
	Г-4	0,66	4,60	15,45	79,29	100	13,4	0,62
	Г-5	0,55	0,68	2,79	95,98	100	18,9	0,02
Каолиновые породы с примесью реликтовых мине- ралов	Г-9	0,05	0,90	9,55	89,50	100	3,3	0,03
	Г-11	0,26	5,03	17,96	76,75	100	12,2	0,61
	Г-12	0,04	1,67	17,67	80,62	100	11,5	0,20

менее и в более выветрелых породах присутствуют главным образом магнетит и илдингсит, а также продукты их изменения, в составе тяжелой фракции.

Продукты выветривания базальта, изученные на других островах (о. Таити), существенно отличаются от элювия гавайского разреза. Главное отличие состоит в обогащенности менее выветрелых пород реликтовыми минералами (по данным микроскопии, в каолиновых породах разреза острова Таити они составляют до 25% породы). О характере изменения пород в этом разрезе можно судить по их механическому составу (табл. 17).

В составе умеренно выветрелых пород доля тонкого материала (фракция <0,01 мм) составляет всего лишь 30—50%, остальная часть породы приходится на реликтовые минералы, измененные в разной степени и дающие при размучивании более крупные обломки. В сильно выветрелых породах доля тонкого материала повышается до 60%, остальные 40% представляют собой смесь реликтовых минералов с вновь образованными.

Итак, в таитянском разрезе, в отличие от гавайского, в умеренно выветрелых породах и в меньшей степени в сильно выветрелых сохра-

Таблица 17

Механический состав продуктов выветривания оливинового базальта. Остров Таити

Продукты выветривания	Обр. №	Фракция, мм (в %)				Сумма	Тяжелая фракция (в %) от	
		>0,1	0,1— —0,05	0,05— —0,01	<0,01		крупноалев- ритовой	породы
Гиббсит-каолиновые поро- ды с примесью окис- лов Fe и Ti	T-1	1,94	22,04	17,77	58,25	100	57,3	12,62
	T-2	3,62	21,92	16,59	57,87	100	49,4	10,83
	T-3	3,51	16,92	19,85	59,72	100	50,8	8,60
Каолиновые породы с примесью реликтовых ми- нералов	T-4	18,32	11,93	20,18	49,57	100	93,4	11,14
	T-5	44,31	9,53	16,92	29,24	100	95,4	9,09

няются реликтовые минералы. Их присутствие в каолиновых глинах отражает неравномерность процесса выветривания и не может не сказаться на подвижности ряда химических элементов. В этом аспекте любопытна еще одна деталь — преобладающая роль минералов тяжелой фракции среди сохранившихся реликтов базальта. В самом деле, крупноалевритовая фракция, выделенная из слабо выветрелых пород, почти нацело состоит из минералов тяжелой фракции (табл. 17), которые преобладают и в материале более крупной размерности. По данным О. А. Дворецкой, набор этих минералов (в % от крупноалевритовой фракции) таков: авгит (36—38), титан-авгит (28—47,5), идингсит (8—28), магнетит (6—8,5).

Следовательно, в условиях формирования профиля выветривания на острове Таити в первую очередь разрушались полевые шпаты, затем темноцветные минералы и в последнюю — магнетит, который в сильно выветрелых породах обогащает тяжелую фракцию вместе с гидроокислами и окислами железа.

Разрезы, изученные нами на островах Самоа и Раротонга, занимают промежуточное положение между гавайским и таитянским типами, но по количеству реликтов исходной породы, отражающих неравномерность процесса выветривания, они ближе к таитянскому.

В итоге отметим следующее. Коры выветривания островов Тихого океана относятся к одному и тому же типу, так как продукты выветривания имеют одинаковый состав и строение выветрелой толщи. Отличия состоят в следующем. Для умеренно выветрелых пород — эти отличия обнаруживаются в разном количестве реликтов исходного базальта, отражающем неравномерность процесса выветривания, а в сильно выветрелых гиббсит-каолиновых породах — в разных соотношениях этих двух минералов. Путем пересчета химических анализов на минеральный состав в сильно выветрелых породах в разрезе на острове Таити обнаружено 4,1—6,3% гиббсита и 45,6—52% каолинита, в разрезе острова Самоа — до 11% гиббсита при 47% каолинита. Соотношения этих минералов отражают степень измененности породы. Они колеблются не только в разных разрезах, но и в пределах одной толщи. Тем не менее максимально выветрелые породы всех изученных разрезов находятся примерно на одной стадии изменения, когда в продуктах выветривания наряду с минералом группы каолинита образуются в заметных количествах свободный глинозем, окислы железа и титана. Остаточные железисто-глиноземистые образования специфической текстуры (латериты) для разрезов тихоокеанского типа не характерны. Однако в ряде мест Шерман (Sherman, 1950) описал твердые красно-бурые шлаковидные породы, обогащенные окислами железа и титана максимальной мощностью 1,3 м. Распространение их ограничено. По данным Шермана, они образуются в особо благоприятных условиях латеральной циркуляции грунтовых вод. В настоящей работе мы их специально не рассматриваем.

Разрез индонезийского (австралийского) типа

В ряде областей тропической зоны широко распространен несколько иной тип элювия основных пород, отличный и от вьетнамского и от тихоокеанского. Разрезы этого типа описаны, например, в западном Сараваке (Малайзия, остров Калимантан, районы Семангана и Манггу-Белиана) Уилфордом (Wilford, 1955), Вольфенденом (1964) и др. Латеритные (бокситоносные) коры выветривания развиты здесь на андезитах и других основных и метаморфизованных средних породах дотриасового возраста. Исходные породы слагают холмы высотой до 100 футов (30 м). На юге и востоке они граничат с болотами, на севере

и западе вместе с покрывающей их корой выветривания уходят под прибрежные пески.

Нижняя возрастная граница кор выветривания неопределенна, поскольку материнские породы древние. Однако достоверно известно, что процесс латеритизации продолжался и в четвертичное время, поскольку почвы, образовавшиеся на долеритах и габбро третичного возраста, содержат горизонты латерита с глиноземистыми конкрециями (Wilford, 1955). Поэтому можно предполагать, что климат в период их формирования был близок к современному, характеризовался среднегодовым количеством осадков порядка 3800 мм и среднегодовой температурой +29° С.

В разрезе коры выветривания андезита выделяются (Вольфенден, 1964) бокситизированный андезит, залегающий непосредственно на материнской породе, и покрывающий его боксит. Бокситизированный андезит сохраняет трахитовую структуру материнской породы. Он состоит из гиббсита, минерала каолиновой группы, гидроокислов железа и титана, остаточного магнетита и рутила. Содержание SiO_2 составляет 34%, Al_2O_3 — 29%. Вышележащий боксит приобретает конкреционную макроструктуру, однако под микроскопом наблюдаются реликты трахитовой структуры. Конкреции боксита состоят из гиббсита, окислов железа и титана, в цементе присутствует каолинит. Содержание SiO_2 понижается до 2%, Al_2O_3 достигает 56%.

В разрезе выделяются две зоны: нижняя гиббсит-каолининовая и верхняя конкреционная зона гиббситового состава с примесью каолинита, минералов окислов железа и титана. Верхняя часть второй зоны более железистая, возможно, носит следы влияния инфильтрационных процессов.

Сопоставляя описанный разрез с разрезами тихоокеанского и вьетнамского типов, мы видим, что в нем отсутствует не только нижняя зона полиминеральных глин, характерная для вьетнамского типа, но и зона мономинеральных каолининовых глин, хорошо выдерживающаяся в тихоокеанских разрезах. Непосредственно на базальтах развиваются гиббситсодержащие глинистые породы, обогащенные свободным глиноземом. Это обстоятельство свидетельствует о более резком переходе от свежей к выветрелой породе, чем это наблюдалось ранее. Самые нижние зоны вьетнамского и тихоокеанского типов разреза выпадают. Но в верхней части разрез как бы надстраивается зоной конкреций, которая отсутствовала или встречалась эпизодически (Гавайские острова) в тех разрезах. Породы этой зоны состоят преимущественно (на 90%) из остаточных окислов и гидроокислов алюминия, железа и титана и представляют собой латерит с небольшим содержанием каолинита. Преобладание в породе свободных окислов способствует их перераспределению и образованию конкреционных структур.

Если в верхней части тихоокеанского разреза наблюдались лишь следы перераспределения алюминия и железа, например колломорфные сгустки или корочки на стенках пор и трещин, то в индонезийском разрезе это перераспределение завершается развитием конкреционной структуры.

Более детально характерный для рассматриваемого типа разрез описан Д. Кэрролл и М. Вуф (Carrroll, Woof, 1951) вблизи г. Инверелла (Новый Южный Уэльс, Австралия). Возраст элювиальной толщи — позднемиоценовый — плиоценовый.

Разрез коры выветривания оливинового базальта приводится ниже:

- | | |
|---|------------|
| | Мощность м |
| 1. Оливиновый базальт | |
| 2. Глинистая толща, в нижней части коричневая до оливково-зеленой, с остаточной структурой базальта. В верхней части глины имеют пятнистую красно-бурую окраску | более 3 |

3. Горизонт гиббситовых конкреций, сцементированных глинистым материалом оранжевого цвета с примесью окислов железа и титана 1,1
4. Непосредственно под почвой наблюдается твердый горизонт, состоящий из конкреций гематита и гётита, сцементированных каолиновой глиной 2,7

Как видно из этого макроскопического описания, разрез разделяется на две части: нижнюю глинистую и верхнюю конкреционную. По результатам рентгеноструктурного и химического анализов Кэрролл и Вуф рассчитали количественно-минеральный состав тех и других пород (табл. 18). Согласно этим данным, в разрезе коры выветривания оливинового базальта г. Инверелла выделяются те же две зоны, которые описаны в разрезе западного Саравака (Малайзия, о. Калимантан).

Таблица 18

Минеральный состав тонкой фракции (<2 мм) продуктов выветривания оливинового базальта. Инверелл (Новый Южный Уэльс, Австралия)

Породы коры выветривания	Каолинит (галлуазит)	Гиббсит	Гематит	Ильменит	Ана-таз	Лейкоксен	Остальные
Твердый желваковый горизонт	20	59	6	7	0—4	0—8	0—3
Зона гиббситовых конкреций	6—22	37—90	0—3	0—4	—	0—36	1—5
Гиббсит-каолиновые глины	52—72	15—23	1—6	0—2	2—6	—	6—15

Как отмечают Кэрролл и Вуф, элювий основных пород, сходный по составу и строению с изученным вблизи г. Инверелла, имеет широкое распространение в ряде областей Западной и Северной Австралии, в Квинсленде, Новом Южном Уэльсе, Виктории, на острове Тасмания.

В Западной Австралии коры выветривания покрывают пенеппен, слабо расчлененной эрозией; в восточных районах участки латеритного покрова развиты в областях более расчлененного холмистого рельефа. Судя по описаниям Фокса (Fox, 1932) и более поздним (Roy Chowdhury, Phil, 1958; Roy Chowdhury a. oth., 1965/1966), индонезийский тип элювия широко распространен и в Индии.

Разрез гвинейского типа

Для элювия основных пород западных областей Республики Гвинея характерен разрез гвинейского типа. Коры выветривания этих мест изучались Лакруа (Lacroix, 1913) и сравнительно недавно описаны Лили Александер и Кади (Alexander, Cadu, 1962), Лажуани, Бонифа (1964), Б. М. Михайловым (1966), Г. В. Писемским (1968) и др. Отличительной особенностью наиболее развитых кор является резкий переход от свежей материнской породы к максимально выветрелой почти без промежуточных глинистых образований. Мощность зоны латеритизации, по Лажуани и Бонифа (1964), — 20—30 до 50 м.

Разрез элювия долеритов, относимый нами к гвинейскому типу, описан и Б. М. Михайловым (1966) в области водораздельного хребта рек, текущих в Атлантический океан, и рек, текущих внутрь континента (притоки рек Нигер и Сенегал). Рельеф этой области — среднегорный, хорошо расчлененный, с абс. отметками 1300—1700 м над уровнем океана и относительными превышениями от 50—200 до 400 м. Климат водораздела — влажный тропический, со среднегодовыми тем-

пературами 25—26°С. Количество атмосферных осадков — промежуточное между 1200—1400 мм в год на равнинах Нигера и 4000—4500 мм на Атлантическом побережье. Формирование элювия происходит в условиях свободного водообмена. Образующиеся коры выветривания в верхней части или по всей мощности толщи представляют собой бокситы. Они обнаруживают тесную связь с рельефом и являются молодыми образованиями, причем, процесс бокситизации продолжается и в настоящее время.

Исходной породой в рассматриваемом разрезе являются долериты, образующие пластовые интрузии и особенно широко распространенные в западных районах Республики Гвинея. Порода офитовой, участками пойкилофитовой структуры состоит из лабрадора и моноклинного пироксена пижонит-авгитового ряда, находящихся примерно в равных количествах; присутствуют магнетит и ильменит.

Кора выветривания. Переход от свежего долерита к продуктам выветривания крайне резкий. В составе последних Б. М. Михайлов (1966) выделяет (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Выщелоченные долериты	0,25—0,5
2. Структурный боксит, в нижней части пластичный, выше плотный, в 3,5—0,5 м от поверхности пронизанный корневой системой растений	12
3. Конгломерат — кираса, состоящая из обломков структурного боксита, сцементированных гидроокислами железа и алюминия	0,5

Общая мощность коры выветривания на долеритах колеблется от 10 до 15 м. По данным петрографического изучения, химического, рентгеноструктурного и термического анализов, в разрезе элювиальной толщи выделяются две структурно-минералогические зоны:

Нижняя — гётит-гематит-гиббситовая с реликтовой структурой долерита — объединяет выщелоченный долерит и структурный боксит. В нижней части ее содержится примесь каолинита. Мощность 12,5 м.

Верхняя — гётит-гиббсит-гематитовая с обломочной бобовой и колломорфной структурой — соответствует кирасе. Мощность 0,5 м. Для нее характерно интенсивное перераспределение гидроокислов железа и алюминия.

Количественно-минеральный состав продуктов выветривания долерита, по данным пересчетов химических анализов, мы приводим в табл. 19. Числа табл. 19 свидетельствуют о том, что в условиях хорошего дренажа во влажных районах Республики Гвинея разложение массивных пород при выветривании происходит весьма интенсивно и фактически ведет уже на первых стадиях к распаду породы на свободные окислы почти без промежуточных глинистых продуктов.

Таблица 19

Количественно-минеральный состав (%) продуктов выветривания долерита Республики Гвинея (по данным Н. А. Лисицыной за 1967 г. с исправлениями)

Порода	Глубина, м	Каолинит	Гиббсит	Гётит-гидрогётит	Гематит	Магнетит, ильменит	Минералы окислов титана	Кварц	Сумма
Гётит-гиббсит-гематитовая (кираса)	1,0	—	52,9	9,5	33,5	—	3,0	0,5 и более	99,4
Гётит-гематит-гиббситовая с примесью каолинита в нижней части	3,0 13,0	3,0 15,0	64,5 41,4	12,9 32,4	9,5 —	6,6 8,1	4,1 2,4		100,6 99,9

Второй характерной особенностью разреза гвинейского типа является формирование в его верхней части титан-железисто-глиноземистого горизонта с колломорфной и конкреционной структурами. Начальные стадии перераспределения железа (образование микробовин) и глинозема (кристаллические корки на стенках пор) в верхней части разреза видны из табл. IV. В условиях менее обильного водообмена (уменьшение среднегодового количества осадков или ослабление дренажа) возрастает роль глинистых продуктов выветривания.

Минеральные преобразования в гвинейском разрезе
Пироксен ———→ гидроокислы железа (гётит, скелетные псевдоморфозы по пироксену)
Плагиоклазы ———→ гиббсит (псевдоморфозы; табл. IV)

Полностью (равномерно) измененные и неполностью (неравномерно) измененные коры выветривания

Заканчивая описание типов современного элювия, необходимо обратить внимание на некоторые его особенности, имеющие существенное значение для понимания поведения химических элементов при выветривании. Ранее было отмечено, что разделение элювия на типы производилось по минералогическому признаку (степень разложённости породы определялась главным образом по составу продуктов выветривания). Необходимо учитывать, однако, что реальный состав элювия, отнесенного к одной и той же стадии изменения, не всегда идентичен. В результате неравномерности процесса выветривания слабо выветрелые и умеренно выветрелые породы, разложённые соответственно до полиминеральных и даже метакаллуазитовых глин, иногда почти на 50% состоят из малоизменённых реликтовых минералов. Таким образом, по составу глинистой массы они относятся, например, к умеренно выветрелым породам, но будут сильно отличаться по химическому составу от умеренно выветрелых пород другого разреза, почти не содержащих реликтовых минералов. Остановимся на этом вопросе несколько более подробно.

При описании разрезов кор выветривания, относящихся к одному и тому же типу элювия, т. е. обладающих сходным составом и строением выветрелой толщи, отмечались некоторые черты, существенно отличающие один разрез от другого. Так, например, из двух рассмотренных нами разрезов тихоокеанского типа в разрезе острова Оаху (Гвинейские острова) вся масса элювия изменена равномерно, во втором (остров Таити) глинистая толща содержит заметные количества реликтовых минералов (см. описание разрезов). Речь идет не о крупных останках свежих пород, которые присутствуют в обоих разрезах. Имеется в виду примесь отдельных реликтовых минералов, слабо изменённых, которые находятся в толще элювия наряду с полностью изменёнными минералами. Если количество таких реликтов составляет 10% изменённой породы, то состав ее не будет соответствовать составу другой породы, находящейся на той же стадии изменения, но не содержащей заметных количеств реликтовых минералов. Следовательно, имея в виду разные проявления неравномерного протекания процессов выветривания, целесообразно в каждом типе элювия выделять две разновидности разрезов: а) в разрезе преобладают полностью изменённые породы; б) толща сложена неполностью изменёнными породами. В тихоокеанском типе элювия разрез гавайского типа характеризуется полным изменением пород, разрез острова Таити — неполным. Разрезы полного и неполного изменения пород характерны для всех типов элювия независимо от состава исходной породы.

В. М. Фридланд (1964) описал элювиальные образования на гнейсах, по-видимому вьетнамского типа. В них наряду с каолинитом

(9,6—25,6%) и гиббситом (15—22,6%) присутствуют кварц (36—47%), полевые шпаты и слюды (12—23%). Здесь мы имеем яркий пример, неполно измененного элювия, находящегося, тем не менее, на стадии образования гиббсит-каолининовых пород — изменение исходного гнейса было неравномерным, а потому неполным. Наряду с типичными минералами сильно выветрелых пород сохранились заметные количества реликтовых минералов. Известны неполностью измененные породы коры выветривания гранита, описанные И. П. Герасимовым (1964) в Лесной Гвинее (Республика Гвинея). Эти породы превращены в гиббсит-каолининовые глины, но содержат примесь кварца и реликтовых гидрослюд. Отмеченные особенности присущи в сильной степени разрезам четвертичного — современного элювия, поскольку результаты неравномерности процесса выветривания мало выравниваются за счет относительно небольшой его длительности.

Таким образом, распределение и вынос элементов при выветривании не могут не отличаться в какой-то степени для разных разрезов одного и того же типа. Для того чтобы уловить существенные закономерности и определить вынос элементов на разных стадиях выветривания (формирование полиминеральных глин, каолининовых, гиббсит-каолининовых и т. д.), необходимо выбирать разрезы полностью измененных пород с наиболее усредненным, однородным составом элювия. Для тихоокеанского типа, например, более других подходящим в этом смысле является разрез гавайского типа.

Древние коры выветривания основных пород

Три разреза древнего элювия коротко описаны нами ранее (Лисицына, Газенко, 1967; Лисицына, 1968). Здесь мы несколько более подробно рассмотрим два разреза, изученных в северной и южной частях Украинского кристаллического щита. Первый формировался на сравнительно однородных по составу лабрадоритах, второй — в результате выветривания крайне неоднородной толщи амфиболитов с прослоями кристаллических сланцев. Эти особенности коренных пород в каждом случае оказывают определенное влияние на поведение химических элементов при выветривании.

Описание разрезов

Разрез коры выветривания лабрадоритов

Кора выветривания лабрадоритов Коростеньского комплекса основных пород верхнего протерозоя известна в северо-западной части Украинского кристаллического щита. Она описывалась Я. В. Самойловым (1903), И. И. Гинзбургом (1926), В. П. Петровым (1949), Н. И. Бучинской (1967) и др. Возраст коры выветривания доаптский. Предположительно элювиальный процесс развивался особенно интенсивно в юрское время и частично продолжался в начале мела (Веклич, 1966). Мощность образовавшейся коры колеблется от 10—12 до 70 м и более. Исходные лабрадориты обычно образуют ксенолиты и полосы среди габбро-анортозитов. Отличительной их особенностью является незначительное содержание темноцветных минералов (Чирвинский, 1925).

Порода, залегающая в основании рассматриваемого разреза, — крупнокристаллический лабрадорит. Главная ее масса сложена кристаллами лабрадора и андезина размером до 1 см, местами по лабрадору развивается пренит. Присутствует небольшая примесь калиевого полевого шпата, который образует мелкие антипертитовые вроски в кристаллы плагиоклаза (Луцицкий, 1947). Из темноцветных отмечены

роговая обманка, пироксен, иногда оливин и биотит, в виде примеси ильменит, эпидот, сфен, апатит. Химический состав лабрадорита и продуктов его выветривания опубликован нами ранее (Лисицына, Газенко, 1967). Здесь мы приводим приблизительный количественно-минеральный состав (вес.%) исходного лабрадорита (подсчитано под микроскопом):

Плагиоклаз	96,1	Ильменит	0,1
Пренит	2,0	Эпидот, сфен	0,2
Калиевый полевой шпат	0,2	Апатит	0,3
Пироксен, роговая обманка, биотит	0,8		

Из приведенных данных видно, что по составу порода — почти мономинеральная, однородная.

Кору выветривания лабрадоритов мы подразделяем на две зоны (Лисицына, Газенко, 1967):

1. Нижнюю — монтмориллонитовых глин с примесью реликтовых минералов и каолинита. Мощностью 13,5 м.

2. Верхнюю — мономинеральных каолиновых глин. Мощностью 22 м.

В нижней части разреза в небольших количествах наблюдаются гидрослюдисто-хлоритовые агрегаты по темноцветным минералам. Необходимо отметить присутствие в разрезе сферолитов сидерита и их скоплений, являющихся результатом наложенных процессов вторичной минерализации. Минеральный состав продуктов выветривания лабрадорита представлен в табл. 20.

Таблица 20

Приблизительный количественно-минеральный состав (в вес. %) продуктов выветривания лабрадорита (по данным пересчетов химических анализов). Украинский кристаллический щит

Порода	Глубина, м	Реликтовые		Диоктаэдрический монтмориллонит	Каолинит	Лейкоксен	Окислы железа	Прочие
		Лабрадор, сфен, апатит, и др.	Ильменит					
Мономинеральные каолиновые глины	25,3	6,0?	0,1	—	90,5	0,5	1,0	1,9
	29,2	—	—	—	91,1	0,2	1,3	7,5
	45,3	0,8	0,4	~ 10	83,9	0,3	1,6	3,0
Монтмориллонитовые глины с примесью реликтовых минералов и каолинита	48,3 60,2	10—40 (в низах разреза)	0,1	до 90	0 — > 50	—		?

Поскольку главную массу исходной породы составляет основной плагиоклаз, его изменения при выветривании и определяют состав образующегося элювия.

По данным рентгеноструктурного анализа начальным продуктом изменения плагиоклаза (лабрадора) является диоктаэдрический монтмориллонит, для которого характерно неупорядоченное распределение межслоевых промежутков; выше по разрезу структура его становится более совершенной, еще выше он замещается каолинитом. Небольшое количество каолинита с несовершенной решеткой появляется уже на первой стадии выветривания. Вверх по разрезу количество каолинита растет за счет монтмориллонита, и он становится более окристаллизованным. В самой верхней части разреза следы реликтовой структуры

лабрадорита исчезают под влиянием интенсивной кристаллизации каолинита. Однако объем породы существенно не меняется, объемный вес составляет, как и в нижней части зоны, в среднем $1,52 \text{ г/см}^3$.

Мы наблюдаем здесь нормальный ряд продуктов постепенного изменения основного плагиоклаза. Формирование монтмориллонита при разрушении плагиоклаза обусловлено обстановкой несколько затрудненного водообмена. Щелочная среда создавалась при постепенном выщелачивании, а возможно, и некотором привносе калия и магния, тогда как кальций и натрий выносились в первую очередь.

В ряде мест в разрезах коры выветривания лабрадорита выше каолинита известны высокоглиноземистые гиббсит-каолинитовые породы (Бучинская 1967). В рассматриваемом нами разрезе, перекрытом более молодыми обломочными породами с железистыми бобовинами, верхние слои, по-видимому, размыты.

Минеральные преобразования при формировании элювия лабрадорита
Основной плагиоклаз —————> диоктаэдрический монтмориллонит —————> каолинит
Темноцветные (пироксен, амфибол, биотит) —————> гидрослюдисто-хлоритовые образования —————> каолинит
Ильменит —————> гидроокислы железа, лейкоксен (частично)

Некоторые из рассмотренных преобразований видны на табл. V.

Разрез коры выветривания амфиболитов с гиббсит-гематит-гётитовой верхней зоной

Кора выветривания амфиболитов обнажается на поверхности и вскрыта скважинами разведочного бурения в южной части Украинского кристаллического щита. Элювиальная толща сформировалась до среднего эоцена и на некоторых участках марганцоворудного Никопольского бассейна покрывается бучакскими слоями. В ряде мест на склонах Причерноморской и Днепровско-Донецкой впадин было установлено залегание слоев апта и альба на коре выветривания, включая элювиальные бокситы. Начало процесса относится к юрскому времени, поскольку эффузивы этого возраста превращены выветриванием в пестроцветные каолины (Басс, 1960, 1964). Выветривание в юре и нижнем мелу происходило в условиях влажного жаркого климата одновременно с накоплением бурых углей. Возраст элювиальной толщи — юрский — нижнемеловой. По другим данным, элювиальный процесс, возможно, продолжался и позднее, вплоть до эоцена (Басс, 1960; Хорошева, 1964, 1966).

Исходные породы — амфиболиты — входят в состав верхнеархейского и нижнепротерозойского комплексов и чередуются с кристаллическими сланцами, из которых в рассматриваемом разрезе преобладают кварц-биотитовые, карбонатизированные разновидности. В составе амфиболитов в переменных количествах присутствуют плагиоклаз, амфибол (роговая обманка, актинолит), клиноцоизит, а также примесь магнетита, титана, кварца, апатита, кальцита. Главные компоненты сланцевых прослоев — биотит, карбонат, кварц.

В табл. 21 дается количественно-минеральный состав амфиболита и кристаллического сланца, залегающих в основании изученного разреза. Из этой таблицы следует, что главная масса исходной породы состоит из амфибола, в меньшей степени из плагиоклаза, а в отдельных прослоях большую роль играют биотит и карбонат. К числу характерных особенностей исходной породы в нашем разрезе мы можем отнести, таким образом, следующие две:

1. Неравномерное строение (присутствие сланцев, карбонатизированных пород и т. д.).

Количественно-минеральный состав (в вес. %) амфиболита и кристаллического сланца (подсчитано под микроскопом)

Минерал	Амфиболит	Карбонатизированный кварц-биотитовый сланец	Минерал	Амфиболит	Карбонатизированный кварц-биотитовый сланец
Плагиоклаз	16	—	Магнетит	< 1	< 1
Актинолит	79	1,2	Кварц, апатит, сфен	?	?
Биотит	0,5	80	Карбонат		18
Клиноцоизит	4	—			

2. Незначительное содержание устойчивых к разложению магнетита и аксессуарных, обычно концентрирующих в своем составе ряд малых элементов.

Обе особенности, как мы увидим в дальнейшем, оказывают существенное влияние на распределение элементов в продуктах выветривания.

Кора выветривания на амфиболитах имеет переменную мощность от 30 до 100 м и отличается сложным строением, которое зависит, с одной стороны, от неоднородности состава исходных пород, с другой,— от неравномерного развития процесса выветривания, и усугубляется влиянием наложенных процессов вторичной минерализации. В элювиальной толще среди разложенных пород сохраняются реликтовые участки малоизмененных пород. Биотит разлагается медленнее актинолита, и местами его чешуйки обогащают породу. Иногда встречаются скопления устойчивых минералов. Принимая во внимание ярко выраженную пестроту строения выветрелой толщи, мы выделяем в ней вместо зон, как это принято для древних кор выветривания, породы разных стадий изменения независимо от их положения в разрезе (Лисицына, 1966):

1. Относительно слабо выветрелые породы: каолинитовые и монтмориллонитовые глины с примесью гидрослюд, хлорита и реликтовых минералов.

2. Умеренно выветрелые породы: каолинитовые глины с примесью гидрослюд окислов железа и реликтовых минералов.

3. Сильно выветрелые породы: каолинитовые глины с примесью окислов и гидроокислов железа и гиббсита.

Разрез заканчивается пластом каменистого боксита, красно-бурого, пористого, бобового, гиббсит-гематит-гётитового по составу. Боксит залегает линзообразно и имеет переменную мощность. В нашем разрезе она не превышает 2 м. Постепенный переход от глин, содержащих в верхней части глиноземисто-железистые желваки и линзы боксита, позволяет относить последний к элювиальной толще. Однако имеются указания (Басс, 1960; Хорошева, 1966 и др.), что в ряде мест бокситы подстилаются осадочными породами бучакской свиты. Это обстоятельство свидетельствует о переотложенном характере части бокситовых пород, в которых встречаются к тому же обломочные структуры. Общая мощность выветрелой толщи 77 м. Химический состав слагающих ее пород представлен в табл. 22.

В данном разрезе слабо, умеренно и сильно выветрелые породы в общем сменяют друг друга снизу вверх, образуя три разных зоны. Однако выделенная зональность несколько нарушается присутствием участков слабо выветрелых пород, например в низах верхней и в сред-

ней зоне (глубина 113 м), в то время как в нижней части средней зоны и в верхах нижней породы местами превращены в хорошо окристаллизованный каолинит. Эти и другие нарушения зональности и послужили причиной выделения в разрезе вместо зон пород разных стадий изменения. Переход от коренных пород к сильно выветрелым, глинистым происходит довольно быстро: в самых низах разреза рентгеноструктурными исследованиями установлен диоктаэдрический монтмориллонит, в структуре которого иногда встречаются беспорядочно распределенные межслоевые промежутки гидрослюдистого типа, триоктаэдрический хлорит и наряду с ними каолинит типа фэйрклея. Последний еще не обладает упорядоченной структурой (табл. 23). Выше по разрезу (умеренно выветрелые породы) каолинит преобладает и характеризуется совершенной решеткой (табл. 24). Гидрослюда или монтмориллонит встречаются лишь в виде примеси. В заметных количествах присутствует пирит. Наряду с этим, в результате разрушения темноцветных минералов освобождается двухвалентное железо, которое окисляется. Образующиеся его гидроокислы (гётит) выполняют трещинки спайности или оконтуривают измененные материнские минералы.

В верхней части разреза преобладает триклинный каолинит (табл. 25). Из новообразованных присутствуют минералы гидроокислов и окислов железа, которые уже не остаются в пределах контуров первичных минералов, но интенсивно перераспределяются и вместе с лейкоксеном образуют вкрапленность, пятна и прожилки, а также стяжения и линзы мощностью до 1 м. В этих стяжениях присутствует свободный глинозем и, в частности, гиббсит.

Минеральный состав материнских пород и продуктов их выветривания представлен в табл. 26. Последовательность изменения минералов после уточнения такова:

Темноцветные (амфибол, биотит)	<ul style="list-style-type: none"> └─→ триоктаэдрический хлорит→каолинит └─→ гидрослюда └─→ гётит
Основной плагиоклаз	<ul style="list-style-type: none"> └─→ каолинит └─→ диоктаэдрический монтмориллонит→каолинит

Изменения биотита исследовались следующим образом. Минерал был извлечен вручную из богатых прослоев кристаллического сланца и очищен под бинокляром. Оптические его константы таковы: цвет интенсивный зеленый и темно-зеленый, плеохроизм сильный (изменение окраски от ярко- и темно-зеленой по Ng^1 до бледно-зеленой и почти бесцветной по Np^1), угасание прямое, удлинение +, двупреломление более 0,040—0,050, $Ng^1=1,608$, $Np^1=1,570$. Зеленая окраска минерала указывает, по данным А. и Г. Винчелл (1953), на частичное его изменение, что подтверждается также пониженным содержанием оснований и высокой степенью гидратации (содержание $H_2O=12,9\%$). Частично обесцвеченные чешуйки из слабо измененных пород и совершенно бесцветные, замещенные глинистым минералом, исследовались методом рентгеноструктурного анализа. По этим данным ход изменений биотита при выветривании рассматриваемого типа таков. Вначале образуется триоктаэдрический хлорит с дефектными межслоевыми промежутками, который затем переходит в триклинный каолинит типа фэйрклея и далее в каолинит совершенной структуры. Промежуточные продукты между этими двумя фазами идентифицировать не удалось.

Гиббсит образуется при разложении каолинита. Примеры замещения гиббситом в рассмотренном разрезе нами не наблюдались, но описаны для украинских кор Е. Г. Куковским (1960а) и широко известны, например, в коре выветривания Казахстана (Лисицына, Пастухова, 1963б).

Химический состав (в вес. %) амфиболитов и продуктов их выветривания. Южная часть

Коренные породы и продукты выветривания		Глубина, м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	CaO	
Кора выветривания	Гиббсит-гематит-гётитовая порода (бокситы)	65,35	6,83	3,31	37,70	28,78	0,60	0,12	0,52	
		65,6	3,50	3,37	41,55	30,89	0,46	0,14	0,07	
		66,5	9,66	0,85	17,89	56,32	0,44	0,14	0,07	
	Среднее			6,66	2,51	32,38	38,66	0,50	0,13	0,22
	Каолинитовые глины с примесью гидроокислов и окислов железа и гиббсита	67	38,31	2,26	34,40	10,93	0,59	0,03	0,50	
		72	38,07	1,58	33,22	12,84	0,42	0,03	0,71	
		73,1	7,14	0,34	12,84	63,94	0,30	0,14	0,43	
		76	23,73	1,36	24,66	34,99	0,61	0,10	0,06	
		83	27,25	1,67	25,46	31,70	0,70	0,21	0,55	
		85	27,43	1,21	28,21	28,29	0,52	0,04	0,44	
		90,5	41,96	1,66	36,95	5,06	0,19	0,10	0,04	
		127,5	47,88	1,46	34,28	1,25	0,51	0,30	0,54	
		100	39,96	1,05	34,95	10,17	0,45	0,04	0,39	
		130	44,37	1,33	37,31	2,78	0,24	0,07	0,17	
		134,2	41,81	1,57	34,27	5,73	0,46	0,21	0,51	
		94	42,54	1,33	37,16	5,88	0,22	0,07	0,06	
	103	32,82	1,18	28,64	24,64	0,42	0,27	0,35		
	109	43,35	1,20	32,55	10,69	0,41	0,14	0,06		
	Среднее		67	35,47	1,37	31,06	17,78	0,43	0,12	0,34
	Каолинитовые глины с примесью окислов железа, гидрослюд и реликтовых минералов	116,7*	42,59	1,07	25,98	5,14	6,54	0,04	0,92	
117,5*		8,60	0,26	6,07	0,43	48,80	0,16	0,43		
124		46,70	1,15	33,02	3,15	0,70	0,27	0,64		
126		44,18	1,35	34,52	3,92	0,43	0,04	0,42		
121,5		45,72	1,63	36,42	0,97	0,64	0,11	0,75		
120		43,50	1,40	35,52	3,40	1,46	0,11	0,11		
111,8		51,56	1,17	28,25	5,65	0,33	0,23	0,77		
Среднее			46,33	1,34	33,55	3,42	0,71	0,15	0,54	
Каолинитовые и монтмориллонитовые глины с примесью гидрослюды и реликтовых минералов	136,3	53,14	1,12	30,22	2,63	0,51	0,08	0,33		
	137,5	51,88	1,22	29,82	2,39	0,27	0,04	0,62		
	113	40,53	1,12	28,70	7,95	5,93	0,20	0,17		
	132	43,41	1,78	35,87	2,43	0,64	0,25	0,73		
	140	46,10	1,42	34,21	1,41	1,00	0,25	0,55		
	141	43,40	1,16	23,77	7,57	8,86	0,16	0,75		
	142,8	46,09	0,99	24,25	5,50	5,79	0,04	3,86		
Среднее			46,36	1,26	29,55	4,27	3,28	0,15	1,00	
Коренная порода	Амфиболиты и сланцы	144,7	30,97	0,51	14,74	4,04	20,93	0,05	2,17	
		144,2	45,43	0,96	14,38	3,93	10,09	0,07	9,99	
	Среднее			38,20	0,73	14,56	3,98	15,51	0,06	6,08

* Вторично сидеритизированные породы. Из расчета средних исключаются.

Необходимо коротко остановиться на формировании верхней гиббсит-гематит-гётитовой зоны, представляющей собой линзообразный пласт боксита.

При рассмотрении и сопоставлении современных — четвертичных кор выветривания разных типов было отмечено, что железисто-глино-

Украинского кристаллического щита

MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C	Сумма	SiO ₂ (кварц)
0,28 0,14 0,17	0,02 0,04 сл.	0,09 0,06 0,25	0,01	20,85 19,48 14,16	1,31	0,10 0,26 0,30	0,16 Не опр. » »	100,68 99,96 100,25	0,46 Не опр. » »
0,20	0,03	0,13		18,6		0,22	0,16	100,40	0,46
0,44 0,36 0,56 0,05 Нег 0,38 0,04 0,05 0,17 0,12 Нег 0,04 0,10 сл.	0,02 0,01 Нег сл. Нег сл. 0,03 0,02 сл. Нег сл. 0,08 сл.	0,13 0,13 0,09 Не опр. 0,08 0,08 0,12 0,14 0,33 0,20 0,16 0,12 0,14 0,12	0,05 0,07 0,04 Не опр. 0,06 0,05 0,06 0,08 0,06 0,11 0,10 0,10 0,10 0,06 0,07	12,28 11,66 12,75 12,60 10,99 11,87 13,63 12,07 12,76 13,22 13,24 12,66 11,23 11,60	0,88 0,91 1,63 0,86 1,48 0,89 0,60 0,88 0,88 0,88 0,88 0,47 0,60	Нег » 0,26 0,30 Нег 0,12 0,24 Нег » 0,18 Нег 0,16 0,04 0,28	0,16 0,10 0,06 Не опр. 0,02 0,27 Не опр. 0,04 0,22 Не опр. Нег Нег 0,10 Не опр.	100,98 100,11 100,52 99,46 99,62 100,39 100,65 99,52 101,17 100,10 99,03 100,32 100,54 100,47	0,14 0,12 0,27 Не опр. 0,16 0,12 Не опр. 6,00 0,06 Не опр. 0,10 Не опр. Нег Нег Не опр.
0,16	0,02	0,14	0,07	12,09	0,95	0,11	0,11	100,22	1,30
1,03 1,70 0,36 0,29 0,03 0,70 0,07	0,24 1,32 0,01 0,001 0,01 сл. 0,07	0,15 0,14 0,16 0,14 0,12 0,16 0,14	0,19 0,08 0,16 0,13 0,06 0,11 0,10	8,85 1,57 11,68 12,12 13,18 13,08 10,44	3,37 0,43 1,58 2,05 0,61 0,93	4,28 29,38 Нег » » 0,16 Нег	Нег 0,08 Нег 0,07 0,07 Не опр. 0,03	100,39 99,45 99,58 99,66 100,32 99,71 99,74	1,30 0,10 3,94 0,62 0,03 Не опр. 21,26
0,29	0,02	0,14	0,11	11,85	1,29	0,03	0,03	99,83	4,54
0,44 0,30 3,18 0,43 0,53 2,53 2,45	сл. 0,001 сл. 0,01 0,07 0,04 0,03	0,20 0,24 0,24 0,14 0,14 0,16 0,31	0,22 0,12 0,11 0,10 0,10 0,80 0,43	10,56 10,24 11,42 12,68 12,71 10,51 7,59	2,64 2,64 1,05 1,35 0,80 2,72	0,24 0,02 0,18 0,08 Нег » 0,16	Не опр. Нег Не опр. 0,10 0,03 0,05 0,05	99,69 99,69 99,74 99,70 99,33 100,56 100,62	Не опр. 12,96 Не опр. 1,16 4,46 Не опр. 7,64
1,41	0,02	0,20	0,27	10,71	1,70	0,97	0,05	99,92	6,55
9,27 7,82	0,47 0,25	1,15 0,58	0,29 0,31	6,27 2,83	2,98 1,53	5,92 1,88	Нег »	99,76 100,05	0,30 0,50
8,54	0,36	0,82	0,30	4,55	2,25	3,90	Нег	99,91	0,40

земистые горизонты латерита свойственны не всем, а только интенсивно развивающимся корам индонезийского и гвинейского типов. Исходная порода в этих случаях разлагается до свободных окислов алюминия, железа и титана, которые затем перераспределяются с образованием конкреционных структур. Элювий индонезийского типа проходит стадию

Рентгенограмма глинистой фракции (<0,001 мм) образца слабо выветрелого амфиболита

Природный столбик		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный при $t=550^{\circ}\text{C}$		Природный столбик		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный при $t=550^{\circ}\text{C}$	
<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>
5	13,6	10	17,9	—	—	2	2,199	—	—	—	—
—	—	5	10,1	—	—	1	2,100	—	—	—	—
5	9,7	3	9,0	10	9,4	4	1,997	—	—	—	—
8	7,2	10	7,2	—	—	3	1,708	—	—	—	—
10	4,5	3	4,9	5	4,8	5	1,657	—	—	—	—
—	—	5	4,48	3	4,45	3	1,617	—	—	—	—
6	4,17	3	4,14	—	—	2	1,545	—	—	—	—
4	3,88	—	—	—	—	4	1,515	—	—	—	—
7	3,59	10	3,58	—	—	6	1,487	—	—	—	—
3	3,34	3	3,34	—	—	2	1,450	—	—	—	—
4	3,03	3	3,09	8	3,20	2	1,337	—	—	—	—
2	2,79	2	2,93	—	—	2	1,309	—	—	—	—
8	2,58	3	2,57	—	—	3	1,283	—	—	—	—
5	2,485	3	2,473	—	—	2	1,251	—	—	—	—
6	2,347	—	—	—	—	2	1,229	—	—	—	—
4	2,289	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Условия съемки: БСВ-2, анод Со, фильтр Fe, $V=45 \text{ kV}$, сила тока—10 мА, экспозиция 3 часа.

Таблица 24

Рентгенограмма тонкой фракции (0,01—0,001 мм) образца умеренно выветрелого амфиболита

Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный при $t=550^{\circ}\text{C}$		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный при $t=550^{\circ}\text{C}$	
<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>
1	17,6	0,5p	9,7	1	2,181	—	—
10	7,1	—	—	—	—	1	2,115
3	4,40	—	—	0,5	2,085	—	—
—	—	0,5	4,29	2	1,987	—	—
4	4,14	—	—	1	1,940	—	—
2	3,85	—	—	—	—	1	1,904
10	3,56	1	3,48	1	1,832	1	1,826
1	3,34	0,5	3,34	0,5p	1,708	—	—
0,5	3,11	—	—	3	1,661	1	1,668
0,5	3,03	2	3,02	2	1,617	—	—
1	2,75	—	—	0,5	1,586	1	1,598
0,5	2,66	0,5	2,62	1	1,545	—	—
2	2,56	—	—	3	1,487	—	—
3	2,485	2	2,473	0,5	1,447	—	—
2	2,383	—	—	—	—	—	—
5	2,337	—	—	—	—	—	—
3	2,275	—	—	—	—	—	—

Примечание. Условия съемки см. в табл. 23.

Рентгенограмма тонкой фракции (0,01—0,001 мм) глин коры выветривания амфиболита

Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный при $t=550^{\circ}\text{C}$		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный при $t=550^{\circ}\text{C}$	
<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>
1	14,0	—	—	3	2,270	—	—
10	7,1	—	—	—	—	2	2,195
1	4,85	—	—	2	2,161	—	—
3	4,40	1	4,38	—	—	0,5	2,092
5	4,12	—	—	3	1,980	—	—
6	3,83	—	—	1	1,930	—	—
—	—	1	3,67	1	1,880	0,5	1,886
10	3,53	2	3,52	2	1,830	1	1,833
2	3,34	—	—	2	1,177	—	—
1	3,09	0,5	3,03	1	1,701	3	1,682
1	2,73	—	—	4	1,654	—	—
2	2,66	3	2,69	2	1,613	0,5	1,602
3	2,55	2	2,51	1	1,572	—	—
4	2,468	—	—	—	—	0,5	1,520
3	2,378	0,5	2,383	2	1,497	—	—
5	2,318	—	—	4	1,480	1	1,481
—	—	0,5	2,285	1	1,445	2	1,443

* Примечание. Условия съемки см. в табл. 23.

Таблица 26

Минеральный состав продуктов выветривания амфиболита.
Украинский кристаллический щит

Порода	Глубина, м	Каолинит	Гётит	Гематит	Гибсит	Магнетит (вильемит)	Оксиды титана	Сумма
Гибсит-гематит-гётитовая	65,6	7,5	29,8		58	1,5	3,4	100,2
	66,5	20,8	62,7		14	0,9	0,4	98,8
Каолиновые глины с примесью гидроокислов и окислов железа и гибсита	67	82,3	9,6		3,0	1,9	2,3	99,1
	85	59,0	10,3	17,8	7,5	1,7	1,2	97,5
	90,5	90,2	3,5	1,8	2,1	0,5	1,7	99,8
	94	91,5	5,6		1,0?	0,7	1,3	100,1
Каолиновые глины с примесью гидрослюда, окислов железа и реликтовых минералов	Главные: каолинит Второстепенные: гидрослюда, гидроокислы железа Реликтовые: биотит, магнетит, кварц Вторичные: сидерит, пирит							
Каолиновые и монтмориллонитовые глины с примесью гидрослюда и реликтовых минералов	Главные: каолинит, монтмориллонит Второстепенные: гидрослюда, хлорит, кварц, пирит, кальцит Реликтовые: биотит, эпидот, клиноцоизит, актинолит, магнетит (титаномагнетит) апатит							

Примечание. Для наиболее выветрелых пород разреза даны примерные содержания минералов (в %), полученные путем пересчетов химических анализов.

гиббсит-каолининовых пород. В постепенно развивающихся корах (украинский, вьетнамский, вероятно, и тихоокеанский типы) конечные продукты выветривания представлены гиббсит-каолининовой породой, т. е. происходит лишь частичное разложение каолинита с образованием свободного глинозема. В гиббсит-каолининовых породах коры выветривания амфиболитов SiO_2 составляет 23—44%, Al_2O_3 — 24—37% (см. табл. 22). Каолинит здесь слагает 59—91%, гиббсит — 1—7,5% породы.

Конкрекции и линзы бокситов, залегающие в верхней части зоны, отличаются значительно более низким содержанием SiO_2 (от 3,5 до 10%) при содержании Al_2O_3 , равном 18—41,5%. Порода содержит всего лишь 7—20% каолинита, преобладают минералы окислов железа и глинозема (см. табл. 29). Соотношения тех и других меняются. В железистых разностях количество гётита и гематита в сумме достигает 63%, содержание гиббсита не превышает 15%, в глиноземистых содержание железистых минералов составляет около 30%, содержание гиббсита возрастает до 58%. Здесь наблюдается достаточно резкий переход от существенно каолининовой вмещающей породы к железисто-глиноземистым линзам и конкрециям. Эта разница выражается, прежде всего, в уменьшении количества каолинита и увеличении роли гиббсита, т. е. в содержании кремния, которое сокращается в несколько раз. Следовательно, формирование бокситовых тел сопровождается активным выносом кремния. Приходится предполагать усиление процесса выветривания за счет изменения условий в сторону улучшения промываемости элювия.

Таким образом, появление бокситового горизонта в профиле выветривания украинского типа должно рассматриваться как наложение нового процесса, обусловленного изменением среды выветривания.

Окислы алюминия, железа и титана после удаления большей части кремния перераспределяются с образованием конкреций, а железо, по-видимому, частично привносится, подобно тому как это происходит при образовании кирасы (Фридланд, 1964; Millot, 1964). Более подробно на геохимическом строении этого процесса мы остановимся в дальнейшем.

Следует отметить, что в данном разрезе влияние еще более поздних наложенных процессов вторичной минерализации сказывается в развитии отдельных сферолитов сидерита в верхней пачке. Гораздо сильнее оно проявилось в середине разреза. Вторичный сидерит локализуется здесь главным образом на глубине 116—118 м и образует скопления сферолитов, переполняющих породу, или выполняет тонкие прожилки, густо пронизывающие глинистую массу. Объемный вес сидеритизированных пород обычно возрастает вдвое по сравнению с вмещающими породами. Пирит присутствует там же в виде вкрапленности свежих кристаллов.

ИЗМЕНЕНИЯ МИНЕРАЛОВ ИСХОДНЫХ ПОРОД ПРИ ВЫВЕТРИВАНИИ

Преобразования в первую очередь главных породообразующих минералов исходных пород отражают ход элювиального процесса в данных условиях и потому характерны для каждого типа кор выветривания. Для сравнения описанных в предыдущем разделе типов элювия по этому признаку мы составили общую схему минеральных преобразований, свойственных каждому типу (табл. 27).

В древних корах выветривания наблюдаются постепенные преобразования минералов. При разложении исходных алюмосиликатов обра-

Преобразование главных породообразующих минералов в разных типах кор выветривания основных пород

Порода	Древние коры		Современные и четвертичные коры (типы)			
	украинский тип		вьетнамский	тихоокеанский	австралийский (индонезийский)	гвинейский
разложенная до окислов	гематит гётит					
сильно измененная	гётит					
умеренно измененная	гётит					
слабо измененная	гётит					
коренная	гидрослюда + монтмориллонит или хлорит + монтмориллонит Биотит хлорит гётит каолинит диоктаэдрический монтмориллонит Плаггиоклаз	каолинит → гиббсит (бемит) каолинит → гётит → гиббсит (бемит)	триоктаэдрический гётит → гётит хлорит → метатагалуазит → гётит → гиббсит (гётит) → гётит → гиббсит метатагалуазит → гётит → гиббсит (гибсит) → гётит → гиббсит	Пироксены, оливин → гидроокислы железа (серпентин-хлорит) → гидроокислы железа метатагалуазит → гиббсит гиббсит	Пироксен, оливин → гематит каолинит → гиббсит гиббсит	Пироксен (авгит—пижонит) → гётит (гематит) каолинит → гиббсит (гибсит) → гётит (гематит) Лабрадор → гётит (гематит) → гиббсит

зуются трехслойные глинистые минералы, которые в свою очередь преобразуются в каолинит (иногда галлуазит). Дальнейшее его разложение приводит к возникновению минералов окислов алюминия. Освобождение окислов железа (и титана) из темноцветных начинается на более ранней стадии изменения пород.

Близкая схема преобразований исходных минералов свойственна элювию вьетнамского типа. При разложении темноцветных здесь также возникают промежуточные продукты выветривания — трехслойные глинистые минералы, затем минералы группы каолинита (метагаллуазит). В отличие от древних кор выветривания этот переход довольно резкий. Метагаллуазит частично распадается с образованием гиббсита. Полного разложения исходной породы на свободные окислы здесь не наблюдается.

В элювии тихоокеанского типа исходные минералы базальта разлагаются, минуя стадию полиминеральных глин. Здесь оливин и пироксены выщелачиваются с образованием непосредственно окислов железа, а основной плагиоклаз замещается метагаллуазитом, который в дальнейшем распадается с выделением свободного глинозема, при этом образуется гиббсит. В элювии индонезийского типа — процесс еще более интенсивный. Здесь, как и в тихоокеанских корах, темноцветные выщелачиваются, от них остаются лишь скелетные псевдоморфозы окислов железа, зато плагиоклазы преобразуются не только в каолинит, но в равной степени и в гиббсит. Наконец, в последнем, гвинейском, типе происходит распад исходных минералов непосредственно до окислов железа и титана (темноцветные), а также алюминия (лабрадор).

Итак, в рассмотренных нами типах кор выветривания можно заметить нарастание темпа разложения минералов от древних кор к современному гвинейскому элювию. Это отчетливо видно по изменению последовательности минеральных преобразований и выпадению промежуточных продуктов в некоторых типах современного и четвертичного элювия.

Формирование древних кор сопровождается последовательной сменой трехслойных глинистых минералов каолинитовыми минералами с двухслойной решеткой и выделением свободного глинозема при их распаде. В разрезах тихоокеанского типа минералы группы каолинита образуются непосредственно при разложении исходных алюмосиликатов. Что касается элювия гвинейского типа, то его формирование характеризуется почти прямым распадом исходных минералов на свободные окислы и накоплением алюминия, железа и титана.

Некоторые нарушения схемы свидетельствуют о неравномерности процесса выветривания. Так, например, в элювии Батумского побережья Кавказа на ранней стадии изменения исходной породы, наряду с трехслойными глинистыми минералами и метагаллуазитом, местами образуются гидроокислы железа по пироксену или гиббсит по лабрадору. Мы рассматриваем их появление как результат местного усиления процессов выщелачивания (Лисицына, 1966). В разрезах тихоокеанского типа пироксены, как мы видели, обычно выщелачиваются с образованием скелетных псевдоморфоз гидроокислов железа по их кристаллам. В то же время местами по пироксенам развивается серпентин-хлорит, что говорит о постепенном их изменении. В гвинейском разрезе образуется некоторое количество каолинита по плагиоклазу, т. е. происходит неполный его распад на окислы. Этот факт свидетельствует о местных замедлениях, а также о неравномерности процесса выветривания, что создает предпосылки для сближения выделенных нами типов элювия. Переходы между ними постепенные.

Минеральные преобразования во всех рассмотренных здесь типах элювия подтверждают известные положения И. И. Гинзбурга о стадий-

ном их характере (Гинзбург, 1946, 1947; Гинзбург, Руковишникова, 1951; Гинзбург и др., 1962). Как мы видели, каждый минерал при выветривании образует свой собственный ряд продуктов разложения. Эти ряды для одного и того же минерала неодинаковы в разных типах элювия. Они меняются в зависимости от условий среды (количество воды, фильтрующейся через породу, состав и концентрация растворенных в ней солей, pH, Eh, температура и т. д.). Последовательность минеральных преобразований в разных типах выветривания можно наглядно себе представить с помощью микрофотографий, показывающих продукты изменения двух породообразующих минералов: пироксена и плагиоклаза (табл. II—V).

ПУТИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ СВОБОДНОГО ГЛИНОЗЕМА И КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ГИББСИТА ПРИ ВЫВЕТРИВАНИИ

Большая часть рассмотренных здесь преобразований глинистых минералов при выветривании основных пород наблюдалась многими авторами в элювии разных областей и описана в литературе. Некоторое обобщение по этому вопросу сделано в работе И. И. Гинзбурга, Г. Э. Наджаковой и А. П. Никитиной (1962). Возможные в природных условиях преобразования трехслойных глинистых минералов рассмотрены в монографии Милло (Millot, 1964). Механизм дальнейшего изменения этих минералов и замещения их минералами с двухслойной решеткой (например, каолинитом) Милло не объясняет, однако отмечает, что преобразования такого типа (или новообразования в его понимании) широко известны, описаны во многих разрезах кор выветривания и ни у кого не вызывают сомнений.

Попытку объяснить механизм замещения трехслойных глинистых минералов двухслойными на примере превращения монтмориллонита в каолинит мы находим в другой работе (Altschuler a. oth., 1963). Авторы опубликовали результаты изучения субазрального превращения монтмориллонита в каолинит в третичных глинистых песках полуострова Флорида. Рентгеновское изучение показало, что при этом исчезают рефлексы монтмориллонита и появляется каолинитовый рефлекс 7,2 Å. Измененная глина теряет кремнезем и обогащается глиноземом и водой. Авторы объясняют наблюдаемое превращение глинистых минералов внутрикристаллическим выщелачиванием слоев тетраэдрического кремнезема слабокислыми грунтовыми водами. При этом внутри монтмориллонитовых образований возникает регулярное переслаивание слоистых пакетов, правильных 1:1 смешанно-слоистых монтмориллонит-каолинитовых. Переход монтмориллонита в каолинит происходит через смешанно-слоистые образования. Полосатые каолиноподобные пакеты переходят в гексагональные образования настоящего каолинита. Насколько правильно решение этого сложного вопроса, предложенное З. Альтшулером, Е. Дворником и Ш. Крамером, покажут дальнейшие рентгеноструктурные исследования.

Иначе обстоит дело с другим вопросом, касающимся следующей стадии изменения глинистых минералов при выветривании, который много лет дискутируется в литературе. Это вопрос о возможности разложения минералов каолинитовой группы с образованием, в результате такого разложения, свободных окислов алюминия, например гиббсита из каолинита. Неробходимо отметить большое теоретическое значение этого вопроса для понимания элювиального процесса. Он представляет также практический интерес, являясь частью проблемы происхождения бокситов. Поскольку все типы элювия, разбираемые в настоящей работе, формировались в условиях влажных тропиков и субтропиков и

содержат свободный глинозем, мы не можем уклониться от рассмотрения современных данных о происхождении гиббсита. Не касаясь истории вопроса, поскольку анализ развития взглядов на природу каолинита и гиббсита в корах выветривания приводился рядом авторов (Бушинский, 1958; Фридланд, 1964), отметим лишь основные моменты.

Более 50 лет назад А. Аттерберг сделал вывод, что конечным продуктом выветривания богатых кремнеземом кислых пород является каолинит, тогда как разложение бедных кремнеземом, например, основных пород приводит к образованию, помимо каолинита, еще и окислов алюминия и железа. Дальнейшее разложение каолинита с образованием свободного глинозема казалось Аттербергу (Atterberg, 1909) трудно объяснимым с химической точки зрения. Вскоре после этого устойчивость каолинита была обоснована теоретически В. И. Вернадским (1912), который объяснял ее существованием в структуре минерала устойчивого каолинового ядра.

Однако в начале XX в. и позднее были описаны многие разрезы тропического элювия (латериты), содержащие значительные количества остаточного свободного глинозема главным образом в виде гиббсита (Lacroix, 1913, 1923; Fox, 1923, 1932; Haggassowitz, 1926). Широкое распространение гиббсита в тропическом элювии требовало теоретического обоснования. Разные исследователи объясняли его происхождение по-разному, исходя из тех фактов, которые им удавалось наблюдать. В результате наметились две точки зрения.

Одна группа исследователей (Goldman, Tracey, 1946; Goldman, 1955; Abbot, 1958; Gordon a. oth., 1958) исходила из представлений о высокой устойчивости каолинита в гипергенных условиях и признавала лишь один путь формирования гиббсита — непосредственное разложение минералов исходных пород. Свою точку зрения они подкрепляли микроскопическими описаниями непосредственных замещений гиббситом отдельных минералов и участков исходной магматической породы.

Много лет назад Гаррисон (Harrison, 1933), изучавший коры выветривания Британской Гвианы (сейчас Гайана), пришел к заключению, что в основной изверженной породе при выветривании в условиях влажных тропиков «гиббсит — первый минерал, образующийся непосредственно за счет плагиоклаза». В настоящее время случаи непосредственного разложения минералов магматических пород на свободные окислы алюминия, железа и титана с образованием гиббситовых псевдоморфоз по плагиоклазам широко известны в разных областях влажных тропиков. Классические примеры замещения гиббситом сравнительно недавно были описаны в Западной Африке (Alexander, Gady, 1962; Горецкий и др., 1963; Лажуани, Бонифа, 1964; Михайлов, 1966). Микрофотографии образцов из коллекции Б. М. Михайлова приведены в работе В. Н. Разумовой (1967).

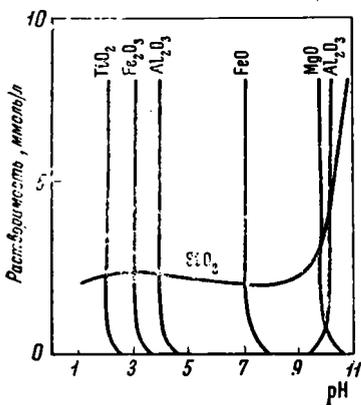
Представители другой группы исследователей (Fox, 1923, 1932; Haggassowitz, 1926; Гинзбург, 1947; Jackson a. oth., 1948; Allen, 1952; Хардер, 1959; Sherman, 1952) считают и считали, что гиббсит образуется за счет разложения каолинита. В частности Аллен, с помощью детальных микроскопических наблюдений, показал, что в определенных условиях минералов изверженных пород непосредственно замещаются глинистым минералом каолинитовой группы, который затем разлагается с выделением гиббсита. По мнению В. П. Петрова (1962), «...структурные соотношения каолинит-галлуазитовых образований и гиббсита с первоначальными минералами базальта позволяют предполагать все же более раннее выделение глинистых минералов и последующее замещение последних гиббситом» (стр. 75, 76). Джексон и другие рассматривают разложение каолинита на свободные окислы

как одну из конечных стадий выветривания глинистых минералов (Jackson a. oth., 1948).

В работах 20-х годов (Фокс, Гаррасовитс и др.) высказанное положение о разложении каолинита при выветривании с образованием гиббсита не казалось достаточно обоснованным, поскольку методики изучения глинистых минералов находились на низком уровне развития, и в классических латеритных профилях, например у Фокса, состав глинистого литомаржа не был до конца расшифрован. В настоящее время подтверждением правильности этой, как мы видели, достаточно распространенной точки зрения, могут служить многие современные и древние коры выветривания, в которых гиббситсодержащие породы отделены от материнских и первых продуктов их разложения хорошо выраженной, а в древних корах весьма мощной, толщей глин, каолини-товых по составу. Таковы современные — четвертичные коры выветривания базальтов Тихоокеанских островов (Лисицына, 1967), миоцен-плейстоценовая кора выветривания платобазальта в штате Орегон (Allen, 1952), остаточные бокситы на основных породах Саравака (сейчас Малайзия, остров Калимантан; Вольфенден, 1964), мезозойские коры выветривания основных пород Украины, рассмотренные выше, и многие другие. И все-таки именно этот, второй, путь формирования гиббсита при выветривании через стадию каолинита вызывает возмущения некоторых исследователей, например В. Н. Разумовой (1967). В какой-то мере это и понятно, ибо механизм разложения устойчивого в гипергенезе каолинита пока не расшифрован. Так, Е. Г. Куковский (1963), хотя и признает возможность дальнейшего разрушения каолинита до свободных окислов в зоне выветривания, но привлекает для этого особые условия (влияние органических кислот, бактерий и т. д.). Необходимо отметить, что почти так же мало изучен и процесс непосредственного разложения исходных минералов на свободные окислы, который, тем не менее, получил признание. По-видимому, здесь имеет значение сила убеждения примером. Имеются в виду гиббитоносные коры Республики Гвинея, в последние годы ставшие обычной иллюстрацией наиболее интенсивного разложения пород при выветривании.

Различия в составе первичных продуктов выветривания У. Д. Келлер (1963) объясняет влиянием рН среды, величина которого зависит от рН суспензии минералов, подвергающихся гидролизу, и рН грунтовых вод. Объем вод, участвующих в выщелачивании, обуславливает рН системы выветривания. Большое значение Келлер придает также скорости процесса. Эти общие положения кажутся нам вполне убедительными. Однако, пытаясь их конкретизировать в отношении влияния рН среды на растворимость гидратированных Al_2O_3 и SiO_2 , автор пользуется диаграммой из работы Корренса (Correns, 1949), ошибочно трактующей растворимость кремнезема. Поэтому выводы его вызывают сомнения. Так, например, признавая, что формирование латеритных бокситов происходит при интенсивном выносе кремнезема в областях, где осадки обильны, Келлер объясняет разделение SiO_2 и Al_2O_3 как результат воздействия несколько щелочных условий среды. Это противоречит, однако, известным фактам — значения рН грунтовых и поверхностных вод в областях бокситообразования с обильными атмосферными осадками колеблются, как правило, от 5 до 7 и редко понижаются до 4,5 (Фегелер, 1935; Шокальская, 1948).

Мы не будем останавливаться на других хорошо известных положениях Келлера. Отметим только, что реальная растворимость главных окислов в зависимости от величины рН показана на диаграмме Магистада (Magistad, 1925), а также Бардосси (Bardossy, 1959), составленной им с учетом новых данных Краускопфа (Krauskopf, 1959). Эта



Фиг. 9. Растворимость главных окислов в зависимости от величины pH, по Бардоши (Bardossy, 1959) и Краускопфу (Krauskopf, 1959)

диаграмма (фиг. 9) позволяет делать более обоснованные предположения об условиях образования продуктов выветривания разного состава. Тем не менее следует признать, что эти условия требуют дальнейшего изучения.

Какие же твердо установленные факты можно привести в настоящее время в подтверждение реально существующего в природе процесса разложения минералов группы каолинита с образованием гиббсита? Прежде всего большое значение для доказательства возможности разложения каолинита с образованием свободных окислов алюминия в природных условиях имеют экспериментальные данные. До последнего времени удачные попытки разложения устойчивого на земной поверхности каолинита в условиях, близких к природным, не были известны. Однако совсем недавно Педро

и Беррье (Pedro, Bergier, 1967) показали, что непрерывное промывание измельченного каолинита чистой водой (pH ~ 6) при $t + 65^{\circ}\text{C}$ уже по истечении года приводит к его разложению (разлагается примерно 15% массы минерала), выносу SiO₂ и относительному накоплению глинозема. Результаты химических анализов остаточной фазы показали рост десильфидации со временем. Рентгенографически же было установлено, что вновь образованный глинозем кристаллизуется в виде бемита. Механизм его образования до конца не выяснен, но можно считать, что возможность разложения каолинита в условиях, близких к природным, доказана авторами этого эксперимента.

Другие, не менее интересные, факты недавно опубликованы Т. Ф. Бейтсом (1964). В результате полевого и лабораторного исследования преобразований андезита и базальта в галлуазит им было установлено дальнейшее разложение последнего с образованием гиббсита. Эта работа представляет большой интерес для понимания затронутых вопросов. Бейтс изучал коры выветривания Гавайских островов. Им показаны различные стадии разложения андезита в западной части острова Мауи со среднегодовым количеством осадков 30—100 дюймов. Гиббсит образуется там, где это количество превышает 100 дюймов. Микроскопическое изучение, применение рентгена, электронной микроскопии и электронной дифракции позволило Бейтсу сделать следующие выводы: олигоклаз, преобладающий в некоторых лавах, при выветривании превращается в галлуазит. Дальнейшее выщелачивание последнего сопровождается потерей кремнезема, а при достаточной влажности приводит к образованию гиббсита. Изучением электронной дифракцией псевдоморфоз по галлуазитовым трубкам установлена промежуточная аморфная стадия. Дегидратация геля и кристаллизация гиббсита зависят от местных условий влажности. Разные стадии изменения андезита автор иллюстрирует микрофотографиями. Эти исследования Бейтса представляют особый интерес, поскольку инструментальными методами доказывают преобразования полевого шпата в гиббсит через стадию галлуазита в районах широкого распространения разрезом тихоокеанского типа.

Зависимость гиббситообразования от количества выпадающих атмосферных осадков, показанная Бейтсом, очевидно, позволяет считать, что влияние биохимических факторов на разложение галлуазита, если

и имеет место, то, во всяком случае, не является решающим в этом процессе. К такому выводу приходит и Г. Педро на основании выполненных им экспериментов по разложению каолинита, о которых упоминалось выше.

Итак, многочисленные современные данные свидетельствуют о том, что в природе существуют два пути образования гиббсита при выветривании: постепенного изменения через промежуточные продукты (галлуазит, каолинит и др.) и более быстрый — непосредственного разложения исходных минералов до свободных окислов. Микроскопические наблюдения и тем более применение рентгеноструктурного анализа, электронной микроскопии и диффракции, а также привлечение данных эксперимента переводят высказанные точки зрения из области предположений в область фактов. В ряде случаев примеры образования гиббсита и тем и другим путем наблюдались в одном и том же районе или разрезе. Именно такой случай имеет место при выветривании порфириров и конгломератов на Батумском побережье Кавказа. Гиббсит возникает здесь двумя путями:

1) непосредственно за счет изменения первичных или слабо измененных алюмосиликатов (лабрадор, аврит, хлорит) и

2) как конечный продукт разложения галлуазита (Лисицына, 1962).

Е. Г. Куковский (19606) рассматривает две генерации гиббсита в коре выветривания кристаллических сланцев на Украине. С помощью микроскопического изучения, методом рентгеноструктурного анализа и электронной микроскопии им установлено, что одна генерация гиббсита образовалась за счет непосредственного разложения актинолита и хлорита сланцев, другая — при разрушении галлуазита прожилков.

Лажуани и Бонифа (1964) наблюдали в элювии запада Республики Гвинея и кристаллизацию гиббсита в первую стадию выветривания алюмосиликатов, и образование его за счет каолинита в горизонте воздействия поверхностных вод.

Чем же обусловлены разные пути возникновения свободного глинозема? Еще Гаррисон (Harrison, 1933), изучавший продукты выветривания различных кристаллических пород в Британской Гвиане (сейчас Гайана), пришел к выводу, что в условиях влажных тропиков основные и средние породы при выветривании разлагаются до минералов-окислов без промежуточных продуктов. Кислые породы, более устойчивые к разложению, проходят стадию каолинитовых глин, которые затем разлагаются с образованием свободных окислов алюминия.

Итак, различия в составе материнских пород, по мнению Гаррисона, являются причиной различий в происхождении гиббсита. Эта точка зрения оказалась заметное влияние на развитие представлений о процессах латеритного выветривания. До сих пор еще только основные, средние и щелочные породы считаются в ряде случаев материнскими для латеритных бокситов, тогда как кислые породы рассматриваются как источник засоренных кварцем каолинов.

Однако в последнее время разные пути разложения пород и образования гиббсита чаще объясняются влиянием условий среды. Изучение некоторых природных объектов показывает, что это влияние на ход разложения исходных минералов действительно более эффективно. Недавно нами (Лисицына, Богданов, 1968) изучен один из разрезов коры выветривания пранита Сейшельских островов, описанный в свое время Бауэром (Baueg, 1898). При этом точными методами (рентген, термический анализ, микроскопия) было установлено, что изменение кали-натриевого полевого шпата приводит к одновременному его замещению и каолинитом и гиббситом в местах максимального выщелачивания. Таким образом, не только основные породы, но и кислые, при интенсивном выщелачивании дают гиббсит в числе первых про-

дуктов изменения. Влияние среды часто оказывается в условиях влажных тропиков сильнее воздействия состава исходных пород.

В 1948 г. Голдич (Goldich, 1948) предложил теорию развития глиноземистых латеритов, согласно которой при выветривании пород выше гидростатического уровня образуется боксит, ниже преобладают глинистые минералы, в частности каолинит. Эта теория была воспринята Стасом (Stas, 1959), а также Волла (1964) для объяснения условий формирования различных типов профилей выветривания в нижнем течении р. Конго. Ими высказана, таким образом, еще одна точка зрения, согласно которой и гиббсит и каолинит, каждый в определенных условиях, — конечный продукт тропического выветривания.

Р. Волла (1964) рассмотрел механизм латеритного выветривания с термодинамической точки зрения. Им составлена диаграмма равновесий при определенных значениях рН (от 4 до 9, т. е. когда глинозем может считаться практически нерастворимым) и концентрациях кремневой кислоты, при которых эти реакции возможны. Он пришел к выводу, что прямое изменение полевого шпата в гиббсит возможно до тех пор, пока концентрация растворенного кремнезема невелика. В природе это условие реализуется при непрерывном контакте материнской породы с просачивающейся водой, которая выносит кремнезем. При менее интенсивном его выносе и увеличении концентрации в растворе возможен переход полевого шпата в каолинит, который образуется как промежуточный продукт. При высоких концентрациях кремнезема в растворе возможна главным образом ресиликация гиббсита. В природе такие концентрации возникают ниже гидростатического уровня, где кремнезем может накапливаться.

Рассмотрев факты, добытые нашими и зарубежными исследователями при изучении гиббситоносных кор выветривания, мы должны признать, что окислы алюминия, кристаллизующиеся в виде гиббсита, образуются в элювии двумя путями:

- 1) в условиях интенсивного выщелачивания за счет непосредственного разложения минералов исходных пород;
- 2) при менее интенсивном выщелачивании путем стадийного изменения этих минералов.

Обычный путь, как показывает изучение тропического элювия, — изменение через стадию каолинита. Иногда гиббсит образуется за счет разложения промежуточных продуктов, например хлоритов, измененных хлоритов и т. д. (случаи, описанные В. Н. Разумовой, 1967).

Оба пути реализуются в рассмотренных нами типах современного — четвертичного элювия.

Первый путь — непосредственное разложение минералов исходных пород свойствен современному элювию гвинейского типа, формирование которого происходит при высоких температурах выветривания и интенсивном выщелачивании, частично в элювии индонезийского типа.

Второй путь — постепенное разложение пород — обычен для вьетнамского и тихоокеанского типов. Так обстоит дело, если говорить о преобладающем процессе в определенных условиях. Однако, анализируя минеральные преобразования, свойственные разным типам элювия, мы наблюдали отдельные случаи непосредственного разложения первичных минералов с образованием гиббсита не только в гвинейском типе, но частично во вьетнамском и тихоокеанском. Это объясняется неравномерностью выветривания, но такие примеры представляют только минералогический интерес.

Необходимо отметить, что постепенное развитие элювиальной толщи, например вьетнамского типа, ведет всего лишь к частичному разложению каолинита с образованием гиббсита. Что касается горизонтов, в которых преобладают свободные окислы алюминия, железа

и титана (бокситов), известных в мезозойской коре амфиболитов (Украина) и других разрезах (Казахстан, Сибирь), то они образуются в случае усиления выноса кремния из-за изменившихся условий выветривания, например климатических. При этом ранее сформированная толща элювия на новом этапе выветривания становится материнской породой, которая и подвергается более интенсивному разложению. Этот вывод, вытекающий из особенностей вещественного состава элювия, подтверждается, как мы увидим далее, при количественном изучении выноса элементов из формирующихся кор.

Что касается механизма процесса образования свободного глинозема и кристаллизации гиббсита (имеется в виду химизм процесса, характер структурных преобразований, условия среды и т. д.), то их изучение — одна из самых актуальных задач минералогии латеритов.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ЛАТЕРИТНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ОСНОВНЫХ ПОРОД

В 1926 г. Гаррасовитц впервые применил молекулярное отношение $K_i = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ для характеристики степени измененности остаточных продуктов выветривания. Им было установлено, что $K_i = 2$ соответствует каолиновым продуктам, $K_i < 2$ свидетельствует о присутствии в их составе свободного глинозема, $K_i > 2$ характерно для других глинистых продуктов, например иллитовых, монтмориллонитовых, свидетельствующих о менее интенсивном изменении исходной породы. Позднее Мартин и Дойн (Martin, Doupe, 1930) предложили рассматривать отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1,3$, как показатель латеритов. Отсюда, при $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 2$ порода — остаточная глина, при $1,3 < \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 < 2$ — глинистый латерит, при $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1,3$ — латерит.

Эти простые коэффициенты характеризуют глубину разложения породы только в случае полностью измененных кор. В неполно измененных корах, содержащих примесь почти свежих минералов, отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ за счет этой примеси понижается, несмотря на достаточно высокую степень разложения части минералов этой породы.

Г. Педро (Pedro, 1964) экспериментальным путем изучал зависимость величины параметра K_i от степени разложенности породы. Ему удалось установить, что отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 3$, соответствует полному разложению трахиандезита до стадии иллита. То же отношение получалось для породы, 68% которой было превращено в каолинит, а также для породы, 42% которой разложено до свободных окислов.

Итак, отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ характеризует стадию разложения породы только в случае полноизмененных пород. К этому следует добавить уже отмеченное однажды В. М. Фридландом (1964) положение о том, что присутствие кварца в исходной породе резко меняет значение рассматриваемого параметра. Поэтому для кварцсодержащих пород необходимо определять отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ только в расчете на их бескварцевую часть.

Ниже мы приводим значения параметра $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (табл. 28) для всех рассматриваемых нами типов кор, рассчитанного для наиболее измененных пород каждого разреза.

Отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 (K_i)$ для наиболее выветрелых пород в разных типах древнего и современного — четвертичного элювия показано ниже:

Казахстан	Древний элювий		Современный — четвертичный элювий				
	Украина		ДРВ	Батумское побережье Кавказа	Остров Таяти	Остров Оаху	Республика Гвинея
	северная часть	южная часть					
1,28	1,28	1,14	1,43	1,24	1,05	0,73	0,07

Значения отношений $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, приведенные выше, находятся в соответствии с латеритным или ферраллитным (Robinson, 1949) характером выветривания во всех рассмотренных типах элювия, поскольку, за одним исключением, они нигде не превышают значения 1,3 и все намного меньше 2. В общем, закономерный рост этих значений в ряду разрезов от древнего элювия к современному — четвертичному находится в соответствии с ростом интенсивности процесса выветривания, который достигает максимума в гвинейском разрезе.

Условия формирования латеритных кор выветривания

Латеритные коры выветривания — наиболее характерные элювиальные образования влажных тропиков. За пределами влажных тропических и субтропических областей они не образуются. Следовательно, ведущим фактором их формирования является климат и в первую очередь среднегодовая температура (не менее 20°C), а также определенное среднегодовое количество осадков. По данным Хоуга (Hough a. oth., 1941), при количестве осадков более 1300 мм в год в почвах и корах выветривания преобладают каолинитовые минералы; в областях, где среднегодовое количество осадков превышает 2000 мм, в их составе в заметных количествах появляется гиббсит, т. е. происходит накопление свободного глинозема.

Начиная с 50-х годов рядом исследователей было подтверждено существование определенной зависимости состава глинистых минералов почв от количества выпадающих осадков. А. Зингер (Singer, 1966), изучавший базальтовые почвы в Израиле, показал, что при выпадении 400—500 мм осадков в год в глинистой фракции почв преобладает монтмориллонит, при среднегодовом количестве осадков 550—700 мм — каолинит.

Почти тождественные пределы влажности для образования монтмориллонита и каолинита установлены в почвах Калифорнии (Чухров, 1968). Хорошим показателем степени измененности породы являются относительные количества каолинита и гиббсита в продуктах выветривания, приводимые нами ранее (Лисицына, 1967). По мере увеличения среднегодового количества осадков от 2000 до 3000—4000 мм, количество каолинита в продуктах выветривания падает от 60—65 до 0—3%, количество гиббсита растет от 6—20 до 60—65%.

Таким образом, в тропических областях, где среднегодовые температуры превышают $+20^\circ\text{C}$, степень интенсивности или темпы разложения пород зависят в первую очередь от среднегодового количества атмосферных осадков. Они определяют массу воды, фильтрующейся через породу, промываемость породы и тем самым определяют решающую роль воды в формировании типов элювия. Именно количество выпадающих осадков и среднегодовая температура создают возможность более или менее полного разложения породы, подвергающейся выветриванию. Роль других факторов — тектонических условий, рельефа, состава и текстуры исходных пород, продолжительности выветривания — очевидна, однако воздействие их проявляется постольку, поскольку они могут усилить или замедлить процесс, темп которого задан климатическими условиями данной области.

В рассмотренных нами случаях такие факторы, как состав и структура пород, а также дренаж не имеют существенных отличий. Поэтому мы можем, хотя и весьма приблизительно, определить, при каких среднегодовых осадках формируются рассмотренные нами типы элювия. В условиях свободного водообмена (хороший дренаж) разрезы вьетнамского типа образуются при количестве осадков порядка

2000 мм в год. Разрезы гвинейского типа формируются при среднегодовых осадках не менее 3000 мм, гавайский и индонезийский типы занимают промежуточное положение. Коры украинского типа, по крайней мере в Казахстане, как уже отмечалось, возникали в менее влажных условиях при среднегодовых осадках порядка 1500 мм.

На фиг. 10 показано размещение изученных разрезов на фоне схематической карты распределения метеорных осадков. Карта подтверждает прямое влияние этого фактора на тип формирующегося элювия.

Необходимо отметить, однако, что при всей очевидности усиления интенсивности выветривания по мере увеличения среднегодового количества осадков намеченные здесь пределы формирования того или иного типа элювия весьма и весьма приблизительны и требуют дальнейшего изучения на современных или современных — четвертичных объектах. В связи с этим необходимо, хотя бы коротко, остановиться на роли дренажа в формировании типов тропического элювия. Этого вопроса мы почти не касались, так как сознательно рассматривали хорошо дренированные коры выветривания, поэтому может создаться впечатление о недооценке влияния этого фактора.

Из цитированных работ Б. М. Михайлова (1968) и Г. В. Писемского (1968) по корам Республики Гвинея можно видеть, что изменение гидродинамических условий при их формировании очень сильно влияет на состав и строение элювиальных продуктов. Эти условия в свою очередь зависят от характера рельефа, состава и текстуры исходных пород.

Суммируя данные обоих авторов, можно наметить следующие группы тропических кор:

1. Коры выветривания, возникающие при свободном водообмене. Сюда относятся горные коры и коры высоких пенепленов (Михайлов), а также обе разновидности кор с латеритным профилем, описанные Писемским.

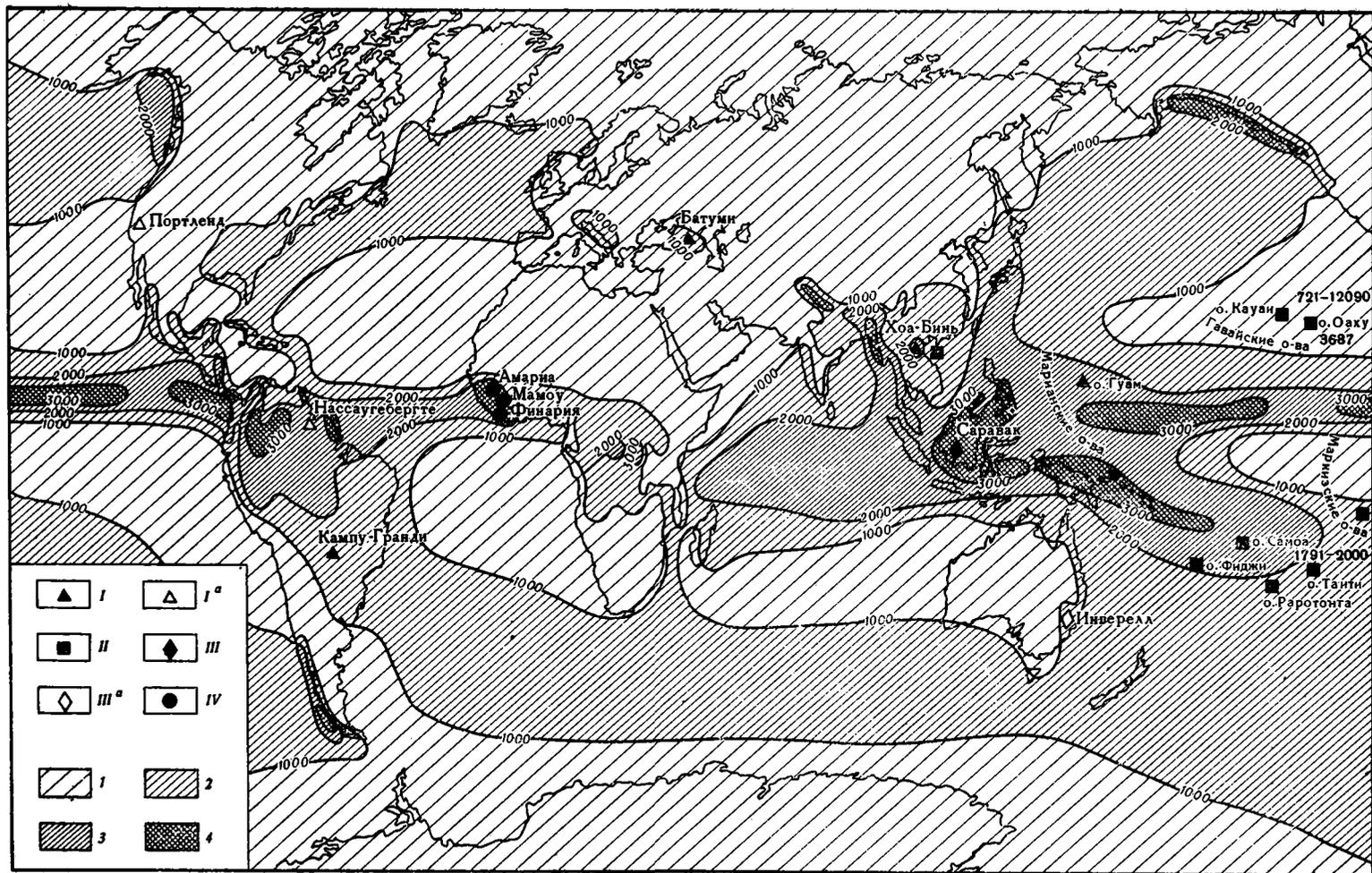
2. Коры выветривания, формирующиеся при затрудненном водообмене. Это коры низких пенепленов Михайлова и коры с каолинитовым профилем Писемского.

3. Коры выветривания застойных обстановок — низинные коры Михайлова, возникающие при частично восстановительных условиях среды.

Перечисленные три группы кор образуют определенный генетический ряд. Формирование каждой группы определяют в первую очередь особенности рельефа местности. Подобные интразональные ряды элювиальных образований возникают и в других климатических областях. Разные группы кор такого ряда в разных областях будут иметь свои специфические особенности состава и строения элювиальных продуктов.

Отметим, что восстановительные среды возникают не только в застойных условиях, но также и в хорошо дренированных корях тропических лесов с почвами, исключительно богатыми органикой (Фридланд, 1964). Поэтому целесообразно выделять коры окислительного и восстановительного рядов, как это делает А. И. Перельман (1961).

Коротко остановимся на роли биологического фактора в формировании кор выветривания, в особенности влажных тропических областей. Из работ В. И. Вернадского (1954—1960), А. И. Перельмана (1961) и других исследователей известна определяющая роль деятельности живого вещества в формировании геохимических особенностей ландшафта. Особенно велико значение жизнедеятельности организмов в почвообразовательных процессах. В. М. Фридланд (1964) специфической особенностью почвы считает активное ее участие в биологическом круговороте вещества.



Что касается кор выветривания, мощность которых достигает десятков и первых сотен метров, то роль биохимических и биологических процессов в их формировании не может считаться столь определенной. В этом отношении существуют, по крайней мере, две точки зрения. Согласно одной из них решающую роль в процессах выветривания играют микроорганизмы, возможность существования которых определяют органические вещества, поступающие из почвы (Danse, 1954).

Другая точка зрения недавно изложена В. В. Добровольским (1969, а, б). Он считает, что непосредственная роль живых организмов в образовании коры выветривания невелика. Несравненно более существенно косвенное влияние жизнедеятельности организмов на корообразование, значение которого огромно. Дело в том, что в ряде климатических областей, особенно в условиях влажных тропиков благодаря опадку мощной растительности тропических лесов в почве образуются растворимые органические кислоты, создающие кислую среду с рН 4,5—5,5.

Таким образом, выветривание в зоне тропического леса протекает под влиянием систематического промывания пород обильными кислыми растворами, что и приводит к глубокому их разложению и энергичному выносу химических элементов. В областях с меньшим атмосферным увлажнением и травянистой растительностью влияние биологического фактора на процесс выветривания резко снижается. Согласно второй точке зрения на роль биологического фактора общую направленность выветривания определяют биоклиматические условия.

Можно ли считать вывод о решающей роли биологического фактора в процессах выветривания доказанным? По-видимому, нет. Что касается непосредственного участия микроорганизмов в этом процессе (первая точка зрения), то для мощных кор выветривания оно во всяком случае ничем не подтверждается. Напротив, данные В. В. Добровольского (1969а) свидетельствуют о том, что в ощутимых количествах как живые организмы, так и органическое вещество присутствуют только в почве, а начиная с глубины 1,5 м значение их резко убывает. Это и дает возможность автору статьи отрицать непосредственное влияние организмов на корообразование.

Остается выяснить, каково воздействие органических кислот, возникающих в почве, на подстилающие породы. Отметим, что если убывание органического вещества сверху вниз по разрезу доказано фактическими данными, то воздействие органических кислот (рН=4,5—5,5), как неперемное условие интенсивного разложения пород, трудно доказуемо. Во-первых, маловероятно, чтобы низкие значения рН, замеренные в водной вытяжке почв, могли сохраниться в толще коры выветривания на значительной глубине при обильном ее промывании, которое является необходимым условием интенсивного разложения пород и выноса растворимых продуктов. Подобное утверждение является по меньшей мере предположительным. Во-вторых, интенсивное выветривание под влиянием обильных кислых растворов происходит, по В. В. Добровольскому, под тропическим лесом, который в условиях высокой влажности и обеспечивает образование растворимых органических кислот. Однако максимально измененные породы — ла-

Фиг. 10. Размещение изученных разрезов современного — четвертичного и третичного элювия основных пород в тропической зоне

Типы современного — четвертичного и третичного элювия: I — вьетнамский, Ia — тот же тип третичный, II — тихоокеанский, III — индонезийский, IIIa, — тот же тип (австралийский) третичный, IV — гвинейский. Среднегодовое количество осадков (в мм): 1 — <1000; 2 — от 1000 до 2000; 3 — от 2000 до 3000; 4 — >3000. Среднегодовое количество осадков на Гавайских островах дано цифрами

Типы тропического элювия основных пород

Таблица 28

Порода	Время формирования типов элювия	Типы элювия, их географическое положение и климатическая характеристика				
		украинский	вьетнамский	тихоокеанский	австралийский	гвинейский
Кора выветривания	Современный—четвертичный	Не известен	ДРВ, Батумское побережье Кавказа, остров Гуам (Марьянские острова) (Carroll D. a. Hathaway, 1963), Кампу-Гранди (Бразилия) (Гинзбург и др., 1962)	Остров Таити (острова Общества), Оаху (Гавайские острова), Уполу (Западное Самоа), Раротонга (острова Кука)	Район Манггу-Белиана, Саеравак (сейчас Малайзия, остров Калимантан; Вольфенден, 1964)	Республика Гвинея—район Лесная Гвинея (Михайлов, 1966; Писемский, 1968; Лажуани, Бонифа, 1964)
	Древний	Украина, южная часть кристаллического щита (Басс, 1960), Казахстан и другие районы	Орегон, США (Allen, Sherman, 1965, 1966)	Украина, Среднее Приднепровье (Хорошева, 1964)	Окрестности г. Инверелл, Австралия (Carroll, Woolf, 1951)	Республика Гвинея (?)
		Среднегодовая температура 20 °С; среднегодовое количество осадков—1500 мм	Среднегодовая температура +20 °С—+27 °С; среднегодовое количество осадков—1300 (?)—2500 мм	Среднегодовая температура +24 °С—+27 °С; среднегодовое количество осадков—2000—3500 мм	Среднегодовая температура до +29 °С; среднегодовое количество осадков 3000—до 4500 мм	Среднегодовая температура +25 °С—+26 °С; среднегодовое количество осадков—до 4500 мм
	Степень измененности пород	Минералогические зоны				
	Полностью разложенные	Не образуются (гиббсит-гематит-гётитовая порода—наложенное образование)	Не образуются	Титан-глиноземисто-железистые породы конкреционной структуры (распространены ограниченно)	Титан-железисто-гиббситовая порода конкреционной структуры с примесью каолинита	Гётит-гиббсит-гематитовая порода с колломорфной или конкреционной структурой
	Сильно измененные	Каолинитовые глины с примесью окислов и гидроксидов железа и гиббсита	Гиббсит-каолинитовые (метагаллуазитовые) породы с примесью гидроксидов и окислов железа и титана			Гётит-гематит-гиббситовая порода с примесью каолинита, реликтовая структура
	Умеренно измененные	Каолинитовые глины с примесью гидрослюдов и реликтовых минералов	Мономинеральные каолинитовые (метагаллуазитовые) глины		Не образуются	
	Слабо измененные	Полиминеральные глины хлоритовые, монтмориллонитовые, с примесью гидрослюдов и каолинита, а также реликтовых минералов	Полиминеральные глины, хлорит-вермикулит-гидрослюдистые, иногда монтмориллонитовые с примесью реликтовых минералов		Не образуются	
Коренная		Амфиболиты, порфириты и др.	Порфириты и их туфы	Оливиновый базальт и др.	Оливиновый базальт и др.	Долерит и др.

териты — более характерны для ландшафта саванны, граничащей с дождевым лесом (Бушинский, 1958). Между тем, почвам саванны свойственны иные значения рН, близкие к нейтральным.

Сопоставление двух приведенных выше фактов свидетельствует о том, что значение биологического фактора для выветривания и его роль среди других агентов этого сложного процесса требует дальнейшего изучения. В то же время связь интенсивности разложения пород с атмосферным увлажнением (среднегодовое количество осадков) и условиями промывания породы, подвергающейся выветриванию, достаточно хорошо проиллюстрирована наблюдениями разных авторов (Лисицына, 1967; Чухров, 1968; Hough a. oth., 1941; Sherman, 1949, 1952; Singer, 1966). Поэтому, признавая определенную роль организмов и продуктов их жизнедеятельности в элювиальном процессе, мы считаем главным фактором выветривания климатический. Подтверждением служат также экспериментальные данные, опубликованные под редакцией Д. Г. Сапожникова (Экспериментальные исследования..., 1968) и работы Педро (Pedro, 1961, 1964, 1966; Pedro, Berrier, 1967), цитируемые нами в разных разделах книги.

Выделенный нами ряд климатических типов кор выветривания включает только хорошо дренированные коры, образующиеся в условиях свободного водообмена. Их сопоставление и краткая характеристика условий образования даны в табл. 28. Поскольку именно эта группа элювиальных образований наиболее отчетливо отражает особенности выветривания каждой климатической области, мы называем эти коры корами нормального ряда, в отличие от элювия, формирующегося в специфических условиях затрудненного водообмена или в восстановительных условиях среды.

Изученный нами ряд тропических кор выветривания может быть продолжен за счет типов элювия умеренных гумидных областей. Зная общую тенденцию сокращения разреза коры выветривания за счет самых измененных пород верхних зон по мере уменьшения среднегодового количества осадков и температуры, можно сказать заранее, что в разрезе типа, следующего за украинским, будут присутствовать две зоны: нижняя — полиминеральных глин и верхняя — каолинитовых глин. В еще менее благоприятных условиях каолинитовая зона разреза тоже не образуется. Важно, что полиминеральные глины в областях умеренного климата состоят только из минералов с трехслойной решеткой.

Глава III

ЛАТЕРИТНЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ПОРОДАХ ИНОГО (НЕ ОСНОВНОГО) СОСТАВА

Правомерно ли считать, что типы латеритных кор выветривания, изученные для основных пород, возникают и при выветривании пород иного состава в сходных природных условиях? Ответ на этот вопрос можно найти в работах по корам выветривания влажных тропиков. В качестве примера приведем результаты изучения продуктов наиболее интенсивного изменения ультраосновных (дуниты), основных (долериты) и щелочных (нефелиновые сиениты) пород в ряде разрезов Республики Гвинея, которые разложены до свободных окислов почти без промежуточных глинистых продуктов (Горецкий и др., 1963; Михайлов, 1966, 1968; Писемский, 1968). Естественно, что в продуктах выветривания дунитов преобладают окислы железа, а в продуктах изменения основных и щелочных пород — окислы алюминия, т. е. те и другие существенно различаются по составу. Тем не менее породы всех трех разрезов находятся на одной и той же стадии изменения, а строение профиля выветривания (зональность) всюду одно и то же. Имея это в виду, мы относим продукты выветривания трех разных по составу пород к одному и тому же гвинейскому типу.

Для них наиболее характерно интенсивное выщелачивание кремнезема и оснований и, как следствие, резкий переход от свежей невыветрелой породы к максимально измененной. Иными словами, все три породы в сходных климатических и других условиях проходят одни и те же стадии разложения.

В работе М. Бауэра (Baueг, 1898) показано, что на Сейшельских островах выветривание кислых пород (гранит) и средних (диорит) приводит к образованию высокоглиноземистых продуктов (латеритов). Структура исходной породы в обоих случаях сохраняется. Разрезы различаются по содержанию кварца и окислов железа, однако главная масса продуктов выветривания гранита, так же как и гранодиорита, представляет собой одинаковую по составу глинистую массу. Исходя из этого, Бауэр полагает, что формирование продуктов выветривания в данном случае не зависит от состава материнской породы. Его данные могут показаться неубедительными, поскольку изучение состава глинистых продуктов было ему недоступно.

Однако данные более поздних исследований позволяют заполнить этот пробел. В частности, среди древних кор выветривания одной и той же климатической области можно найти коры на породах разного состава, обладающие одинаковым зональным строением и относящиеся к одному и тому же типу. В качестве примера приведем два изученных нами разреза юрской — эоценовой коры выветривания Казахского нагорья на глинисто-карбонатных породах верхнего девона — нижнего карбона (Амангельдинский район) и на нижнепалеозойских туфах пор-

фиритов в районе Целинограда (Лисицына, 1959). В профиле выветривания глинисто-карбонатных пород выделяются следующие зоны:

нижняя — гидрослюдистых глин,

средняя — каолинитовых глин с примесью гидрослюды,

верхняя — каолинитовых глин.

В профиле выветривания туфов порфирита также отмечаются три зоны: нижняя — гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин,

средняя — каолинитовых глин с примесью гидрослюды и монтмориллонита,

верхняя — каолинитовых и галлуазитовых глин.

Оба разреза характеризуются одинаковой зональностью. Нижняя зона сложена трехслойными глинистыми минералами, вверх по разрезу они постепенно замещаются минералами группы каолинита с двухслойной решеткой. В верхней зоне присутствует примесь свободного глинозема. И кора выветривания на глинисто-карбонатных породах, и кора на туфах порфирита относятся к одному и тому же украинскому типу кор постепенного развития. Они отличаются по минеральному составу, но имеют одну и ту же зональность, т. е. проходят одинаковый путь развития при выветривании определенной интенсивности. Различия химико-минералогического состава сказываются главным образом в нижней зоне профиля и сглаживаются в верхней, где состав глинистых минералов почти один и тот же.

Не менее показательны и рассматриваемые в настоящей работе три разновидности древних кор выветривания (см. табл. 7). Все они формируются на породах основного ряда (порфирит, лабрадорит, амфиболит), однако различных по химико-минералогическому составу. Тем не менее возникающая при этом зональность позволяет отнести все три разреза к одному и тому же типу элювия. Количество примеров подобного рода можно было бы умножить, однако и приведенные здесь, с нашей точки зрения, достаточно убедительно свидетельствуют о том, что из двух факторов — исходная порода и условия среды (климат, дренаж) — второй оказывает более существенное влияние на формирующийся тип элювия.

В качестве вывода из приведенных здесь данных отметим, что в сходных условиях выветривания на породах разного состава формируются одни и те же типы кор. А это означает, что латеритные типы элювия, выделенные нами для основных пород, формируются и на породах иного состава. Это положение было проверено путем изучения разных типов тропических кор выветривания на породах кислого ряда.

ТИПЫ ТРОПИЧЕСКОГО ЭЛЮВИЯ КИСЛЫХ ПОРОД

Известно, что породы основного состава в одних и тех же условиях подвергаются более глубоким изменениям, чем кислые породы. Издавна считалось, например, что разложение бедных кремнеземом основных пород приводит к образованию не только каолинита, но также и окислов алюминия и железа, тогда как конечным продуктом выветривания кислых пород является каолинит (Atterberg, 1909). Этой точки зрения и сейчас еще придерживаются некоторые геологи, несмотря на то, что факты глубокого разложения гранитов с образованием свободного глинозема известны с еще более давних времен, чем исследования Аттерберга (Bauer, 1898).

В последние годы в тропических областях установлено широкое распространение гиббситоносных кор выветривания на кислых породах (Герасимов, 1964; Carroll, Jones, 1947; Хардер, 1959). Следовательно, по своей сути процесс изменения этих пород не отличается от процесса изменения пород основного ряда. В том и другом случае вынос оснований

и кремнезема в условиях влажных тропиков приводит к относительному накоплению окислов алюминия, железа и титана. Известно, однако, что богатые этими компонентами основные породы разлагаются более интенсивно. Интересно, поэтому, сравнить сам ход выветривания кислых и основных пород в сходных климатических условиях или, иными словами, сопоставить типы элювия, образующиеся на основных и кислых породах, а также химизм процесса в том и другом случае.

В настоящей главе приведены результаты сравнительного изучения нескольких разрезов элювия кислых пород из разных областей тропической зоны. Два разреза — северовьетнамский и Сейшельских островов — описаны нами, другие заимствованы из литературных данных.

Описание разрезов

Разрез коры выветривания кварц-биотит-силлиманитового сланца (район г. Фу-Тхо, ДРВ)

В районе г. Фу-Тхо обнажаются палеозойские кристаллические сланцы, граниты и гнейсы, сильно выветрелые с поверхности (Fromaget, Saurin, 1952). Разрез коры выветривания кварц-биотит-силлиманитового сланца описан нами к югу от этого города, где выветрелые породы pokrывают хорошо расчлененные холмистые территории с абс. отметками 20—150 м над уровнем океана. Такой тип рельефа способствует хорошему водообмену в породах, обнажающихся на поверхности.

Выветривание кристаллических сланцев происходило в четвертичном периоде одновременно с изменением других пород на территории ДРВ, включая базальты среднечетвертичного возраста (Фридланд, 1964), рыхлый четвертичный делювий и аллювий рек и т. д. К югу от города, например, мы наблюдали конгломераты высокой террасы р. Хонг-Ха, превращенные в каолинистые глины, которые легко режутся ножом.

Климат четвертичного периода на территории ДРВ мало отличался от современного. В районе г. Фу-Тхо среднегодовая температура равна +20—23° С, среднегодовое количество осадков составляет 1750—2000 мм. Разрез коры выветривания описан в борту искусственного канала на абс. отметке 20 м над уровнем океана. Свежая порода здесь не обнажается.

Мощность,
м

1. В самой нижней части склона выходит светло-сиреневый хрупкий выветрелый кварц-биотит-силлиманитовый сланец с вкраплениями граната. Более твердые разности встречаются в других обнажениях. Текстура сланца полосчатая, чередуются кварцевые и биотит-силлиманитовые слои толщиной 0,5—4 см (табл. VI а). Преобладает кварц, который составляет до 60% породы. Крупные кристаллы силлиманита, идиоморфные по отношению к кварцу и биотиту, составляют 20—30%. На долю чешуйчатого биотита приходится 15—20%. Гранат не сохраняется и распознается по характерным очертаниям кристаллов и реликтовым участкам. В виде примеси встречается сфен, циркон, эпидот.
2. Вверх по разрезу сланцы переходят в сиренево-желтую песчанистую глину с сохранившейся сланцеватой текстурой и более плотными участками менее выветрелого сланца. По данным рентгеноструктурного анализа в породе присутствуют кварц, каолинит, гидрослюда, гётит и гематит. Эффекты каолинита видны на термической кривой (фиг. 11, а). Под микроскопом различаются крупнокристаллические выделения гиббсита на стенках пор 1,15
3. Песчанистая глина, пятнисто окрашенная. В верхней части в ней присутствуют красно-бурые твердые желваки и корки, которые не образуют здесь сплошного каркаса. В составе породы методом рентгеноструктурного и термического анализов определены те же минералы, что и в пачке 2 (фиг. 11, б) 0,85
- 4.5. Ячеистый железистый латерит с бобовинами. Бурая ноздреватая ячеистая порода. Железистые желваки и корки размером 1—5 см, сливаясь, об-

разуют твердый каркас. Ячей выполнены желтой глинистой массой с зернами кварца. В верхней части присутствуют мелкие бурые бобовины — дробинки — размером до 0,5 см. Поверхностная часть породы (0,3 м) разрыхлена и обогащена бурыми бобовинками

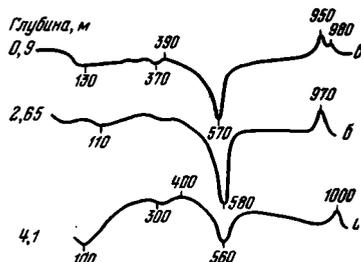
0,85

В составе пород 4 и 5 пачек определены каолинит (фиг. 11, в) и кварц, а также гётит и гематит, присутствие которых установлено рентгеноструктурными определениями.

Под микроскопом видны сгустки гидрогематита в железистом каркасе, гидрогётит и гётит образуют микробобовинки или оторочки вокруг пор, гематит и магнетит присутствуют в виде отдельных вкрапленников. На менее окрашенных участках различается остаточная структура кварца. В пустотах железистых псевдоморфоз по гранату кристаллизуется гиббсит (табл. VI, б, в). Каолинит и кварц выполняют ячей каркаса латерита.

Фиг. 11. Кривые нагревания пород коры выветривания кварц-биотит-силлиманитового сланца. Окрестности г. Фу-Тхо

а, б — породы из нижней зоны;
в — породы из верхней зоны



Рассмотренный нами разрез отчетливо делится на две части: нижнюю — глинистую кору выветривания кристаллического сланца и верхнюю — железистый латерит. Исходные минералы кристаллического сланца меняются при выветривании следующим образом: кварц корродирован, силлиманит замещается каолинитом (табл. VI, з, 2), биотит преобразуется в гидрослюда, которая в дальнейшем переходит в каолинит. Железо, освобождающееся при разложении биотита, образует оторочки вокруг чешуек гидрослюда, выполняет трещинки спайности, а выше по разрезу распространяется по всей породе в виде точечной вкрапленности и прожилков, например в силлиманите (табл. VI, д).

По минералогическому составу в разрезе выделяется как будто бы лишь одна зона кварц-каолинитовых пород. В нижней части породы содержат небольшую примесь гидрослюда (содержание $K_2O = 0,2—0,43\%$) и реликтовых минералов (пачки 1, 2), в верхней — примесь гиббсита и минералов окислов железа (пачки 3, 4, 5).

Возможно, однако, что отсутствие значительных количеств гидрослюда объясняется не столько высоким темпом выветривания, сколько составом исходной породы, в которой биотит играет сравнительно скромную роль, а силлиманит (Al_2SiO_5) не содержит щелочей и замещается непосредственно каолинитом. Учитывая это обстоятельство, мы выделили в разрезе коры выветривания кристаллического сланца две зоны: нижнюю — кварц-гидрослюдисто-каолинитовую с примесью реликтовых минералов (пачки 1, 2) и верхнюю — кварц-гиббсит-каолинитовую с примесью минералов окислов железа и титана (пачки 3, 4, 5). Железистый латерит залегает в верхней части этой зоны и образуется за счет перераспределения и привноса железа извне. Вслед за В. М. Фридландом (1964) мы рассматриваем его как наложенное образование.

Пересчеты химических анализов на минералы дают следующий количественно-минералогический состав латерита:

Кварц	Каолинит	Гиббсит	Гематит	Гётит	Магнетит	Анагаз	Прочие
22,9	37,8	7,4	18,6	6,9	1,1	0,9	4,4

В нижней зоне, помимо этих минералов, содержится 5—9% гидрослюда.

Итак, в рассмотренном нами разрезе кристаллические сланцы изменены до стадии кварц-гипс-каолинитовых пород.

В процессе разложения сланцы проходят также стадию кварц-гидрослюдисто-каолинитовых пород, а в некоторых разрезах, описанных Фридландом (1964), образуется до 4% хлорита.

Разрез коры выветривания гранита (провинция Гуджарат, Индия)

Продукты выветривания гранита (возраст не древнее плейстоцена) описаны Кёстером (Köster, 1964) в провинции Гуджарат, в северо-западной части Индии.

Рельеф местности автором не охарактеризован, современный климат муссонный, среднегодовое количество осадков порядка 1000 мм, среднегодовая температура +26°С (Гуру, 1956).

Свежий гранит переходит в каолинизированный, сохраняющий структуру исходной породы. В верхней части выветрелой толщи железистые конкреции, содержащие каолинит и зерна кварца, образуют два конкреционных горизонта, разделенных кварц-каолинитовой породой. Общая мощность выветрелой толщи более 8 м.

Минеральный состав продуктов выветривания, изученный Кёстером с помощью рентгеноструктурного и термического анализов, представлен в табл. 29. Из данных этой таблицы следует, что при разложении гранита образуется главным образом каолинит с примесью гидрослюды и небольшого количества диаспора в верхней части. Там же концентрируются гидроокислы и окислы железа с образованием конкреционных горизонтов. Предположительно — это остаточное образование, хотя возможно также допустить привнос железа извне.

Таблица 29

Количественно-минеральный состав (%) продуктов выветривания гранита в провинции Гуджарат, Индия (по данным Köster, 1964)

Разрез	Кварц	Каолинит	Слюда	Гематит	Гётит	Диаспор	Кальцит	Минералы тяжелой фракции	Сумма
Горизонт железистых конкреций	21,6	41,9	6,3	1,6	—	—	29,1	—	100,5
Верхняя часть	47,5	29,2	7,6	14,2	—	—	Нет	0,3	98,8
Нижняя часть	56,0	25,8	5,4	3,9	—	0,7	7,6	0,2	99,6
Каолинизированный гранит	67,6	22,0	—	0,1	Примесь	—	10,9	—	100,6

Кальцит, выполняющий прожилки в разных частях разреза, по-видимому, вторичный и более поздний по времени. Бескварцевая часть максимально выветрелой породы состоит преимущественно из каолинита, разложение его с образованием свободного глинозема только намечается. Здесь, таким образом, образуются только каолинитовые продукты выветривания и небольшое количество гидрослюды. Это более низкая стадия изменения кислой породы, чем в элювии кристаллических сланцев ДРВ.

**Разрез коры выветривания гранита
(остров Маэ, Сейшельские острова)**

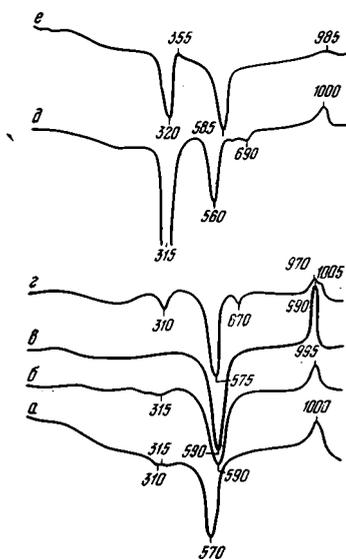
Разрез коры выветривания описан Ю. А. Богдановым на острове Маэ (Сейшельская группа островов) во время плавания на экспедиционном судне «Витязь» в 1964—1965 гг. Остров находится на 4°40' ю. ш. и 55°30' в. д. Климат его типичен для влажных тропиков; среднегодовая температура +27—+28° С, среднегодовое количество осадков — 2451 мм. Рельеф гористый, расчлененный, абсолютные отметки в водораздельной части — 630—750 м над уровнем океана.

Элювий кислых пород Сейшельских островов впервые изучен Бауэром (Baueg, 1898), который опубликовал петрографическое описание и химические анализы продуктов выветривания гранита и доказал, что разложение кислых пород в условиях тропиков ведет к формированию типичного латерита. Более новые работы по корам выветривания этого района нам не известны, поэтому имело смысл детально изучить один из разрезов элювия гранита с применением современных методов. Это и выполнено нами (Лисицына, Богданов, 1968). В настоящей работе мы приводим лишь краткую характеристику изученного разреза, который обнажается в стенке карьера для выемки камня юго-западнее г. Виктория.

Коренная порода — щелочной рогообманковый гранит — состоит из альбита, микроклина и анортклаза (60—80%), кварца (15—40%) и роговой обманки (2—5%). Из второстепенных минералов присутствуют апатит, циркон, из вторичных — хлорит, эпидот и магнетит по роговой обманке, а также немного серицита. Структура породы полнокристаллическая. Переход к коре выветривания постепенный. В ней снизу доверху сохраняется структура исходной породы.

В профиле выветривания по минеральному составу выделяется одна кварц-гипсцит-каолинистая зона с примесью минералов окислов железа и титана, мощностью 6—7 м. Термические кривые продуктов выветривания из верхней и нижней частей разреза даны на фиг. 12.

Формирование профиля выветривания на Сейшельских островах сопровождается интенсивным выщелачиванием породообразующих минералов, о чем свидетельствуют наблюдения под микроскопом, а также рост пористости от 6% в граните до 58—60% в максимально выветрелой кварц-гипсцит-каолинистой породе.

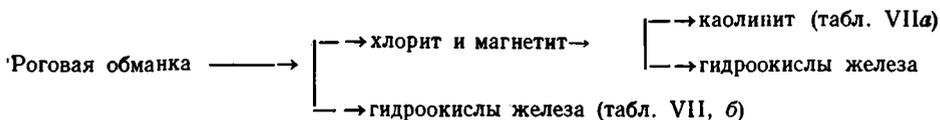


Фиг. 12. Кривые нагревания пород коры выветривания гранита Сейшельские острова

а, б, в, г — нижняя зона, видны отчетливые эффекты каолинита (эндотермический при $t=570-590^\circ$ и экзотермический при $t=970-1000^\circ$ и гидроокислов железа или алюминия при $t=310-315^\circ$); д, е — верхняя зона. Помимо эффектов каолинита, наблюдается глубокий эндотермический пик при $t=315-320^\circ$, соответствующий гипсциту

Под микроскопом наблюдаются следующие преобразования породообразующих минералов:

Кали-натриевый полевой шпат → каолинит → гиббсит (табл. VII)



Приблизительный минеральный состав пород нижней и верхней частей разреза, рассчитанный по данным химических анализов, представлен в табл. 30, из которой видно, что кварц и в верхней и в нижней частях присутствует примерно в равных количествах (46—55% породы) и, следовательно, очень слабо выщелачивается при выветривании. Активно меняется алюмосиликатная часть исходного гранита. Учитывая это обстоятельство, мы пересчитали химические анализы на бескварцевое вещество и определили минеральный состав бескварцевой части продуктов выветривания. Результаты представлены в табл. 31, из которой следует, что в нижней части профиля выветривания преобладает каолинит (до 75% породы), в значительных количествах определены минералы окислов железа (более 16%) и гиббсит (до 6%), а в верхней, хотя и преобладает каолинит (56%), гиббсит также играет весьма существенную роль (35%). По этим данным продукты выветривания в настоящем разрезе можно разделить на две пачки: нижнюю кварц-каолинитовую с примесью гиббсита и верхнюю кварц-гиббсит-каолинитовую.

Таблица 30

Количественно-минеральный состав (%) продуктов выветривания гранита. Остров Маэ (Сейшельские острова)

Разрез	Обр., №	Кварц	Каолинит	Гиббсит	Гётит	Ильменит	Гематит	Магнетит	Окислы титана	Сумма
Кварц-гиббсит-каолинитовая порода с примесью окислов железа и титана	9	55,4	30,6	6,8	3,2	0,5	—	—	0,5	97,0
	8	51,6	26,9	15,7	0,4	—	0,1	0,9	0,7	96,3
Кварц-каолинитовая порода с примесью гиббсита, окислов железа и титана	7	46,2	38,3	2,7	8,4	0,2	—	0,5	0,7	97,0
	4	52,4	31,0+0,5 SiO ₂ *	—	6,9	—	5,3	0,9	0,7	97,7

* SiO₂ — реликтовых минералов (то же для табл. 31).

Таблица 31

Количественно-минеральный состав (%) продуктов выветривания гранита острова Маэ, в пересчете (в вес. %) на бескварцевое вещество (Сейшельские острова)

Обр., №	Каолинит	Гиббсит	Гётит	Ильменит	Гематит	Магнетит	Окислы титана	Сумма
9	69,4	15,23	8,4	1,1	Нет	Нет	1,0	95,13
8	56,11	32,83	1,2	Нет	—	1,9	1,20	93,24
7	70,82	5,22	15,4	1,1	1,70	1,2	1,30	96,74
4	65,0+0,1 SiO ₂ *	Нет	14,6	—	11,1	1,8	1,50	94,10

Примечание. Описание разреза см. в табл. 30.

Итак, в климатических условиях Сейшельских островов, в районах расчлененного рельефа, обеспечивающего нормальный водообмен, гранит разлагается до каолинита с выделением довольно значительных количеств свободного глинозема, который кристаллизуется в виде гиббсита.

**Разрез постмиоценовой — плиоценовой коры выветривания
гранито-гнейса в Западной Австралии**

Доротти Кэрролл и Джонсом (Carrroll, Jones, 1947) описана постмиоценовая—плиоценовая кора выветривания на гранитах и гнейсах докембрийского кристаллического щита в Западной Австралии. (Латериты высокого уровня).

Рельеф местности — расчлененный пенеплен с абс. отметками 300—360 м над уровнем океана.

К сожалению, небольшие выемки для разработки гравия, в которых были описаны разрезы, не достигают исходной породы. По этой причине непосредственный переход от гранито-гнейса к коре его выветривания не наблюдался. Ниже мы приводим описание коры выветривания гранито-гнейса по материалам трех разрезов, изученных Доротти Кэрролл и Джонсом.

Мощность, м

- | | |
|--|---------|
| 1. В основании разреза залегает массивный литомарж, который представляет собой каолинизированный гранит или гнейс с сохранившейся реликтовой структурой. Порода пятнисто окрашена в желтый до белого и красно-коричневый цвета. В нижней части пачки в двух разрезах из трех присутствует примесь гидрослюд | 1—1,5 |
| 2. Вверх по разрезу массивный литомарж сменяется мягким литомаржем. Эта глинистая порода окрашена пятнисто или в виде чередующихся полос в желтые и красно-бурые тона. В верхней части пачки присутствуют мягкие бурые пизолиты. Порода сложена каолинитом и гиббситом с примесью диаспора, гидроокислов железа и кварца | 0,5—1,6 |
| 3. Рыхлый латерит. Глинистая порода, желтая с красно-бурыми пятнами и полосами, содержит железисто-гиббситовые пизолиты с примесью диаспора и каолинита. Цемент каолинитовый с примесью гиббсита. В цементе и в пизолитах присутствуют зерна кварца размером 1—2 мм, покрытые бурой железистой коркой и опаловидным кремнеземом. Порода пронизана извилистыми трубчатыми каналами, типичными для латеритных образований. Происхождение их связано с воздействием корневой системы растений, при разложении которых и остаются трубчатые пустоты. | 0,4—1,2 |
| 4. Вверх по разрезу рыхлый латерит постепенно сменяется массивным, который также состоит из железисто-диаспор-гиббситовых пизолитов и гиббсит-каолинитового цемента. В цементе и пизолитах присутствуют зерна кварца того же размера, что и в подстилающей породе. В верхней части пачки гиббсит преобладает над каолинитом. У поверхности порода разрыхлена | 0,3 |

Количественно-минеральный состав продуктов выветривания гранито-гнейса, по данным Доротти Кэрролл и Джонса (Carrroll, Jones, 1947), приведен в табл. 32.

По минеральному составу в разрезе коры выветривания выделяются следующие зоны:

I. Нижняя кварц-каолинитовая, иногда с примесью гидрослюды, а также гиббсита и окислов железа (пачка 1).

II. Средняя зона кварц-гиббсит-каолинитовая с примесью окислов железа (пачка 2).

III. Верхняя зона кварц-глиноземистая (гиббситовая или диаспоровая) с примесью каолинита и минералов окислов железа (пачки 3, 4). Минералы глинозема составляют более 40% породы, а в пересчете на бескварцевое вещество более 50%.

Этот разрез по минеральному составу близок к разрезу Сейшельских островов. Однако есть и отличия. Наиболее существенное — весьма зна-

Количественно-минеральный состав (%) продуктов выветривания гранито-гнейсов Западной Австралии

Зоны коры выветривания, по Д. Кэррол и Джонсу	Зоны коры выветривания	Кварц	Каолинит	Гиббсит	Диаспор	Минералы окислов железа	Гидрослюда
Рыхлый и массивный латерит	III	25	8	—	43	17	—
Мягкий литомарж	II	21	53	8	Сл.	14	—
		18	56	11	»	12	—
		22	51	13	»	9	—
Массивный литомарж	I	25	60	3	—	10	—
		29	36	9	—	22	4
		32	42	—	—	1	25

чительное обогащение свободным глиноземом (диаспор) верхней части австралийского разреза. Диаспор количественно преобладает здесь над кварцем и каолинитом. Эта особенность свидетельствует о более высокой стадии разложения кислых пород в рассматриваемом разрезе.

По-видимому, до такой же каолинит-гиббситовой стадии выветривания изменены граниты Лесной Гвинеи (Республика Гвинея), разрез коры выветривания которых описан И. П. Герасимовым (1964). Как и в австралийском разрезе, гиббсит образуется здесь наряду с каолинитом (галдузитом) непосредственно при разложении исходной породы и присутствует в зоне «С», сохраняющей структуру гранита, наряду с кварцем, каолинитом, гидроксидами железа и примесью гидрослюды. К сожалению, мы не можем подтвердить это предположение цифровыми данными, поскольку автор не дает количественно-минерального состава продуктов выветривания.

Сопоставление разрезов

Рассмотренные нами разрезы отличаются по строению и составу выделяемых зон. Сопоставление их дано в табл. 33, из данных которой видно, что наиболее слабые и постепенные изменения кислых пород наблюдаются в провинции Гуджарат (Индия) и северовьетнамском разрезе. Продукты ранней стадии выветривания (нижняя зона) содержат здесь разные глинистые минералы, в частности гидрослюды и каолинит, а в других разрезах (Фридланд, 1964) — хлорит. Далее они преобразуются в каолинитовые минералы и частично разлагаются с образованием небольших количеств (0,7—7,4%) минералов глинозема.

Более глубокого разложения исходных алюмосиликатов здесь не наблюдается, а более высокий темп выветривания кислых пород зафиксирован на Сейшельских островах. Гранит разлагается здесь непосредственно до каолинита и гиббсита, который присутствует в продуктах ранней стадии изменения. Содержание его в нижней части разреза коры выветривания составляет 2,7—5,5%, а в пересчете на бескварцевое вещество 5,2—5,9%. В верхней зоне оно соответственно равно 6,8—15,7% и 15—32,8% в пересчете на бескварцевое вещество.

В третьем типе разреза, описанном в Западной Австралии Д. Кэррол и Джонсом (Carroll, Jones, 1947), ранние продукты изменения гранито-гнейсов также содержат каолинит и небольшое количество гиббсита. Иногда в нижней части разреза присутствуют гидрослюды. Далее про-

Сопоставление разрезов коры выветривания кислых пород из разных областей тропической зоны

Коренные породы и зоны выветривания	Провинция Гуджарат, Индия. Абс. отм. ?; среднегодовая $t = +26^{\circ}\text{C} - +27^{\circ}\text{C}$ (предположительно); среднегодовое количество осадков — 1000 мм (?) (по Кёстеру, 1964)	Город Фу-Тхо, ДРВ. Абс. отм. 20—50 м; среднегодовая $t = +23^{\circ}\text{C}$; среднегодовое количество осадков — 1750—2000 мм	Остров Маэ, Сейшельские острова. Абс. отм. 600—750 м; среднегодовая $t = +27^{\circ}\text{C} - +28^{\circ}\text{C}$; среднегодовое количество осадков — 2451 мм	Западная Австралия. Абс. отм. 300—800 м (по Carrol, Jones, 1947)
Кора выветривания	Разложенные			Зона кварц-диаспор-гипсбитовая с примесью каолинита и минералов окислов железа. Мощность 1—1,2 м
	Сильно измененные		Зона кварц-гипсбит-каолинитовая с примесью минералов окислов железа и титана. Мощность 1,7 м	Зона кварц-гипсбит-каолинитовая с примесью окислов железа и титана. Мощность 0,5—1,6 м
	Умеренно измененные			Зона кварц-каолинитовая с примесью гидрослюд, минералов окислов железа и гипсбита. Мощность 1—1,5 м
	Слабо измененные	Зона кварц-каолинитовая с примесью гидрослюд и реликтовых минералов. Мощность 8 м	Зона кварц-гидрослюдисто-каолинитовая с примесью реликтовых минералов и окислов железа. Мощность 2—3 м	Гранит
Коренные породы	Гранит	Кварц-биотит-силлиманитовый сланец		Гранито-гнейсы

дукты выветривания приобретают кварц-гипсбит-каолинитовый состав, а в верхней части разреза преобладают минералы глинозема — гипсбит и диаспор (43%), тогда как кварц (25%) и каолинит (8%) играют второстепенную роль. В этом разрезе наблюдается наиболее высокая стадия разложения кислых пород.

Каковы же причины различия в темпах разложения пород, которые отражены в рассмотренных нами разрезах? Обращаясь к факторам выветривания, необходимо отметить, что состав исходных пород, а также рельеф, обеспечивающий свободный водообмен в подвергающихся выветриванию породах, во всех рассмотренных случаях сходны. По-видимому, основные различия в строении элювиальной толщи более всего обусловлены разницей в климатических условиях. Если среднегодовые температуры разных областей колеблются очень мало (от $+23^{\circ}\text{C}$ до $+28^{\circ}\text{C}$), то среднегодовое количество осадков, напротив, растет от 1000 мм в провинции Гуджарат (Индия) до почти 2500 мм на острове Маэ. Для плиоценового периода Западной Австралии данных нет. Другие разрезы свидетельствуют о том, что с увеличением среднегодового количества осадков в определенных пределах растет и темп разложения пород при выветривании. Естественно, что имеющиеся различия в составе материнских пород или рельефе поверхности в какой-то степени будут замедлять или ускорять этот процесс. Видимо, описанные типы элювия кислых пород являются в первую очередь климатическими. Поэтому мы можем сопоставить их с выделенными ранее типами современного — четвертичного

элювия основных пород, которые формировались в сходных климатических условиях. Критериями для сравнения будут: а) конечная стадия разложения пород в каждом разрезе, б) минеральный состав в разных зонах коры выветривания, свидетельствующий о темпах разложения.

По этим признакам северовьетнамский разрез коры выветривания на кристаллических сланцах и разрез провинции Гуджарат близки к северо-вьетнамскому разрезу коры выветривания на андезитовом порфирите. В обоих случаях измененные продукты имеют гиббсит-каолининовый состав (или кварц-гиббсит-каолининовый), а менее измененные породы полиминеральны, в них установлены разные глинистые минералы (каолинит, гидрослюда, иногда хлорит).

Разрез Сейшельских островов занимает промежуточное положение между тихоокеанским и индонезийским типами элювия базальта. С индонезийским типом элювия его сближает несомненное сходство в составе ранних продуктов выветривания. В обоих случаях они имеют существенно каолининовый состав, но содержат заметные количества свободного глинозема в виде гиббсита и диаспора. Это обстоятельство свидетельствует о высоких темпах выветривания, в результате чего порода разлагается непосредственно до каолинита и свободных окислов алюминия.

Интенсивно измененные продукты выветривания Сейшельского гранита отличаются от наиболее измененных пород разреза элювия базальта (индонезийский тип), описанного в Австралии (Carrroll, Woof, 1951). По составу эти продукты близки к сильно измененным продуктам выветривания базальта в разрезах тихоокеанского типа. Гиббсит хотя и составляет значительную долю в их составе, все же не играет главной роли. Иными словами, полного или почти полного разложения породы на свободные окислы здесь не происходит. Можно только предполагать, что на Сейшельских островах в наиболее благоприятных условиях могут быть встречены и такие существенно глиноземистые породы.

Более типичен западноавстралийский разрез коры выветривания гранито-гнейса, близкий по составу к разрезу элювия базальта, описанного Доротти Кэрролл и Марион Вуф. В обоих случаях в составе максимально измененных пород главная роль принадлежит минералам глинозема. Структура их конкреционная, свидетельствующая о перераспределении свободных окислов алюминия и железа. Некоторые различия в составе продуктов ранней стадии выветривания ограничивают это сходство. Однако гидрослюды в значительных количествах обнаружены только в одном из трех разрезов, описанных Кэрролл и Джонсом. Присутствие их, возможно, объясняется неравномерностью процесса выветривания и сохранением реликтовых слюдистых участков в нижней зоне.

Аналоги гвинейского типа разреза коры выветривания основных пород, для которого характерно непосредственное разложение исходной породы до свободных окислов алюминия, железа и титана (Михайлов, 1966; Писемский, 1968; Millot, 1964), среди элювия кислых пород нам не известны. Однако вполне вероятно, что отсутствие их объясняется лишь недостаточной изученностью элювиальных образований на кислых породах.

Сопоставление типичных кор выветривания кислых и основных пород, которые формировались в сходных климатических условиях, показывает, что принципиальных отличий в процессе их формирования нет. В обоих случаях основой процесса разложения пород является вынос оснований и кремнезема и сопутствующее ему накопление окислов алюминия, железа и титана. В кислых породах специфично поведение кварца, который выщелачивается очень слабо и относительно накапливается в продуктах выветривания. Из-за «разбавляющего» действия кварца доля окислов алюминия, железа и титана в составе продуктов выветривания кислых пород будет меньше, чем в продуктах выветривания основных,

находящихся на той же стадии разложения. Это отчетливо видно, например, при сравнении гиббсит-каолининовой зоны в элювии базальта Гавайских островов и кварц-гиббсит-каолининовой зоны элювия гранита острова Маэ. Количественно-минеральный состав тех и других пород представлен в табл. 34. При пересчете на бескварцевое вещество получаются близкие содержания основных компонентов. Разница в содержании минералов окислов железа и титана объясняется различием в составе исходных пород (бедного ими гранита и сравнительно богатого базальта). Из-за весьма невысокого содержания этих минералов процент гиббсита в продуктах выветривания гранита (бескварцевая часть) оказывается более высоким.

Таблица 34

Сравнение количественно-минерального состава (%) пород верхней зоны коры выветривания гранита с острова Маэ (Сейшельские острова) и оливинового базальта с острова Оаху (Гавайские острова)

Разрез	Кварц	Каолинит	Гиббсит	Гётит, гематит, гидрогематит	Магнетит	Окислы титана	Сумма
Остров Маэ, Сейшельские острова. Породы верхней части разреза	51,6	26,9	15,7	1,0	0,4	0,6	96,2
То же в пересчете на бескварцевое вещество	—	56,11	32,83	2,61	0,35	1,20	93,10
Остров Оаху, Гавайские острова. Породы верхней зоны	—	50,05	20,90	17,47	2,87	3,29	94,58

Ведущий процесс выщелачивания кремнезема и оснований в разных областях тропической зоны реализуется по-разному. Поэтому рассмотренные нами разрезы различаются по строению и составу выделяемых зон.

Глава IV

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В РАЗНЫХ ТИПАХ ЭЛЮВИЯ ОСНОВНЫХ ПОРОД

Типы элювия основных пород влажных тропиков и субтропиков, выделенные и описанные нами в предыдущих главах, являются основой для изучения геохимии этих образований.

Рассматривая поведение химических элементов при выветривании, мы разобьем их на две группы. К первой отнесем главные породообразующие элементы, ко второй малые. В числе главных элементов рассматриваются Na, K, Ca, Mg, Si, Al, Fe, Ti, из малых нами исследованы Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cr, V, Zr, Ga, а также P и Mn.

Раздельное рассмотрение породообразующих и малых элементов целесообразно по двум причинам. Первая заключается в специфических особенностях поведения тех и других элементов при выветривании (рассматриваются в главе I). Эти особенности во многом обусловлены влиянием минеральных форм нахождения элементов в исходной породе и, в частности, высокими концентрациями некоторых малых элементов в устойчивых к выветриванию минералах. Отметим попутно, что закономерности распределения главных (породообразующих) и малых элементов в исходных магматических породах многими исследователями также изучаются раздельно (Нокколдс и Митчелл, 1952; Sen a. etc., 1959), с последующим сопоставлением тех и других. Вторая причина — неодинаковая изученность главных и малых элементов в корах выветривания. Если для главных элементов известны хотя бы самые общие закономерности их распределения и выноса при выветривании, то изучение малых количественными методами только начинается. В частности, вопросы динамики их выноса пока в литературе еще не рассматривались.

В настоящей главе приводятся результаты изучения ряда химических элементов в разных типах кор выветривания, дополненные литературными данными.

Расчеты содержаний элементов в продуктах выветривания, а также количеств, выносимых из элювия, проводились с помощью метода абсолютных масс. Этот метод применительно к корам выветривания обычно именуется изоволюметрическим (Millot, Bonifas, 1955) или изообъемным (Михайлов, 1958).

Для каждого типа элювия рассматриваются: 1) распределение элементов в профиле выветривания, 2) динамика выноса отдельных элементов, 3) количество и состав выносимого материала на разных стадиях выветривания, 4) относительная подвижность элементов.

Под динамикой выноса мы понимаем количественное и качественное изменение состава выносимого материала по мере развития процесса выветривания, т. е. на разных его стадиях. Динамика выноса отдельных элементов — это изменение абсолютного и относительного количества каждого элемента, выносимого на разных стадиях выветривания.

Современные — четвертичные коры выветривания

Многими исследователями установлено, что в процессе выветривания в первую очередь наиболее интенсивно выносятся щелочи и щелочные земли, несколько менее интенсивно кремнезем, что же касается алюминия, железа и титана, то главная их масса сохраняется в продуктах выветривания. Наша задача состоит в том, чтобы рассмотреть динамику выноса главных элементов с количественной стороны и в разных типах элювия влажных тропиков. Удобнее всего начать рассмотрение с объектов, наиболее близких к нам по времени, т. е. с четвертичных — современных кор.

Элювий вьетнамского типа

В разрезах элювия вьетнамского типа выделяются, как мы видели, три типа пород, соответствующих трем стадиям выветривания: слабо выветрелые полиминеральные глины, умеренно выветрелые мономинеральные (метagalлуазитовые) глины и сильно выветрелые гиббсит-каолинитовые породы. Поведение главных элементов при формировании этих пород изучалось на примере двух разрезов: северовьетнамского и Батумского побережья Кавказа.

Распределение главных породообразующих элементов в профиле выветривания порфиритов и туфов ДРВ представлено в табл. 35. Количество анализов, которыми мы располагаем (по два на каждую категорию пород), недостаточно для того, чтобы исключить влияние неравномерности распределения элементов в исходной породе, а также неравномерного течения процесса выветривания. Поэтому данные табл. 35 следует рассматривать как приближенные, отражающие лишь порядок величин. Тем не менее в ней отчетливо видно убывание процентных содержаний Na, K, Ca, Mg и Si и соответственный рост процентных содержаний Al, Fe и Ti по мере увеличения степени измененности пород (табл. 35, см. левую графу для каждого элемента). О реальном выносе элементов и распределении оставшейся части в профиле выветривания можно судить, сравнивая абсолютные количества каждого элемента ($мг/см^3$) в породах разных стадий изменения с исходной породой (правая графа для каждого элемента).

Распределение элементов по профилю выветривания хорошо видно также на графиках фиг. 13. По сравнению с исходной породой их содержания более или менее значительно уменьшаются уже в слабо выветрелых породах. Оставшееся количество распределяется по-разному. Содержания оснований и титана изменчивы, в соседних образцах они отличаются в 2—3 раза, алюминий и железо распределяются более равномерно.

Чтобы показать, какая часть каждого элемента в процентах от его содержания в исходной породе сохраняется в продуктах выветривания разной степени изменения и какая выносится, мы произвели соответствующие расчеты, пользуясь данными табл. 35. Результаты расчетов показаны в табл. 36. Те же данные графически представлены на фиг. 14. Оказалось, что в слабо выветрелых породах северовьетнамского разреза сохраняется от 9 до 40% оснований, более 60% кремния, 70% алюминия, все железо, а количество титана возрастает в полтора раза.

В умеренно выветрелых породах содержится 4—18% от исходного содержания щелочей, 15—35% кальция и магния, 44% кремния, 70% алюминия, 84% железа и по-прежнему в полтора раза больше

Распределение главных (породообразующих) элементов в коре

Коренная порода и продукты выветривания		Обр., №	Объемный вес, г/см ³	Na		K	
Кора выветривания	Каолинитовые (метакаллаузитовые) породы с примесью гидрослюда 1М и гидроксидов железа	В-1	1,42	0,23	3,26	0,60	8,52
		В-2	1,68	0,08	1,34	0,93	15,62
	Среднее		1,55	0,16	2,30	0,76	12,06
	Хлорит-вермикулит-гидрослюдистая порода с примесью реликтовых минералов	В-3	1,92	2,34	44,93	0,14	2,69
В-4		1,68	0,16	2,68	0,60	10,08	
Среднее		1,80	1,25	23,80	0,37	6,38	
Коренная порода	Андезитовый порфирит и его туф	В-5	2,64	1,74	45,94	2,82	74,45
		В-6	2,64	2,83	74,71	2,26	59,66
Среднее		2,64	2,28	60,32	2,54	67,05	

Примечание. Содержания кремния пересчитаны на бескварцевое вещество. В левой части 1 см³ породы (г/см³).

титана, чем в исходной породе. Эти данные, а также коэффициенты устойчивости элементов характеризуют их относительную устойчивость (подвижность) при формировании разреза $(K): Na - 0,04; Ca - 0,15; K - 0,18; Mg - 0,35; Si - 0,4; Al - 0,7; Fe - 0,85; Ti - ?$

Ряд подвижности для данного разреза будет таким: $Na > Ca > K > Mg > Si > Al > Fe > Ti$.

Динамика выноса элементов в настоящем разрезе имеет следующие особенности. В начальную стадию разложения первичных минералов (формирование полиминеральных глин) выносятся 60—90% щелочей и щелочных земель, более 30% кремния, 30% алюминия от их содержания в порфирите. Железо не выносятся. Наблюдается небольшой его прирост, по-видимому, за счет перераспределения вновь образованных гидроксидов. В 1,5 раза увеличивается количество титана. В процессе дальнейшего преобразования глин в мономинеральные метакаллаузитовые теряется еще от 4 до 35% щелочей и щелочных земель, более 20% кремния, выносятся 16—24% железа. Количество алюминия и титана практически не меняется. Отметим весьма существенный вынос алюминия, который происходит в начальную стадию выветривания. Любопытно, что в этот момент он выносятся почти на $\frac{1}{3}$, так же как и кремний. Зато дальнейшая судьба этих элементов различна, при последующем разложении породы алюминий сохраняется в тех же количествах, тогда как кремний продолжает выносятся.

Поведение титана в рассматриваемом разрезе требует более подробных объяснений. Увеличение абсолютных количеств элемента в продуктах выветривания может объясняться двумя причинами; во-первых, присутствием титаномагнетита и других минералов, обогащающих отдельные участки породы, и, во-вторых, привносом титана. Последнее предположение кажется маловероятным, поскольку титан относится к числу наименее подвижных элементов в гипергенезе.

выветривания андезитового порфирита и его туфа. ДРВ

Ca		Mg		Si		Al		Fe		Ti	
0,62	9,80	1,26	17,89	13,35	189,57	10,12	143,70	14,84	210,73	1,16	16,47
0,34	5,71	1,29	21,67	15,04	252,67	12,26	205,97	10,46	175,73	3,38	56,78
0,52	7,75	1,28	19,78	14,19	221,12	11,19	174,83	12,65	192,73	2,27	35,63
0,51	9,79	1,71	32,83	17,97	345,02	8,85	169,92	13,17	252,86	2,37	45,50
0,94	15,79	0,66	11,09	18,80	315,84	10,69	180,66	14,67	246,46	1,40	23,52
0,73	12,79	1,19	21,96	18,39	330,43	9,77	175,29	13,92	249,66	1,89	34,51
1,26	33,26	3,67	96,89	18,89	498,70	9,73	256,87	8,83	233,11	0,66	17,42
2,79	73,66	0,63	16,63	19,32	500,05	9,28	244,99	8,59	226,78	1,12	29,56
2,02	53,46	2,15	56,76	19,11	499,38	9,50	250,93	8,71	229,94	0,89	23,49

графы для элементов указывается содержание (в вес. %), в правой — абсолютные количества на

Содержания титана в коренном порфирите и его туфе (см. табл. 35) сильно колеблются (почти в 2 раза в соседних образцах).

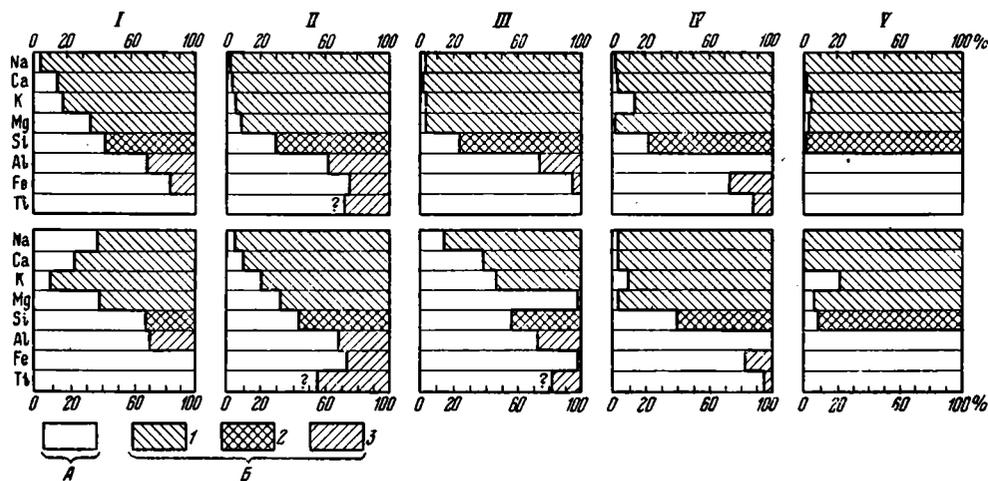
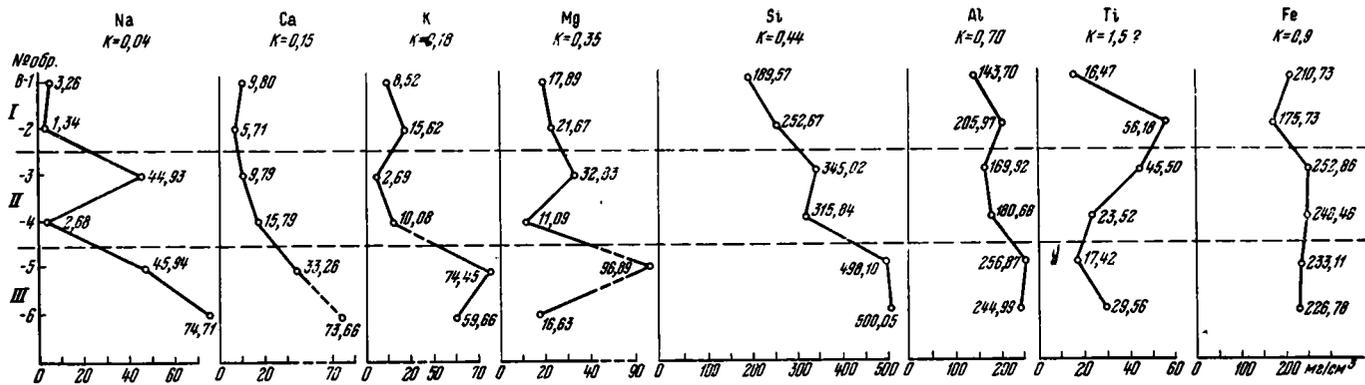
Это объясняется неравномерным распределением в них титаномагнетита, которое наследуется и продуктами выветривания. В последних неравномерное распределение титана усугубляется перераспределением лейкоксена, который образует вкрапленность, прожилки и оторочки вокруг выщелоченных миндалин, что отмечалось при описании разреза. Перераспределение лейкоксена является причиной выноса титана из одних участков породы и привноса его в другие, где абсолютные количе-

Таблица 36

Содержание главных элементов в продуктах выветривания порфирита и его туфа и их вынос (в % от исходного содержания). ДРВ

Элемент	Слабо измененные породы (хлорит-вермикулит-гидрослюдистые с примесью реликтовых минералов)		Умеренно выветрелые породы (металлаузитовые с примесью гидрослюд и гидроокислов железа)	
	Сохранилось	Вносятся	Сохранилось	Вносятся
Na	39	61	4	35
Ca	24	76	15	9
K	9	91	18	+9
Mg	39	61	35	4
Si	68	32	44	24
Al	70	30	70	—
Fe	100	+8	84	24
Ti	147	+47	152	+5

Примечание. Число со знаком + означает увеличение содержания по сравнению с менее выветрелой породой.



Фиг. 13. Распределение главных элементов в элювии андезитового порфирита и его туфа (ДРВ)
Породы: I — умеренно выветрелые, II — слабо выветрелые, III — коренные

Фиг. 14. Содержание главных элементов в элювии и выносимые количества каждого элемента в процентах от содержания в исходной породе (современные — четвертичные коры)
I — ДРВ, II — Батумское побережье Кавказа, III — остров Таити, IV — остров Оаху, Гавайская группа, V — Республика Гвинея. Нижний ряд — ранняя стадия выветривания, верхний — поздняя стадия выветривания. А — элементы в элювии; Б — элементы в выносе: 1 — Na, Ca, K, Mg, 2 — Si, 3 — Al, Fe, Ti

Состав выносимого материала (главные элементы) на разных стадиях выветривания. ДРВ

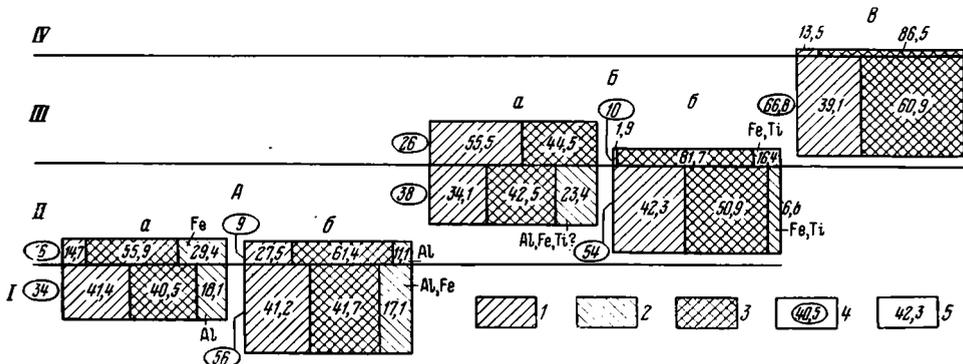
Стадия выветривания	Абсолютные количества (мг/см ³)								
	Na	Ca	K	Mg	Si	Al	Fe	Ti	Сумма
Формирование метагаллуазитовых глин	21,50	5,04	+5 68	2,18	109,31	0,46	56,93	+1,12	195,42
Формирование хлорит-вермикулит-гидрослюдистых пород	36,52	40,67	60,67	34,80	168,95	75,64	+19,72	+11,02	416,95
Содержание в коренной породе	60,32	53,46	67,05	56,76	499,38	250,93	229,94	23,49	1241,33

Стадия выветривания	% от общего количества выносимых элементов								
	Na	Ca	K	Mg	Si	Al	Fe	Ti	Сумма
Формирование метагаллуазитовых глин	10,99	2,58	—	1,13	55,9	0,25	29,15	—	100,00
	14,7				29,4				
Формирование хлорит-вермикулит-гидрослюдистых пород	8,76	9,76	14,53	8,35	40,5	18,10	—	—	100,00
	41,4				18,1				

Примечание. Знаком + показан привнос (?) элемента (при пересчете не учитывается).

ства элемента превышают его содержания в исходной породе. Поскольку количество анализов невелико (по два для каждого типа пород), такое перераспределение и создает впечатление привноса титана в элювиальную толщу извне.

Мы рассмотрели вынос каждого из главных элементов по отношению к его количеству в исходной породе. Оказалось, что формированию метагаллуазитовых глин в этом разрезе сопутствует выщелачивание натрия порядка 96%, кальция 85%, калия более 90%, магния 65%, кремния 56% и алюминия 30%. Железо перераспределяется в породе и выносится лишь в малой степени. Согласно расчетам (см. табл. 36), значительно возрастает содержание титана, однако приведенные ранее факты скорее говорят о неравномерности его распределения в исходной породе и перераспределении внутри выветрелой толщи, которые повлияли на результаты расчетов. Помимо динамики выноса отдельных элементов интересны количества и состав выносимого материала на разных стадиях выветривания (табл. 37, фиг. 15). В левой части табл. 37 показаны выносимые количества каждого элемента (в мг/см³), в правой они даны в процентах от суммарного количества выносимого материала, как это было сделано в свое время Н. М. Страховым (1965). По этим данным, на ранней стадии (формирование хлорит-вермикулит-гидрослюдистых пород) выносится вдвое больше вещества (416,95 мг/см³), чем на более поздней (формирование метагаллуазитовых глин), когда теряется 195,42 мг/см³. Суммарный вынос — 612,37 мг/см³. Вынос на ранней стадии составляет 34% от содержания элементов в породе, на более поздней — 16%. Всего выносится в процессе формирования элювия 50% материала исходной породы. На ранней стадии выноса более 40% составляют основания, порядка 40% кремний, 18% алюминий (железо и титан не выносятся). На поздней стадии выноса на долю щелочей приходится всего 14,7%, около 56% выноса составляет кремний, около 30% железо (алюминий и титан не выносятся).



Фиг. 15. Соотношения главных элементов в составе выносимого комплекса при формировании разных типов современного — четвертичного элювия основных пород

A — вьетнамский тип элювия: а — ДРВ, б — Батумское побережье Кавказа, Б — тихоокеанский тип элювия: а — остров Таити, б — остров Оаху (Гавайи), В — гвинейский тип элювия (запад Республики Гвинея)

Стадии выветривания: I — формирование полиминеральных глин, II — формирование мономинеральных метagalлуазитовых глин, III — формирование гибсит-метagalлуазитовых пород, IV — разложение до свободных окислов. Состав выносимого комплекса: 1 — Ca, Na, K, Mg, 2 — Al, Fe, Ti, 3 — Si, 4 — количество выносимых элементов в процентах от содержания в исходной породе, 5 — то же, в процентах от общего количества, выносимого на данной стадии выветривания

Распределение главных пороодообразующих элементов в другом разрезе вьетнамского типа, чаквинском (Батумское побережье Кавказа), показано в табл. 38 и на графиках фиг. 16 (данные табл. 38 заимствованы из работы Н. А. Лисицной и М. А. Глаголевой, 1968). В этом случае наблюдается несколько более интенсивный вынос всех элементов по сравнению с северовьетнамским разрезом. В слабо измененных породах, хлоритовых, с примесью метagalлуазита и гётита сохраняются (табл. 39) натрий и кальций (4—9%), калий и магний (20—32%), которые входят в решетку хлорита и других глинистых минералов, 44% кремния, порядка 70% алюминия и железа и 55% титана от их содержания в исходной породе. Неравномерное распределение титан-содержащих минералов и перераспределение в этом случае повлияло на расчеты в сторону уменьшения титана в элювии, что создает впечатление значительного его выноса на ранней стадии выветривания. На участках слабо измененных пород, содержащих свободный глинозем в виде гибсита, где выщелачивание кремния было более интенсивным, сохраняются 2—5% кальция, натрия и калия более 40% магния (в составе хлорита), порядка 23% кремния и более 70% алюминия (железо и титан остаются почти без изменений).

В умеренно измененных метagalлуазитовых глинах основания, включая магний, сохраняются в количестве 2—8% от содержания в порфирите, остается 30% кремния, более 60% алюминия и более 70% железа и титана. Коэффициенты устойчивости пороодообразующих элементов, вычисленные по данным табл. 38, в этом разрезе таковы (K): Na — 0,02; Ca — 0,03; K — 0,05; Mg — 0,08; Si — 0,30; Al — 0,62; Ti — 0,72; Fe — 0,75.

Следовательно, ряд подвижности для кор выветривания батумского разреза будет таким: $Na > Ca > K > Mg > Si > Al > Ti \geq Fe$. В целом, этот ряд совпадает с рядом подвижности для элювия ДРВ, только железо и титан меняются местами.

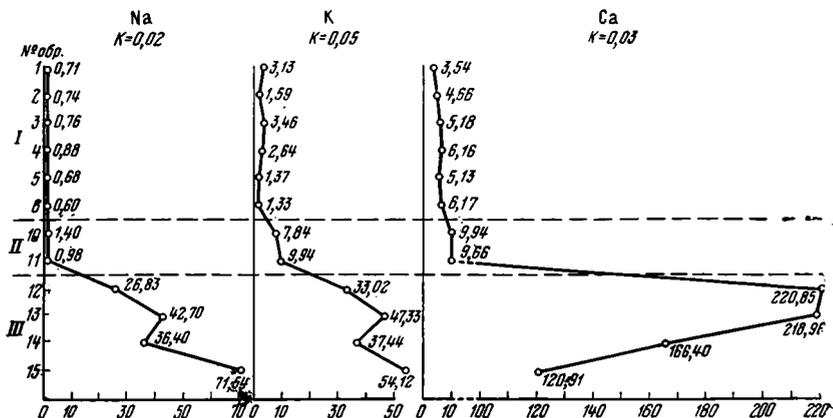
Вынос элементов. На ранней стадии (формирование хлоритовых глин с примесью метagalлуазита) выносятся более 90% натрия и кальция, 80% калия, 60—70% магния, 26—32% алюминия,

Таблица 38

Распределение главных породообразующих элементов в разрезе коры выветривания авгит-лабрадорового порфирита. Батумское побережье Кавказа

Коренная порода и продукты выветривания		Обр., №	Объемный вес, г/см ³		Na	K	Ca	Mg	Si	Al	Fe	Ti									
Кора выветривания	Метагаллуазитовые породы с примесью гётита и гидрогётита	1	1,01	0,07	0,71	0,31	3,13	0,35	3,54	0,51	5,15	15,36	155,14	13,92	140,59	10,75	108,58	0,91	9,19		
		2	1,06	0,07	0,74	0,15	1,59	0,44	4,66	0,34	3,60	14,65	155,29	14,24	150,94	11,85	125,61	0,99	10,49		
		3	1,08	0,07	0,76	0,32	3,46	0,48	5,18	0,89	9,61	14,49	156,49	13,14	141,91	12,10	130,68	0,97	10,48		
		4	1,10	0,08	0,88	0,24	2,64	0,56	6,16	1,06	11,66	16,45	181,00	12,97	142,67	12,23	134,53	1,00	11,00		
		5	1,14	0,06	0,68	0,12	1,37	0,45	5,13	0,56	6,38	14,99	170,89	14,13	161,08	13,35	152,20	1,16	13,22		
		6	1,21	0,05	0,60	0,11	1,33	0,51	6,17	0,63	7,62	15,44	186,82	15,00	181,50	9,12	110,35	0,85	10,28		
	Среднее			1,10	0,07	0,73	0,21	2,25	0,46	5,14	0,66	7,34	15,23	167,60	13,90	153,11	11,57	126,99	0,98	10,78	
	Хлоритовые породы с примесью метагаллуазита и гётита	с гиббситом	7	1,22	0,10	1,22	0,21	2,56	0,44	5,36	2,92	35,62	10,62	129,56	14,06	171,53	13,24	161,53	1,02	12,44	
			8	1,32	0,06	0,79	0,12	1,58	0,52	6,86	3,66	48,31	10,72	141,50	13,89	183,35	13,72	181,10	1,17	15,44	
			9	1,32	0,05	0,66	0,14	1,85	0,37	4,88	2,10	27,72	9,21	121,57	14,56	192,19	14,83	195,76	1,13	14,92	
		Среднее			1,29	0,07	0,89	0,15	2,00	0,44	5,70	2,89	37,22	10,18	130,88	14,17	182,36	13,93	179,46	1,11	14,28
		без гиббсита	10	1,40	0,10	1,40	0,56	7,84	0,71	9,94	2,02	28,28	17,06	238,84	12,55	175,70	9,16	128,24	0,63	8,82	
			11		0,07	0,98	0,71	9,94	0,69	9,66	2,14	29,96	17,63	246,82	11,30	158,20	8,57	119,98	0,55	7,70	
Среднее			1,40	0,08	1,19	0,63	8,89	0,70	9,80	2,08	29,12	17,33	242,83	11,92	166,95	8,86	124,11	0,59	8,26		
Коренная	Авгит-лабрадоровый порфирит	12	2,58	1,04	26,83	1,28	33,02	8,56	220,85	4,89	126,16	20,42	526,84	7,72	199,18	6,90	178,02	0,54	13,93		
		13	2,72	1,57	42,70	1,74	47,33	8,05	218,96	3,31	90,03	21,54	585,89	9,42	256,22	7,55	205,36	0,69	18,77		
		14	2,60	1,40	36,40	1,44	37,44	6,40	166,40	1,91	49,66	20,87	542,62	10,05	261,30	6,36	165,36	0,59	15,34		
		15	2,64	2,71	71,54	2,05	54,12	4,58	120,91	3,53	93,19	21,90	578,16	9,93	262,15	4,84	127,78	0,44	11,62		
	Среднее			2,63	1,68	44,37	1,63	42,98	7,00	181,78	3,41	89,79	21,18	558,38	9,98	244,71	6,42	169,13	0,56	14,92	

Примечание. В левой части графы для элементов указывается содержание (в вес. %), в правой — абсолютные количества на 1 см³ породы (мг/см³).



Фиг. 16. Распределение главных элементов в элювии авгит-лабрадоритового порфирита. Батумское побережье Кавказа

Породы: I — умеренно выветрелые, II — слабо выветрелые, III — коренные

от 0 до 27% железа и титана (?). Вынос кремния в начальную стадию составляет несколько более 50% и возрастает до 70% и более на отдельных участках интенсивного выщелачивания.

При дальнейшем изменении породы (стадия метagalлуазитовых глин) дополнительно выносятся магний (более 20 и даже 30% от исходного содержания), до 15% калия, 10—15% кремния, кальций и натрий почти полностью вынесены ранее. Содержание железа, алюминия и титана (?) меняется в меньшей степени. Необходимо отметить, однако, что в этом разрезе, так же как и в северовьетнамском, происходит заметный вынос алюминия. Что касается железа и особенно титана, то на результаты расчетов влияют (как уже отмечалось) неравномерное распределение магнетита в исходной породе, а также перераспределение окислов обоих элементов в продуктах выветривания.

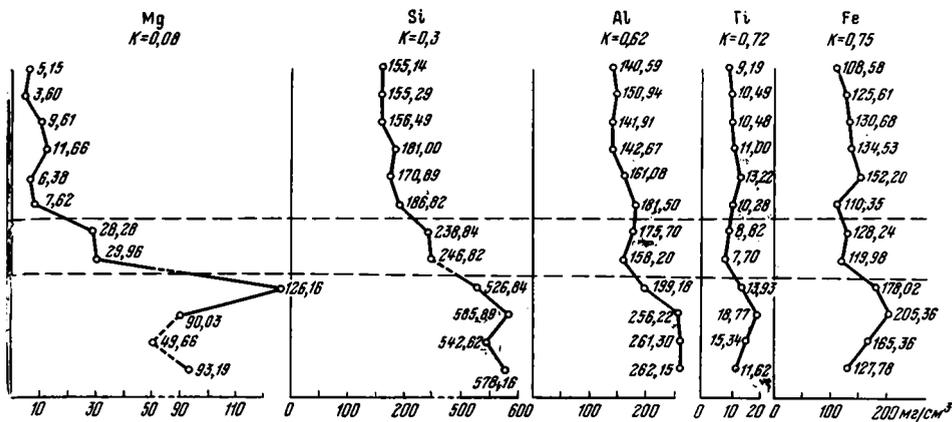
Суммарный вынос каждого элемента (в % от его исходного количества) в батумском разрезе составляет: Na, Ca, K, Mg — 92—93%, Si > 70%, Al — 26—32%, Fe — 0—25% и, возможно, некоторое количество титана. Содержание главных элементов в породах разной степени

Таблица 39

Содержание главных элементов в продуктах выветривания порфирита и его туфа и их вынос (в % от исходного содержания). Батумское побережье Кавказа

Элемент	Слабо выветрелые хлоритовые породы с примесью метagalлуазита и реликтовых минералов (без гиббсита)		Умеренно выветрелые породы (метagalлуазитовые глины)	
	Сохранилось	Выносятся	Сохранилось	Выносятся
Na	4	96	2	2
Ca	9	91	3	6
K	20	80	5	15
Mg	32	68	8	24
Si	44	56	30	14
Al	68	26—32	62	6
Fe	73	27	75	+2
Ti	55	4—45?	72	24—(+17)

Примечание. Число со знаком + означает увеличение содержания по сравнению с менее выветрелой породой.



изменения и их вынос (в % от исходного количества) графически показаны на фиг. 14.

Количество выносимого материала на разных стадиях выветривания и его состав были подсчитаны нами ранее (Лисицына, Глаголева, 1968). Коротко напомним результаты (см. фиг. 15). На ранней стадии выветривания при разложении пород и образовании хлоритовых и метагаллуазитовых глин общий вынос составляет $746,6 \text{ мг/см}^3$. При дальнейшем преобразовании (стадия метагаллуазитовых глин) он сократился до $139,9 \text{ мг/см}^3$, т. е. примерно в 5 раз.

Суммарный вынос — $886,5 \text{ мг/см}^3$, или 65,6% от исходного содержания. Из них на ранней стадии вынесено 55,2%, на более поздней стадии всего — 10,4%.

Состав выносимого материала на разных стадиях выветривания меняется. На ранней стадии основания и кремний выносятся примерно в равной степени и составляют 41,2 и 41,7% соответственно, доля устойчивых элементов (Al, Fe) равна 17,1% от всего выносимого материала. На более поздней стадии (формирование метагаллуазитовых глин) соотношение этих групп элементов несколько иное. Основания составляют 27,5% в общем выносе, роль кремния повышается до 61,4%, а роль устойчивых элементов падает до 11,1%.

Заканчивая описание разрезов вьетнамского типа, необходимо отметить то обстоятельство, что поведение главных элементов при формировании сильно измененных гиббсит-каолинитовых пород за отсутствием данных нами не рассматривалось. Как мы видели, уже на более ранней стадии метагаллуазитовых глин основания вынесены более чем на 90%. Для дальнейшего разложения пород с образованием свободного глинозема приходится предполагать дополнительный вынос кремния, который в сумме будет превышать 70% от исходного содержания. Во всяком случае гиббситсодержащие участки слабо измененных пород содержат всего 23% кремния от его количества в порфирите, что касается алюминия, железа и титана (?), то в гиббсит-каолинитовых породах других типов элювия, например тихоокеанского, они выносятся очень мало, по сравнению с начальным этапом выветривания, когда осуществляется главный их вынос.

Что же необходимо отметить в числе характерных черт поведения главных элементов при выветривании вьетнамского типа?

1. Общий вынос главных элементов составляет в разных разрезах 50—65% от их содержания в исходной породе.
2. Главная масса выносимого материала удаляется на ранней стадии выветривания. Для вьетнамского типа вынос на этой стадии составляет

34—56%, тогда как на поздней (формирование метагаллуазитовых глин) он сокращается до 10—16% от исходного и зависит от степени разложенности породы.

3. Состав выносимого материала также весьма существенно меняется в процессе выветривания (см. фиг. 15). На ранней стадии количество оснований примерно равно количеству кремния и составляет 40—42% от всего выносимого материала. Примечательно, что остальные 17—18% приходятся на долю устойчивых элементов: алюминия, железа и, возможно, какого-то количества титана.

На более поздней стадии выветривания вынос щелочей и щелочных земель заметно сокращается, поскольку главная их масса к этому времени уже выщелочена. В сильно редуцированном выносе этой стадии они составляют 15—27,5%, тогда как доля кремнезема растет до 60%. Доля устойчивых элементов (железо и алюминий) невелика.

Элювий тихоокеанского типа

Известные нам работы, количественно оценивающие вынос породообразующих элементов при выветривании тихоокеанского типа, немногочисленны. Интересны в этом отношении статьи Хоуга с соавторами (Hough a. etc., 1941 и другие его более ранние работы). В результате изучения 21 разреза элювия базальта Гавайских островов эти исследователи пришли к выводу о наиболее интенсивном выносе оснований, затем кремнезема, тогда как алюминий, железо и титан наиболее устойчивы. Они отмечают также, что на ранней стадии выветривания железо подвижнее алюминия, на поздней алюминий несколько подвижнее железа, а последнее подвижнее титана. Вынос кремнезема при выветривании на Гавайских островах составляет по их подсчетам 60—65% от исходного содержания в материнской породе. По данным других исследователей (Moig a. oth., 1936), он еще значительно больше и достигает 80%, а вынос оснований — 94% от исходного. Установлено, что главная масса изученных элементов выщелачивается в начальную стадию выветривания. В тихоокеанском профиле выветривания выделяются два типа пород, соответствующих двум стадиям изменения исходного базальта; умеренно измененные метагаллуазитовые глины с примесью окислов железа и титана, а также реликтовых минералов, и сильно измененные гиббсит-каолинитовые породы.

Распределение химических элементов в обоих типах пород изучалось в ряде разрезов на острове Оаху (Гавайские острова), Уполу (Самоа), Раротонга, Таити. В качестве примера приведем аналитические данные для Гавайского разреза (табл. 40). Изменение содержания элементов при переходе от материнской породы к элювию и распределение их в последнем видны на графиках (фиг. 17). Содержание элементов в породах разной степени изменения и их вынос (в процентах от содержания каждого в исходной породе) показано в табл. 41 и на фиг. 14. В умеренно измененных породах (метагаллуазитовые глины) присутствуют (в %): кальций, натрий, магний — 3, калий — 14, кремний — 40, титан >80, железо >90 и весь алюминий исходной породы. В сильно измененных гиббсит-каолинитовых (метагаллуазитовых) породах сохраняется примерно столько же щелочей и щелочных земель, что и в умеренно измененных породах: немногим более 20% кремния, железа более 70%, титана более 90%, алюминия 100% от исходного содержания в базальте. Коэффициенты устойчивости главных элементов в этом разрезе соответственно равны (K): Mg — 0,01; Na — 0,02; Ca — 0,03; K — 0,14; Si — 0,22; Fe — 0,73; Ti — 0,93; Al — 1. Ряд их подвижности будет: Mg > Na > Ca > K > Si > Fe > Ti > Al.

Распределение главных породообразующих элементов в разрезе коры выветривания оливинового базальта. Остров Оаху (Гавайские острова)

Коренная порода и продукты выветривания		Обр., №	Объемный вес, г/см ³	Na	K	Ca	Mg	Si	Al	Fe	Ti									
Кора выветривания	Гиббсит-каолининовая (метакаллазитовые) порода с примесью окислов железа	Г-2	1,20	0,07	0,80	0,12	1,39	0,52	6,24	0,09	1,10	10,30	123,60	14,60	175,20	16,71	200,52	3,32	39,84	
		Г-2	1,40	0,10	1,46	0,10	1,40	0,35	4,90	0,16	2,31	10,68	149,52	13,96	195,44	17,17	240,38	3,38	47,32	
		Г-3	1,40	0,10	1,46	0,20	2,79	0,35	4,90	0,13	1,88	11,66	163,24	12,68	177,52	18,58	260,12	3,55	49,70	
		Г-4	0,99	0,10	1,03	0,11	1,07	0,35	3,46	0,09	0,91	10,71	106,03	17,42	172,46	12,50	123,75	1,97	19,50	
		Г-5	1,17	0,10	1,22	0,08	0,97	0,35	4,10	0,10	1,15	12,69	148,47	16,03	187,55	12,48	146,02	2,39	27,96	
		Г-6	0,91	0,10	0,95	0,11	0,98	0,35	3,18	0,06	0,56	12,35	123,85	15,39	140,05	13,85	126,04	2,39	21,75	
		Г-7	1,08	0,10	1,12	0,06	0,63	0,35	3,78	0,04	0,46	4,30	46,44	22,02	237,82	12,27	132,52	2,11	22,79	
	Среднее			1,16	0,10	1,15	0,11	1,32	0,37	4,36	0,10	1,20	10,38	123,02	16,01	183,72	14,65	175,62	2,73	32,69
	Кора выветривания	Каолининовая (метакаллазитовые) порода с примесью реликтовых минералов	Г-8	1,23	0,10	1,28	0,06	0,71	0,35	4,30	0,006	0,07	14,91	183,39	15,39	189,30	12,26	150,80	2,03	24,97
			Г-8а	1,36	0,11	1,51	0,11	1,47	0,63	8,57	0,19	2,57	14,79	201,14	14,07	191,35	14,12	192,03	2,39	32,50
Г-9			1,49	0,10	1,55	0,08	1,24	0,48	7,15	0,32	4,72	15,35	228,72	14,35	213,82	12,97	193,25	2,26	33,67	
Г-10			1,54	0,10	1,60	0,06	0,92	0,30	4,62	0,11	1,69	15,88	244,55	14,63	225,30	12,72	195,89	1,97	30,34	
Г-11			1,66	0,08	1,34	0,10	1,66	0,24	3,98	0,14	2,32	15,36	254,98	14,53	241,20	12,78	212,15	2,26	37,52	
Г-12			1,69	0,08	1,37	0,10	1,69	0,26	4,39	0,16	2,69	14,82	250,46	14,73	248,94	14,15	239,13	2,26	38,19	
Г-13			1,36	0,08	1,10	0,08	1,13	0,26	3,54	0,24	3,24	15,86	215,70	13,79	187,54	13,72	186,59	2,55	34,68	
Среднее			1,48	0,09	1,39	0,08	1,26	0,36	5,22	0,17	2,47	15,28	255,56	14,50	213,92	13,24	195,69	2,24	33,12	
Коренная	Оливиновый базальт	Г-14	2,26	2,16	48,84	0,63	14,26	6,49	146,67	3,95	89,34	24,22	547,37	6,80	153,68	9,05	204,53	1,42	32,09	
		Г-15	2,70	1,92	51,76	0,15	4,02	5,71	154,17	3,14	84,64	22,01	594,27	7,71	208,17	10,15	274,05	1,42	38,34	
	Среднее			2,48	2,04	50,30	0,39	9,14	6,10	150,42	3,54	86,99	23,12	570,87	7,25	180,92	9,60	239,29	1,42	35,22

Примечание. В левой части графы для элементов указывается содержание (в вес. %), в правой — абсолютные количества на 1 см³ породы (мг/см³).

Содержание главных элементов в продуктах выветривания базальта и их вынос (в % от исходного количества). Остров Оаху (Гавайские острова)

Элемент	Умеренно выветрелые метагаллуазитовые породы		Сильно измененные гибсит-метагаллуазитовые породы		Элемент	Умеренно выветрелые метагаллуазитовые породы		Сильно измененные гибсит-метагаллуазитовые породы	
	Сохранилось	Выносятся	Сохранилось	Выносятся		Сохранилось	Выносятся	Сохранилось	Выносятся
Na	3	97	2	1	Si	40	60	22	18
Ca	3	97	3	—	Al	100	—	100	—
K	14	86	14	—	Fe	82	18	73	9
Mg	3	97	1	2	Ti	94	6	93	1

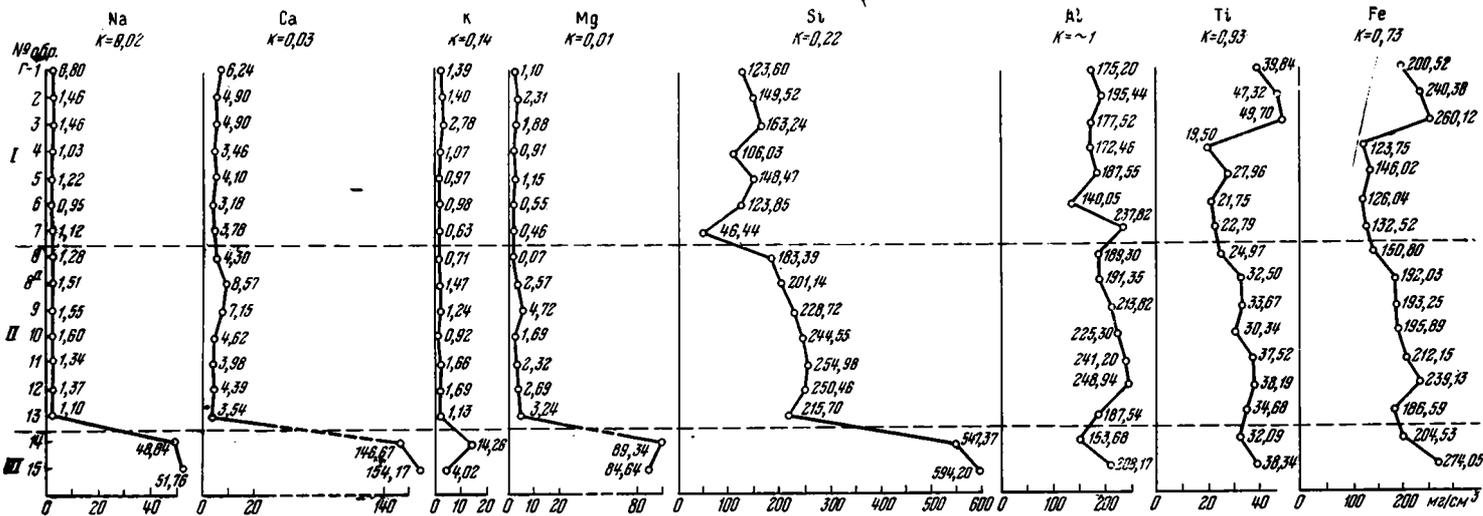
Таблица 42

Состав выносимого материала (главные элементы) на разных стадиях выветривания оливинового базальта

Стадия выветривания	Абсолютные количества (мг/см ³)								
	Na	Ca	K	Mg	Si	Al	Fe	Ti	Сумма
Формирование гибсит-каолини- товых глин	0,24	0,86	+0,06	1,27	102,54	+2,80	20,07	0,43	125,41
Формирование каолини- товых (метагаллуазито- вых) пород	48,91	145,20	7,88	84,52	345,31	+33	43,60	2,10	677,52
Содержание в кор- енной породе	50,30	150,42	9,14	86,99	570,87	180,92	239,29	35,22	1323,15

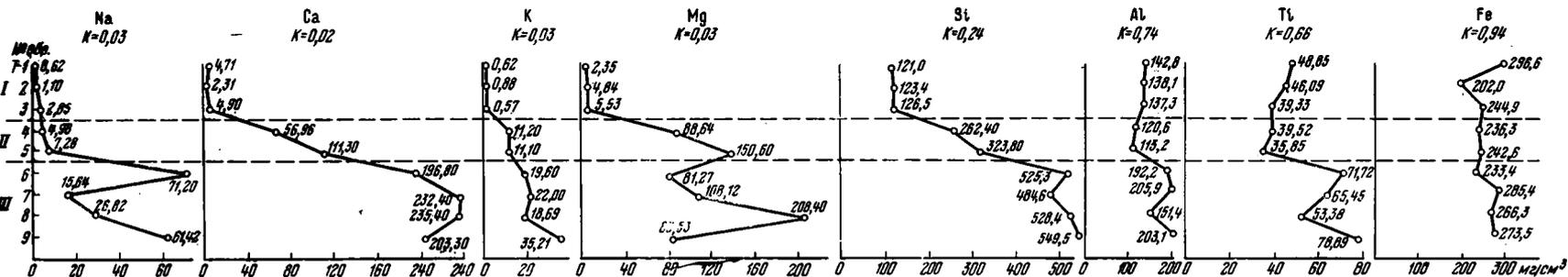
Стадия выветривания	% от общего количества выносимых элементов								
	Na	Ca	K	Mg	Si	Al	Fe	Ti	Сумма
Формирование гиб- сит-каолини- товых глин	0,19	0,71	?	1,0	81,7	—	16,06	0,34	100,00
	1,9						16,4		
Формирование као- лини- товых (метагал- луазитовых) пород	7,24	21,39	1,16	12,51	50,9	—	6,49	0,31	100,00
	42,3						6,8		

Вынос элементов на ранней стадии выветривания составляет более 90% оснований от их содержания в базальте (кроме калия, который частично сохраняется), более 50% кремния, около 20% железа, 6% титана, алюминий практически не выносятся. Дальнейшее изменение базальта (стадия гибсит-каолини-
товых пород) сопровождается выносом еще 15—20% кремния, 9—10% железа, выносимые количества титана и алюминия почти не меняются. Суммарный вынос элементов в этом разрезе, где максимально измененные породы имеют гибсит-каолини-
товый состав, составляет: 97—99% — натрия, кальция, магния, 86% — калия, 78% — кремния, 27% — железа, 7% — титана, алюминий практически не выносятся.



Фиг. 17. Распределение главных элементов в элювии базальта. Остров Оаху (Гавайские острова)

Породы: I — сильно выветрелые, II — умеренно выветрелые, III — коренные



Фиг. 18. Распределение главных элементов в элювии базальта. Остров Таити

Породы: I — сильно выветрелые, II — умеренно выветрелые, III — коренные

Распределение главных породообразующих элементов

Коренная порода и продукты выветривания		Обр. №	Объемный вес, г/см ³	Na	K	Ca			
Кора выветривания	Гиббсит-каолинитовые (метагаллуазитовые) породы с примесью окислов железа и титана	T-1	1,24	0,05	0,62	0,05	0,62	0,38	4,71
		T-2	1,10	0,10	1,10	0,08	0,88	0,21	2,31
		T-3	1,14	0,25	2,85	0,05	0,57	0,43	4,90
	Среднее		1,16	0,13	1,52	0,06	0,69	0,34	3,97
Кора выветривания	Каолинитовые (метагаллуазитовые) породы с примесью реликтовых минералов	T-4	1,60	0,31	4,96	0,70	11,20	3,56	56,96
		T-5	1,82	0,40	7,28	0,61	11,10	6,12	111,30
	Среднее		1,71	0,36	6,12	0,66	11,15	4,84	84,13
Коренная порода	Оливиновый базальт	T-6	2,58	2,76	71,20	0,76	19,60	7,63	196,80
		T-7	2,20	0,59	12,98	0,83	18,26	8,77	192,94
		T-8	2,71	0,99	26,82	0,69	18,69	8,69	235,40
		T-9	2,73	2,25	61,42	1,29	35,21	7,45	203,30
	Среднее		2,56	1,65	43,10	0,89	22,94	8,14	207,11

Примечание. В левой части графы для элементов указывается содержание (в вес. %): в

Сравним количества выносимого материала и его состав на разных стадиях выветривания (табл. 42). На ранней стадии при формировании метагаллуазитовых глин выносимое количество материала равняется 677,5 мг/см³, что составляет 54% от содержания в исходной породе. При формировании гиббсит-каолинитовых пород выносятся в 5 раз меньше (125,41 мг/см³, или 10% от исходного количества). В сумме продукты выветривания в этом разрезе теряют более 60% массы главных элементов базальта. Рассмотрим состав выносимого материала на каждой стадии. При разложении базальта (формирование метагаллуазитовых глин) щелочи и щелочные земли составляют более 42% выноса, кремний 51%, железо и титан — в сумме около 7%. На следующей стадии 82% выносимого материала приходится на кремний; щелочи к этому времени уже удалены и составляют менее 2% выноса, на долю железа и частично титана (?) приходится около 16% выноса.

Среди разрезов тихоокеанского типа изученный нами гавайский разрез является в некотором роде идеальным. Умеренно измененные метагаллуазитовые глины и, тем более, гиббсит-каолинитовые содержат очень небольшое количество реликтовых минералов и представляют собой продукт довольно полного преобразования базальта в глинистую породу (см. главу III). Поэтому геохимические изменения, связанные с выветриванием алюмосиликатов базальта, здесь особенно наглядны и могут считаться характерными для тихоокеанского типа элювия.

Рассмотрим изменение выноса главных элементов при формировании элювия тихоокеанского типа в случае неполного разложения породы и присутствия в продуктах выветривания значительного количества

в разрезе коры выветривания базальта. Остров Таити

Mg		Si		Al		Fe		Ti	
0,19	2,35	9,76	121,00	11,52	142,80	23,92	296,61	3,94	48,85
0,44	4,84	11,22	123,40	12,56	138,10	18,37	202,00	4,19	46,09
0,31	3,53	11,10	126,50	12,05	137,30	21,49	244,90	3,45	39,33
0,31	3,57	10,69	123,60	12,04	139,40	21,26	247,80	3,86	44,76
5,54	88,64	16,40	262,40	7,54	120,60	14,77	236,32	2,47	39,52
8,28	150,60	17,79	323,80	6,22	113,20	13,33	242,60	1,97	35,85
6,92	119,62	17,10	293,10	6,88	116,90	14,05	239,50	2,22	37,68
3,15	81,27	20,36	525,28	7,45	192,20	9,05	233,40	2,78	71,72
4,08	89,76	18,29	402,38	7,77	170,94	10,77	236,94	2,47	54,34
7,69	208,40	19,50	528,40	5,59	151,40	9,83	266,30	1,97	53,38
3,06	83,58	20,13	549,50	7,44	203,10	10,02	273,50	2,89	78,89
4,499	115,74	19,57	501,39	7,06	179,41	9,92	252,54	2,53	64,56

правой — абсолютные количества на 1 см³ породы (мг/см³).

Таблица 44

Содержание главных элементов в продуктах выветривания базальта и их вынос (в % от исходного количества). Остров Таити

Элемент	Умеренно измененные метагальузито-вые породы		Сильно измененные гиб-бсит-каолини-товые породы		Элемент	Умеренно измененные метагальузито-вые породы		Сильно измененные гиб-бсит-каолини-товые породы	
	Сохраня-лось	Вносит-ся	Сохраня-лось	Вносит-ся		Сохраня-лось	Вносит-ся	Сохраня-лось	Вносит-ся
Na	14	86	3	11	Si	58	42	25	33
Ca	40	60	2	38	Al	65	35	78	+13
K	49	51	3	46	Fe	94	6	98	+4
Mg	100	—	3	97	Ti	58	42?	69	+11

Примечание. Числа со знаком + означают увеличение содержания по сравнению с менее выветрелой породой.

реликтовых минералов. Характерным примером в этом отношении может быть разрез острова Таити (см. описание вещественного состава). В табл. 43 дано распределение порообразующих элементов в профиле выветривания. В табл. 44 рассчитаны содержания главных элементов в элювии и их вынос в процентах от исходного количества в материнской породе. Графически эти же данные представлены на фиг. 18.

В умеренно выветрелых породах сохраняется 14% натрия, 40% — кальция, 49% — калия и почти весь магний (!). Кремний присутствует в количестве 58% от исходного содержания, титан — 58%, алюминий — 65%, железо — 94%.

В сильно выветрелых породах остается по 2—3% натрия, кальция, калия и магния, 25% — кремния, 70% — титана, 78% — алюминия и 98% — железа.

Динамика выноса элементов в данном разрезе существенно иная, чем в разрезе острова Оаху. При разложении базальта выносятся 86% — натрия, 60% — кальция, более 50% — калия, почти не выносятся магний, теряется более 40% кремния (от исходного количества, т. е. значительно меньше, чем в Гавайском разрезе). Любопытно и несколько неожиданно потеря более 30% алюминия от его содержания в базальте, железо устойчиво — вынос его составляет 6% от исходного количества. Что касается титана, то уменьшение его содержания (более чем на 40% от исходного количества) вряд ли происходит за счет выноса этого устойчивого элемента. Единственное удовлетворительное объяснение мы находим, как и в ранее рассмотренных случаях, в неравномерном распределении титансодержащих минералов и перераспределении вновь образованных его окислов в элювии (см. описание разреза).

В следующую стадию (формирование гиббсит-каолиновых пород) теряются почти все основания (вынесено 97—98% каждого элемента), более 30% кремния, железо практически не меняется, количество вынесенного алюминия и титана немного растет. Ряд подвижности главных элементов в этом разрезе следующий: $Ca > Na = K = Mg > Si > Ti > Al > Fe$.

Общий вынос на разных стадиях выветривания показан в табл. 45. При разложении породы (стадия метагаллуазитовых глин) выносятся 488,6 мг/см³, что составляет 35,2% от содержания главных элементов в породе. На следующей стадии выносятся еще 380,8 мг/см³, т. е. 27,4% от исходного количества. В целом вынос главных элементов в таитянском разрезе составляет 62,6%. В отличие от разреза острова Оаху, где суммарно выносятся примерно такое же количество материала (64% от исходного содержания элементов), схема выноса несколько иная (см. фиг. 15).

Часть материала задерживается в составе реликтовых минералов. Поэтому, на ранней стадии щелочи и щелочные земли составляют только 35% выноса, кремний около 43%, на алюминий, железо и титан приходится 22%. В дальнейшем (формирование гиббсит-метагаллуазитовых глин) выщелачиваются основания, составляя почти 55% выноса (на острове Оаху — около 2%). Кремний выносятся интенсивно, но наряду с основаниями (44%); алюминий, железо и титан не выносятся.

Таким образом, вынос значительной части оснований, обычно весьма интенсивный при разложении породы, здесь запаздывает и осуществляется уже при частичном разложении метагаллуазитовых глин, поскольку с ним совпадает и разложение реликтовых минералов, ранее сохранившихся в глинах почти на 50% и более. Близкая схема выноса оснований наблюдается и в разрезе острова Раротонга, также обогащенном реликтовыми минералами, и отчасти на острове Уполу (Самоа). Вынос кремния в начальную стадию выветривания также несколько менее интенсивный, чем, например, в гавайском разрезе. В следующую стадию образования гиббсит-каолиновых пород он компенсируется за счет дополнительного выноса и в сумме составляет около 80% от содержания в исходной породе. Эти особенности связаны с неполным разложением базальта и сохранением в метагаллуазитовых глинах значительного количества реликтовых минералов.

Состав выносимого материала (главные элементы) на разных стадиях выветривания базальта. Остров Таити

Стадия выветривания	Абсолютные количества (мг/см ³)								
	Na	Ca	K	Mg	Si	Al	Fe	Ti	Сумма
Формирование гибсит-каолини- товых пород	4,60	80,16	10,46	116,05	169,50	+22,50	+8,30	+7,08	380,77
Формирование каолини- товых (металлаузитовых) пород с приме- сью реликто- вых минералов	36,98	122,98	11,79	+3,88	208,29	62,51	19,14	26,88?	488,57
Содержание в ко- ренной породе	43,10	207,11	22,94	115,74	501,39	179,41	252,54	64,56	1386,7

Стадия выветривания	% от общего количества выносимых элементов								
	Na	Ca	K	Mg	Si	Al	Fe	Ti	Сумма
Формирование гиб- сит-каолини- товых пород	1,2	21,1	2,7	30,5	44,5	—	—	—	100,00
	55,5								
Формирование као- лини- товых (металлау- зитовых) пород с примесью реликто- вых минералов	7,6	25,2	2,4	—	42,7	12,7	3,9	5,5?	100,00
	35,2					22,1			
Содержание в корен- ной породе									

Примечание. Числа со знаком + означают увеличение содержания по сравнению с менее выветрелой или исходной породой.

В разрезе острова Таити, так же как и в разрезах вьетнамского типа, обращает на себя внимание довольно существенный вынос алюминия, который осуществляется на ранней стадии выветривания (см. табл. 44). Этот факт имеет большое принципиальное значение и требует пристального внимания. Проверить его можно следующим образом. Сравним образцы, взятые из одного и того же валунообразного останца, его выветрелой оболочки и ближайшего окружения. Все три образца свежего и выветрелого в разной степени базальта отстоят

Таблица 46

Вынос алюминия и кремния при выветривании базальта. Остров Таити

Порода	Объемный вес образ- ца, г/см ³	Содержание				Вынесено (в % от исходной породы)	
		Si		Al		Si	Al
		%	мг/см ³	%	мг/см ³		
Свежий базальт (ядро останца)	2,2	18,29	402,4	7,77	170,9	—	—
Измененный базальт (1-й кон- центр)	1,6	16,40	262,4	7,54	120,6	35	29
Более измененный базальт (2-й концентр)	1,14	11,10	126,5	12,05	137,3	69	20

друг от друга на расстоянии 1—5 см. Содержание в них алюминия и кремния, а также объемный вес каждого показаны в табл. 46.

Если учесть, что измененный базальт первого концентрата представляет собой метагаллуазитовую глину с примесью реликтовых минералов, а порода второго концентрата — метагаллуазитовая с примесью гиббсита, то в данном конкретном случае при разложении базальта выносятся кремний порядка 35% и около 30% алюминия, а при дальнейшем разложении суммарный вынос кремния составляет около 70% алюминия — около 20—30% от исходного количества. Цифры получились того же порядка, что и при расчетах всех анализов пород таитянского разреза (см. табл. 44). Отсюда следует, что при разложении базальта в условиях острова Таити, наряду с выносом кремния, наблюдается также значительный вынос алюминия. Важно подчеркнуть, что он осуществляется в начальную стадию выветривания — дальнейшее разложение породы с образованием гиббсит-каолинитовых глин происходит без потери алюминия. Напротив, содержание его даже несколько увеличивается, возможно, за счет перераспределения внутри толщи элювия. Такое же явление, хотя и в меньшей степени, отмечается в разрезе острова Раротонга.

Итак, неполное разложение породы с сохранением значительных количеств реликтовых минералов в продуктах выветривания нарушает схему выноса для элювия тихоокеанского типа. Вынос большинства элементов запаздывает, соответственно на ранней стадии он оказывается не столь массовым, как в других разрезах, и частично происходит на более поздней стадии развития профиля выветривания (см. фиг. 15). Нарушаются и соотношения выносимых элементов, характерные для данного типа элювия (см. табл. 45).

Элювий индонезийского и гвинейского типов

В элювии индонезийского типа, древним аналогом которого является разрез, описанный Д. Кэрролл и М. Вуф в Инверелле (Австралия), воспроизведенный в одной из моих работ (Лисицына, 1967), при разложении базальта образуются гиббсит-каолинитовые глины и гиббситовая порода с примесью каолинита, минералов окислов железа и титана. По приблизительным подсчетам сначала выносятся более половины кремния и почти все основания. В существенно гиббситовой породе максимально вынесено до 90% кремния. Алюминий, железо и титан накапливаются. Еще более интенсивное разложение базальта (долерита) с резким переходом от свежей породы к максимально выветрелой запечатлено в элювии гвинейского типа, описанном Б. М. Михайловым (1966). По минеральному составу в нем выделяются две зоны. Нижняя гётит-гематит-гиббситовая (структурный боксит, по Б. М. Михайлову) содержит небольшую примесь каолинита вблизи контакта со свежей породой (выщелоченный долерит). Реликтовая структура долерита в ней сохраняется. Верхняя зона — гётит-гиббсит-гематитовая (кираса). Для нее характерны колломорфная и бобовая структуры.

Распределение породобразующих элементов в разрезе элювиальной толщи опубликовано Б. М. Михайловым (1966). Путем сравнения абсолютных количеств каждого элемента в продуктах выветривания с их абсолютными количествами в исходном долерите определено, что вблизи контакта сохраняется: магний — 6%, калий — 22% от их исходного содержания. Натрий и кальций вынесены полностью. Количество кремния, сохранившегося в выщелоченном долерите, составляет примерно 8%, алюминий, железо и титан не выносятся, содержание их в единице объема значительно превышает исходные количества, что объясняется Михайловым как результат миграции

алюминия и железа, а возможно, и окислов титана внутри толщи элювия. В верхней части гётит-гематит-гиббситовой зоны (структурный боксит) основания практически отсутствуют. Определено: Mg — 2%, K — 4%, Ca и Si — менее 1% от их содержания в долерите. Количество алюминия еще более высокое, чем в нижней части пачки, железо и титан составляют примерно 100% по отношению к исходному.

Для изучения элементов в гётит-гиббсит-гематитовой зоне (кираса) мы не можем воспользоваться изобъемным методом, поскольку структура исходной породы здесь не сохраняется. Отметим, однако, общую тенденцию изменения в ней главных элементов: щелочи и щелочные земли практически вынесены, количество кремния составляет 9% от исходного (за счет примеси делювиального кварца), количества алюминия, железа и титана превышают исходные (в долерите), что объясняется их перераспределением в элювии и, что еще более существенно, уплотнением кирасы, так что единица ее объема соответствует нескольким единицам объема долерита.

Итак, при разрушении долерита и формировании нижней зоны выносятся более 90% кремния, около 80% калия, 94% магния от их содержания в долерите. Натрий и кальций выносятся полностью. Дальнейшее изменение породы с разрушением глинистой примеси происходит при очень слабом выносе кремния и оснований, поскольку главная их масса уже удалена. Ряд подвижности в этом разрезе: $Na > Ca > Si > Mg > K > Fe > Ti > Al$. Расчеты, выполненные тем же методом, что и раньше, показывают, что при разложении долерита количество выносимых элементов составляет $1055,18 \text{ мг/см}^3$, или 63,3% от исходного содержания, при формировании гётит-гиббсит-гематитовых пород выносятся $57,86 \text{ мг/см}^3$, т. е. 3,5% их содержания в долерите. Суммарный вынос, таким образом, составляет около 67% от исходной породы и почти все это количество приходится на раннюю стадию выветривания. Мы несколько искусственно выделили здесь стадию образования пород, содержащих примесь каолинита. Дело в том, что мощность выщелоченного долерита не превышает 0,5 м, и фактически свежая порода быстро сменяется структурным бокситом. Поэтому суммарный вынос, составляющий около 67% от исходного содержания элементов, практически осуществляется на ранней стадии выветривания при разложении долерита.

Весьма характерен также состав выносимого материала. Выносятся только щелочи, щелочные земли и кремний, последний преобладает и на ранней стадии, составляя 61% выноса, и на поздней, где на его долю приходится около 87% от выносимого количества. Устойчивые элементы (Al, Fe и Ti) не выносятся, напротив, количества их даже возрастают по сравнению с исходным за счет перераспределения и приноса из других участков элювия.

Обсуждение полученных данных (современные — четвертичные коры выветривания)

В настоящем разделе в разных типах современного — четвертичного элювия мы рассмотрели вынос главных элементов по отношению к их исходным количествам, распределение оставшейся части каждого элемента в профиле выветривания, а также количество и состав выносимого материала на разных стадиях элювиального разложения пород. Суммируя полученные результаты, отметим, с одной стороны, общие черты геохимии современного — четвертичного элювия разных типов, с другой, постараемся выявить те особенности, которые отличают один тип элювия от другого.

Количественное изучение выноса химических элементов в процессе развития профиля коры выветривания для разных типов элювия позволяет наметить характерные особенности его динамики.

1. Сопоставляя данные о выносе элементов при формировании разных типов элювия, нельзя не заметить, что главная их масса удаляется на ранней стадии процесса при разложении исходной породы и образовании первых глинистых продуктов (см. фиг. 15). В разрезах зонального строения максимальный вынос элементов происходит вслед за дезинтеграцией породы при формировании нижней зоны профиля выветривания. Напомним, что в корах выветривания субтропических и тропических областей при интенсивном выветривании зона дезинтеграции слабо выражена и специально нами не выделяется. В разрезах, где нет ярко выраженных зон, максимальный вынос соответствует формированию первых, наименее измененных продуктов. Так, для вьетнамского типа элювия он соответствует формированию нижней зоны полиминеральных глин, хлорит-вермикулит-гидрослюдистых, или хлорит-метагаллуазитовых (Батумское побережье Кавказа), иногда монтмориллонитовых или нонтронитовых, для тихоокеанского типа — образованию мономинеральных метагаллуазитовых глин, которые являются первыми продуктами выветривания. В индонезийском типе главная масса элементов выносятся в процессе преобразования материнской породы в гиббсит-каолинитовые (метагаллуазитовые) глины, в гвинейском — при

Вынос главных элементов на разных стадиях формирования вьетнамского,

Разрез	Тип элювия			
	вьетнамский			
	Батумское побережье Кавказа	Вынос	ДРВ	Вынос
Стадии выветривания				
	Гиббсит-метагаллуазитовые глины с примесью гётита	?	Гиббсит-метагаллуазитовые глины с примесью гётита	?
	Гётит-метагаллуазитовые глины	14	Метагаллуазитовые глины с примесью гидрослюды и гётита	32
	Хлоритовые и метагаллуазитовые глины	86	Хлорит-вермикулит-гидрослюдистые глины с примесью реликтовых минералов	68
Суммарный вынос (в % от исходного содержания)		65		50

разложении исходного долерита с образованием гётит-гематит-гибситовой зоны.

На первых этапах дальнейших преобразований глинистой толщи при формировании верхних зон профиля выветривания или умеренно и сильно выветрелых пород в сумме выносятся несоизмеримо меньшее количество элементов.

На графиках (см. фиг. 15) для разных типов элювия показан общий вынос главных элементов (в % от содержания в исходной породе). Нижняя часть диаграммы, соответствующая выносу элементов при разложении коренной породы (формирование слабо выветрелых пород), на много больше верхней, характеризующей вынос при формировании умеренно и сильно выветрелых пород. Если принять цифры, характеризующие общий вынос главных элементов для каждого типа элювия за 100%, то легко рассчитать, какая часть приходится на разные стадии выветривания (табл. 47). Выяснилось, что в элювии Батумского побережья Кавказа при разложении порфирита и формировании наименее выветрелых пород разреза — хлоритовых и метагаллуазитовых глин — выносилось 86%, а при дальнейшем их преобразовании в умеренно выветрелые гётит-метагаллуазитовые глины — не более 14% всего выносимого количества элементов. Примерно такие же соотношения наблюдаются и в разрезе острова Оаху (тихоокеанский тип), где на ранней стадии разложения базальта и формирования метагаллуазитовых глин выносилось 84%, а на более поздней (формирование гиббсит-метагаллуазитовых глин) — на 16% (от выносимого количества

Т а б л и ц а 47

тихоокеанского и гвинейского типов элювия (в % от общего выноса)

Тип элювия #					
тихоокеанский				гвинейский	
Остров Оаху	Вынос	Остров Таити	Вынос	Западная Гвинея	Вынос
Титан-железисто-глиноземистые породы		?		а) Гиббсит-гётит-гематитовая порода б) Гётит-гематит-гибситовая порода, в нижней части с примесью каолинита	5
Гиббсит-метагаллуазитовые глины с примесью железа	16	Гиббсит-метагаллуазитовые глины с примесью окислов железа и титана	40		95
Метагаллуазитовые глины	84	Метагаллуазитовые глины с примесью реликтовых минералов	60		
	64		64		67

элементов). В гвинейском разрезе почти вся масса главных элементов (более 95%) выносилась сразу при разложении долерита.

Итак, в трех приведенных примерах при разложении исходной породы выносятся не менее 80% всего выщелачиваемого количества главных элементов. Дальнейший вынос во много раз меньше. Несколько иная динамика выноса главных элементов наблюдается в разрезах ДРВ и острова Таити. В них на ранней стадии выветривания выносятся 60—70% элементов от всего выщелачиваемого количества, зато на более поздней их вынос компенсируется (извлекается 30—40%). В связи с этим необходимо напомнить, что в каждом типе элювия наряду с разрезами, в которых элювиальная толща полностью изменена до определенной стадии, встречаются разрезы, в которых продукты, разложенные до той же стадии, содержат останцы исходной породы и скопления слабо измененных реликтовых минералов. В первом случае, как уже отмечалось, мы имеем дело с равномерно или полно измененной толщей, во втором — с неравномерно или неполно выветрелой. В последнем случае, как мы уже знаем, вынос главных элементов несколько запаздывает и количественные различия между массовым и редуцированным выносом заметно уменьшаются.

Анализ приведенных данных позволяет сделать определенный вывод о том, что вынос главных элементов во всех типах тропического элювия происходит по единой схеме. Иными словами, динамика выноса во всех типах одна и та же. Основная ее особенность заключается в том, что главная масса элементов выносятся при разложении исходной породы, затем вынос резко сокращается. Преобразования глинистого элювия и возникновение зональности выветрелой толщи сопровождаются сравнительно слабым выносом.

Итак, массовый вынос главных элементов характерен для ранней стадии выветривания, редуцированный — для дальнейших преобразований элювиальной толщи. Такова первая особенность динамики выноса элементов при выветривании в условиях влажных тропиков.

2. Как меняется состав выносимого материала на разных стадиях выветривания? Из диаграмм (см. фиг. 15) можно видеть, что во всех типах элювия на ранней стадии выветривания (формирование нижней зоны профиля) в составе выносимого комплекса присутствует полный набор главных элементов: легкоподвижные основания, подвижный кремний и неподвижные элементы — алюминий, железо и, возможно, титан. Следовательно, при разложении исходной породы и формировании наименее измененных продуктов в каждом разрезе в той или иной степени могут выщелачиваться все главные элементы. На более поздней стадии выветривания при дальнейших преобразованиях выветрелой толщи, различных в разных типа элювия, наряду с резким сокращением выноса существенно меняется состав выносимого комплекса элементов. Изменения состоят в следующем. Доля оснований и, тем более, устойчивых элементов (Al, Fe, Ti?) в редуцированном выносе всех типов элювия резко сокращается (см. фиг. 15). Главную роль начинает играть кремний, который и составляет 56—87% от общего количества элементов, выносимых на этой стадии.

Таким образом, мы можем сформулировать вторую особенность динамики выноса главных элементов, свойственную всем рассмотренным типам элювия. Она состоит в том, что по мере развития процесса выветривания состав выносимого комплекса элементов обедняется и главная роль среди выщелачиваемых элементов при формировании верхних зон профиля (умеренно, сильно выветрелые породы) принадлежит кремнию.

**Особенности выноса главных элементов при формировании
разных типов элювия**

В предыдущем разделе мы рассмотрели количественные и качественные изменения выноса химических элементов на разных стадиях формирования профиля выветривания для любого из выделенных типов элювия. Посмотрим, как меняется вынос элементов в зависимости от интенсивности выветривания, т. е. в разных типах элювия.

1. Сравнение общих количеств главных элементов, выносимых при формировании разных типов элювия (см. табл. 47), показывает лишь очень небольшое увеличение их суммарного выноса от вьетнамского типа к гвинейскому. Почти во всех разрезах выносятся 64—67% от исходного содержания элементов в материнской породе и только в одном (разрез ДРВ) выщелачивается 50% исходного количества. Однако в этом разрезе верхняя гиббсит-каолинитовая зона размыва, и реальный вынос был, вероятно, немного больше.

Суммарный вынос элементов в рассмотренных типах элювия возрастает, таким образом, от 50—60% в некоторых разрезах вьетнамского типа до 67% в гвинейском. Необходимо также иметь в виду, что в последнем случае нами рассчитано не все вынесенное количество главных элементов из-за нарушения структуры исходной породы в верхней зоне профиля. Фактически выщелачивалось более значительное количество материала.

Итак, в ряду рассмотренных нами типов элювия наблюдается увеличение выноса главных элементов от вьетнамского типа к гвинейскому, т. е. по мере возрастания степени измененности коры выветривания. Следует отметить, однако, что увеличение общего выноса, как видно из табл. 47, значительно меньше, чем можно было бы ожидать, учитывая весьма заметную разницу в степени интенсивности разложения пород коры выветривания.

В нашем распоряжении имеется еще один критерий, позволяющий сравнить степень выноса главных элементов в разных типах элювия. Этим критерием могут служить средние объемные веса пород в разных зонах кор выветривания. Для наиболее характерных разрезов они приведены в табл. 48. Из данных табл. 48 видно, что элювиальные породы, близкие по составу и находящиеся на одной и той же стадии изменения, существенно отличаются по объемному весу. Так, например, умеренно выветрелые породы батумского разреза, представленные

Таблица 48

Сравнение средних объемных весов (g/cm^3) элювиальных пород разной степени изменения в разных типах современного — четвертичного элювия

Порода	Тип современного—четвертичного элювия		
	вьетнамский. разрез Батум- ского побе- режья Кавка- за	тихоокеан- ский, разрез острова Оаху (Гавайские острова)	гвиней- ский
Разложенная до свободных окислов			1,63
Сильно выветрелая (гиббсит-металлаузитовая)		1,16	
Умеренно выветрелая (металлаузитовая)	1,10	1,48	
Слабо выветрелая (глины смешанного состава)	1,40		
Коренная	2,63	2,48	3,06

метagalлуазитовыми глинами, имеют объемный вес 1,10 (42% начального веса 1 см³ порфирита). Метagalлуазитовые глины в разрезе острова Оаху, находящиеся на той же стадии выветривания — 1,48 (60% начального веса 1 см³ базальта). В этом разрезе только у еще более измененных пород, гиббсит-метagalлуазитовых, объемный вес понижается до 1,16 и становится близким к объемному весу менее измененных пород батумского разреза. В гвинейском разрезе породы, разложенные до свободных окислов, но сохраняющие первичную структуру, имеют объемный вес 1,63, что составляет 53% начального веса 1 см³ свежего долерита. Таким образом, более измененные породы могут иметь больший объемный вес, чем менее измененные. Что же из этого следует? То, что степень измененности породы зависит не только от количества выщелоченного из нее вещества, но и от состава вынесенных компонентов. Увеличению степени измененности пород, т. е. формированию разных типов элювия, соответствует увеличение общего выноса элементов, однако прямой зависимости здесь нет.

В чем же тогда наиболее существенные отличия выноса элементов при формировании разных типов кор? Эти отличия хорошо видны на диаграммах (см. фиг. 15), из которых следует, что в ряду рассматриваемых типов состав выносимого комплекса элементов закономерно меняется.

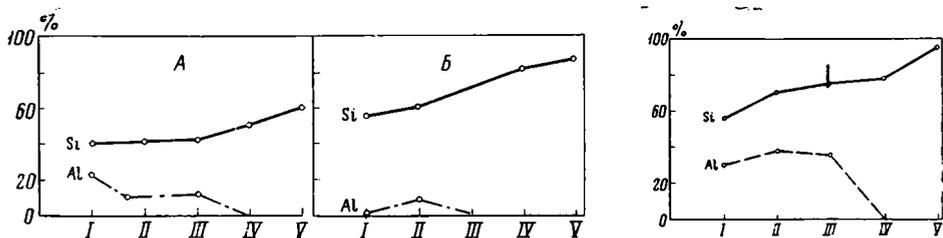
2. Состав (в %) выносимого комплекса в разных типах элювия на ранней стадии выветривания может быть представлен в следующем виде:

Тип элювия	Основания, %	Кремний, %	Алюминий, железо, титан, %
Вьетнамский	40	40	около 20
Тихоокеанский	40	>50	<10
Гвинейский	40	>60	нет

В разрезах вьетнамского типа на ранней стадии и основания и кремний выносятся примерно в равных количествах и составляют около 40% от общего выноса на этой стадии. Весьма примечательно, что остальные 17—18% приходятся на алюминий, железо и титан. В гавайском разрезе (тихоокеанский тип) возрастает роль кремния (50% выноса), потеря устойчивых элементов резко падает (до 7%).

В гвинейском разрезе вынос кремния возрастает еще больше (до 60%), алюминий, железо и титан не выносятся. На поздней стадии выноса во всех типах элювия главную роль в редуцированном выносе играет кремний. Более того, здесь, как и на ранней стадии, доля его в общем выносе заметно растет от вьетнамского типа к гвинейскому (фиг. 19, 20), усиливая возможности относительного накопления устойчивых элементов. Так меняются соотношения элементов в составе выносимого комплекса при формировании разных типов кор выветривания.

Приведем некоторые цифры, характеризующие вынос оснований, кремния, а также алюминия, железа и титана. По отношению к содержанию этих элементов в исходной породе, вынос оснований растет от 65—98% исходного количества во вьетнамском типе до 96—100% в гвинейском. Вынос кремния также растет от 56—70% во вьетнамском типе до более чем 90% в гвинейском. Вынос алюминия, железа и титана уменьшается. Он достигает 30% от исходного количества во вьетнамском типе, иногда в тихоокеанском (разрез острова Таити), и падает до нуля в гвинейском, где алюминий, железо и титан практически не выносятся. Какой же следует вывод? При убыстрении разложения пород, растет вынос оснований и кремния и падает вынос алюминия, железа и титана. Эта тенденция хорошо видна на графике (фиг. 20). Вынос алюминия и кремния дан в процентах от исходного количества в материнской породе.



Фиг. 19. Роль кремния и алюминия в общем выносе главных элементов (в % от общего выноса) в разных типах современного — четвертичного элювия

А — стадия массового выноса, Б — стадия редуцированного выноса. Разрезы. Вьетнамский тип: I — севервьетнамский, II — Батумское побережье Кавказа; тихоокеанский тип: III — остров Таити, IV — остров Оаху (Гавайи); гвинейский тип: V — запад Республики Гвинея

Фиг. 20. Вынос кремния и алюминия в разных типах современного — четвертичного элювия (в % от исходного содержания)

Разрезы. Вьетнамский тип: I — севервьетнамский, II — Батумское побережье Кавказа; тихоокеанский тип: III — остров Таити, IV — остров Оаху (Гавайи); гвинейский тип: V — запад Республики Гвинея

Таким образом, при убыстрении элювиального процесса вынос происходит практически за счет наиболее легкоподвижных элементов; при замедлении начинают двигаться и менее подвижные элементы. Иначе говоря, состав выносимых элементов, а не только их количество, есть функция темпа разложения породы и интенсивности промывания коры.

Полученные нами закономерности поведения главных элементов подтверждают высказанное ранее положение, что все четыре типа элювия, рассмотренные в работе, являются проявлениями латеритного процесса разной степени интенсивности. Напомним, что термин «латеритизация» употребляется нами в понимании Лакруа (Lacroix, 1923).

Соотношения элементов выносимого комплекса указывают на некоторые специфические особенности процесса латеритизации, если рассматривать его как процесс относительного накопления алюминия, железа и титана. Как выяснилось, в случае постепенного развития выветривания (вьетнамский тип элювия) на ранней стадии алюминий, железо (титан?) частично выносятся из пород разреза. Максимальный вынос алюминия достигает 30% от исходного содержания. Таким образом, часть начального количества этих элементов, содержавшихся в материнской породе, теряется. При дальнейшем развитии процесса в профиле выветривания сохраняется лишь оставшаяся часть устойчивых элементов, поскольку выветриванию подвергается порода, частично обедненная алюминием, иногда железом (титаном?). Эта особенность вьетнамского типа элювия делает процесс накопления в нем алюминия, железа (титана?) сравнительно мало эффективным. Более «экономичным» является выветривание тихоокеанского и индонезийского типов, а самым благоприятным для накопления устойчивых элементов гвинейский, в котором максимально интенсивный вынос оснований и кремния сочетается с практически полным отсутствием потери алюминия, железа и титана. Необходимо, однако, отметить, что во всех этих рассуждениях речь идет об окисном железе. В случае уменьшения кислородного потенциала среды часть железа может выноситься. Это, тем не менее, не отражается на характере дальнейшего разложения породы и приведет лишь к формированию менее железистых остаточных продуктов (алюминиевый латерит).

Как мы видели, главные элементы в элювиальном процессе делятся на три группы, отличающиеся своей подвижностью: легко подвижные основания (Na, K, Ca, Mg), подвижный кремний и малоподвижные или устойчивые (Al, Fe, Ti). Здесь мы рассмотрим некоторые особенности поведения элементов каждой из трех групп в разных типах элювия.

Основания (Na, K, Ca, Mg)

Щелочи и щелочные земли выносятся в любых хорошо дренированных корах выветривания гумидных областей в первую очередь. Коэффициенты их устойчивости колеблются от сотых долей до 0,2. Они существуют в растворенном состоянии в широком диапазоне значений pH. Последние для среды выветривания всегда ниже тех, при которых основания нерастворимы. Поэтому поведение оснований при выветривании не зависит от физико-химических условий среды и, как правило, они выносятся. Это целиком и полностью относится и к магнию. Однако последний с точки зрения кристаллохимии принадлежит к группе структурных катионов и наравне с Fe²⁺, Co, Ni, Zn находится в октаэдрической координации. Как двухвалентный катион он участвует в строении слоистой решетки глинистых минералов и может задерживаться в элювии.

Качественно особенности поведения оснований однотипны при различных условиях выветривания. Тем не менее известно, что ослабление водообмена (затрудненный дренаж) заметно сказывается на интенсивности их выноса (Гинзбург и др., 1962 и др.). В частности, формирование зоны монтмориллонитовых глин эти исследователи объясняют влиянием щелочной среды, возникающей в результате затрудненного дренажа. Следовательно, щелочи и щелочные земли достаточно чутко реагируют на изменение водообмена в породах, подвергающихся выветриванию и вынос их в той или иной степени будет отличаться количественно в разных типах кор. Как мы видели, эти различия для латеритных кор выветривания минимальны.

Конечный вынос Na, K, Ca и Mg в типах элювия составляет:

во вьетнамском типе	
ДРВ	65% (Mg), 96% (Na)
Батумское побережье Кавказа . . .	92% (Mg), 98% (Na)
в тихоокеанском типе	
Остров Таити	97% (Na, Mg)
» Оаху	86% (K), 99% (Mg)
в гвинейском типе	96% (K), 99% (Ca)

Практически во всех типах элювия формирование профиля выветривания за редкими исключениями сопровождается выносом почти всех оснований. Для индонезийского типа элювия мы не располагаем количественными данными, рассчитанными по методу абсолютных масс. Однако разница в общем выносе оснований в разных типах настолько невелика, что элювий индонезийского типа вряд ли может быть исключением из общего правила. В разных разрезах доля оснований в выносимом комплексе составляет:

В ДРВ	~33%
На Батумском побережье Кавказа . . .	~38,5%
На островах:	
Таити	более 40%
Оаху	~36%
В Республике Гвинея	около 40%

Динамика выноса оснований

Стадия выветривания	Вынос элементов (в % от исходного количества)				
	ДРВ	Батумское побережье Кавказа	Остров Таити	Остров Оаху	Республика Гвинея
Разложение на свободные окислы { полное частичное Формирование гиббсит-каолини- товых пород Формирование каолини- товых пород Формирование трехслойных и других глинистых минералов					0—14 (?)
			11 (Na)— 97 (Mg)	0 (K, Ca)— 2 (Mg)	80—100
	4(Na)—35(Mg)	2(Na)—24(Mg)	0 (Mg)— 86 (Na)	86—97	
	61(Mg)—91(Na)	68(Mg)—96(Na)			

Таким образом, в каждом типе элювия на основания приходится 33—40% выносимого количества главных элементов. Вынос их слабо возрастает от вьетнамского типа к гвинейскому. Это и понятно, поскольку суммарный или конечный вынос оснований всюду выражается близкими величинами, так же как их содержания в исходных породах.

Главные различия в поведении оснований определяются динамикой их выноса. Большая часть каждого элемента всюду выносится непосредственно при разложении породы, но в северовьетнамском и батумском разрезах выщелачивается только 61—68% некоторых элементов (чаще всего магний), вынос других достигает 91—96%. В разрезах острова Оаху и гвинейском выносятся не менее 80% исходного содержания каждого элемента (табл. 49).

По мере развития процесса вынос оснований резко сокращается и составляет в медленно развивающихся корях 2—35% (вьетнамский тип), в быстро развивающихся — 0,2% (тихоокеанский и гвинейский типы). За редкими исключениями в первую очередь выносятся натрий и кальций. Дальше других задерживается в породе магний и калий, которые входят в решетку вновь образованных глинистых минералов. Они играют главную роль в выносе оснований на более поздней стадии формирования каолининовых (метагаллуазитовых) и гиббсит-каолининовых пород.

Суммируя изложенные данные, отметим следующее:

1. Вынос оснований в разных типах латеритных кор выветривания количественно различается очень мало. Являясь легкоподвижными элементами, все они в конечном счете почти полностью выносятся из профиля выветривания.

2. Различия заключаются в том, что в медленно развивающихся корях вынос происходит постепенно, в быстро развивающихся более 90% от исходного количества каждого элемента успевает перейти в растворенное состояние и удалиться из элювия при разложении исходной породы.

3. Из четырех рассмотренных элементов этой группы более активно выносятся натрий и кальций, менее активно калий и особенно магний, которые входят в решетку вновь образованных глинистых минералов

и задерживаются в их составе до момента дальнейшего их разложения.

Причины подвижности щелочных и щелочноземельных элементов разобраны в работе В. И. Лебедева (1957). Важнейшими факторами, определяющими миграцию щелочных земель и щелочей, Лебедев считает, во-первых, специфические особенности строения кристаллического вещества и, во-вторых, энергию гидратации. Для минералов, возникающих в зоне гипергенеза, и прежде всего глинистых, важная особенность строения состоит в том, что они подчиняются закону плотнейшей упаковки и вовлечения в процесс формирования решетки ионов водорода (H^+). Это определяет вхождение в основу гипергенных силикатов только тех ионов, которые умещаются в тетраэдрические и октаэдрические пустоты, т. е. лития, магния, алюминия, но не натрия, калия, кальция, обладающих крупными ионными радиусами. При этом возникает некомпенсированность зарядов из-за отщепления в раствор ионов H^+ . Энергия гидратации определяет энергию поглощения или обмена ионов коллоидами. Чем выше энергия гидратации иона, тем больше его стремление перейти в раствор. Натрий и калий характеризуются наименьшей после лития энергией обмена среди щелочей и, следовательно, наибольшей энергией гидратации. Щелочные земли образуют следующий ряд по мере возрастания энергии гидратации: $Li > Ba > Ca > Mg$, т. е. кальций и магний легче двух других переходят в раствор.

Итак, натрий и кальций освобождаются при разрушении первичных магматических минералов и сразу выносятся из профиля выветривания. Калий и магний задерживаются в составе некоторых глинистых минералов нижних зон, но затем также выносятся.

Кремний (Si)

После оснований кремний — наиболее подвижный из главных элементов при латеритном выветривании. Коэффициенты его устойчивости в разных типах элювия колеблются от 0,3—0,4 в разрезах вьетнамского типа до менее чем 0,1 в гвинейском разрезе. Это означает, что формирование латеритных кор выветривания сопровождается выносом от 60—70% исходного содержания кремния до почти полного (более 90%) его выщелачивания из породы. Эти данные вполне согласуются с положением, в свое время высказанным Фоксом (Fох, 1932): «выщелачивание (удаление) кремнезема при разложении породы является, по-видимому, наиболее характерной чертой в химии латеритизации». В этом смысле мы можем сказать, что поведение кремния, как и оснований, качественно однотипно во всех типах латеритных кор выветривания. Наша задача — дать количественную оценку его выноса. Учитывая, что основания во всех типах латеритных кор (полностью измененных) выносятся на 80—100% уже на ранней стадии, можно считать, что в значительной степени формирование каждого типа зависит от интенсивности выщелачивания кремния.

Общий вынос кремния в разных типах элювия. Рассматривая выделенные типы элювия как разновидности латеритных профилей выветривания, посмотрим, какое количество кремния (в % от содержания в материнской породе) выносятся при формировании каждого из них. Согласно приведенным ранее расчетам суммарный вынос элемента составляет:

Тип элювия:

вьетнамский (формирование метагиллазитовых глин)	50?—(60—70%)
тихоокеанский (формирование гиббсит-каолинитовых пород)	75—80%

индонезийский (формирование зоны гиббсита с примесью каолинита, окислов железа и титана)	до 90%
гвинейский (формирование гётит-гематит-гиббситовых пород)	более 90%

Закономерное увеличение общего выноса кремния от элювия вьетнамского типа к гвинейскому свидетельствует о том, что именно его вынос в первую очередь определяет темп или степень интенсивности выветривания. Следовательно, условия, способствующие выщелачиванию этого элемента, являются решающим фактором, определяющим тип элювия. Абсолютный вынос кремния растет, во-первых, по мере увеличения среднегодового количества выпадающих осадков и, как следствие, промываемости коры, во-вторых, по мере увеличения температуры. И то, и другое помимо наблюдений природных объектов доказано экспериментально (Пиккеринг, 1964; Pedgo, 1964).

Роль кремния в составе выносимого комплекса элементов также заметно растет от вьетнамского типа элювия к гвинейскому. Доля этого элемента в общем выносе составляет:

Тип элювия	
вьетнамский	44,5—45,5%
тихоокеанский (остров Оаху)	около 56%
гвинейский	64%

Относительный рост кремния в составе выносимого комплекса определяется, во-первых, его абсолютным ростом в ряду типов элювия от вьетнамского к гвинейскому, во-вторых, сокращением выноса устойчивых элементов (Al, Fe, Ti) в том же направлении.

Динамика выноса кремния. Большая часть кремния, как и других элементов, выщелачивается на ранней стадии выветривания. Вынос его (в % от содержания в исходной породе) на этой стадии составляет во вьетнамском типе 32—56¹; в тихоокеанском — 42—60¹, в гвинейском — 90.

При дальнейшем развитии процесса (формирование умеренно и сильно выветрелых пород) кремний выносится в несоизмеримо меньших количествах, которые равняются для вьетнамского типа элювия 14¹—24%, для тихоокеанского — 18¹—33%, для гвинейского — <1% от содержания элемента в исходной породе.

Таким образом, по мере развития процесса выветривания породы выносимое количество кремния резко сокращается. Однако вынос других элементов, как это видно на диаграммах (см. фиг. 15), сокращается в еще более сильной степени. Поэтому доля кремния в выносимом комплексе элементов, которая составляла на ранней стадии выветривания 40—61%, на более поздней возрастает до 55—86,5%.

Итак, на поздней стадии в резко сокращенном выносе всех элементов во всех типах элювия главную роль играет кремний. Доля его в общем выносе по-прежнему растет от вьетнамского типа элювия к гвинейскому, усиливая возможность относительного накопления устойчивых элементов. Кремний — единственный из главных элементов, вынос которого всюду продолжается на всем протяжении процесса формирования профиля выветривания.

Таким образом, по мере развития процесса выветривания главная масса выносимого кремния в абсолютном выражении падает, но его роль в составе выносимого комплекса возрастает. Этим он коренным образом отличается от оснований, для которых характерно и уменьшение абсолютных количеств в ходе выветривания, и падение процентных содержаний в составе выносимого комплекса элементов.

¹ Вынос кремния в разрезах полно (равномерно) выветрелых пород.

Все три элемента (имеется в виду окисная форма железа) занимают, как известно, последние места в ряду подвижности и, как правило, накапливаются в продуктах выветривания. Коэффициенты их устойчивости обычно близки к единице. Проведенное нами количественное изучение этих элементов в разных типах кор обнаружило некоторые специфические особенности их поведения.

Вынос алюминия обнаружен в трех разрезах современных — четвертичных кор выветривания из числа изученных нами: в северо-вьетнамском, батумском и таитянском. В гавайском разрезе и разрезе индонезийского и гвинейского типов алюминий не выносился.

Расчеты показали, что во всех случаях максимально выщелачивалось около 30% элемента от его содержания в исходной породе. Доля алюминия в составе выносимого комплекса элементов не превышает 18% (см. фиг. 15). Динамика его выноса проста — выщелачивание происходит на ранней стадии разложения материнской породы, т. е. в тот момент, когда вынос всех элементов наиболее интенсивный. Дальнейшие преобразования глинистых продуктов не сопровождаются сколько-нибудь значительной потерей элемента при продолжающемся выщелачивании кремния. По этой причине, а также вследствие количественного преобладания кремния над алюминием в исходной породе, доля последнего в выносе по сравнению с кремнием ничтожно мала. Al/Si отношение для выносимого материала в северо-вьетнамском разрезе и в разрезах Батумского побережья Кавказа равно 0,27, а по данным А. Г. Черняховского (1968а) — 0,24—0,27, на острове Таити — 0,18 (0,31 для ранней стадии). Если говорить о природных условиях, в которых происходило выветривание, сопровождавшееся выносом алюминия, то оно зафиксировано в областях со среднегодовым количеством осадков порядка 1800—2500 мм в год, т. е. сравнительно небольшим для влажных тропиков.

Приведем некоторые данные о выносе алюминия при гумидном выветривании, известные из литературных источников. Необходимо отметить, что в литературе последних лет вместо прежних теоретических предположений о возможности выноса алюминия при выветривании стали появляться количественные данные о его выщелачивании. Так, Лажуани и Бонифа (1964) полагают, что из элювия долерита в бассейне р. Конкуре (Республика Гвинея) выносятся 15% исходного содержания алюминия. Расчеты выполнены изообъемным методом, процентные содержания элементов пересчитывались на абсолютные количества, выраженные в сантиграммах ($г/см^3$). Долерит выветривался непосредственно в «желтый пряник», в составе которого присутствуют гибсит (по плагноклазу), гётит (по пироксену и оливину), немного каолинита, остаточный кварц и некоторое количество реликтовых минералов на границе с исходной породой. По данным Лажуани и Бонифа мы рассчитали, что в этом разрезе основания вынесены почти полностью, SiO₂ — на 86—89%, Al₂O₃ — на 11—15%, титан и железо сохраняются в породе. Выше «желтого пряника» залегают желтые и красные глины коры выветривания, в которых реликтовая структура несколько нарушена, а потому расчеты выноса элементов не производились. В настоящем случае вынос алюминия происходил непосредственно при разложении долерита в зоне гидролиза слагающих его минералов.

Вынос алюминия рассчитан также А. Г. Черняховским (1968а) для элювия основных пород Батумского побережья Кавказа, он составляет 17—22,5% Al₂O₃. Указывается, что алюминий выщелачивается на ранней стадии выветривания. Заметный вынос алюминия в условиях

латеритного (ферраллитного) выветривания установлен также путем экспериментальных исследований Педро (Pedro, 1961).

Выщелачивая некоторые виды кристаллических пород, и в том числе базальт, в условиях, близких к природным, Педро изучал петрографически, химически, с помощью рентгенооскопии и термического анализа образующиеся остаточные продукты, а также химически анализировал фильтрат. Продукты выветривания, возникающие в виде охристой корки и налетов на поверхности выщелачиваемых кусков породы, состояли из бемита, стильносидерита и гематита (атмосферная зона), а также из гиббсита и гётита (зона колебаний уровня воды). Выносились: кремний, щелочи и щелочные земли, алюминий. Титан и железо оказались наиболее устойчивыми и были обнаружены в фильтрате только в следах. Пользуясь изобъемным методом, Педро рассчитал, что потери кремнезема составляют 79% от исходного содержания в породе, потери алюминия — 28,5%, оснований — от 68,5 (K₂O) до 89% (CaO). Любопытно, что сравнение абсолютных количеств TiO₂ в исходной породе и охристой корке в этом эксперименте показало, что его потеря при выветривании составляет 23% от исходного содержания в породе. В составе вносимого материала SiO₂ составляет 61%, Al₂O₃ — 6%, Fe₂O₃ — 0,2%, TiO₂ — 1,7%, основания — 31,1%.

Данные о выносе алюминия, полученные Педро экспериментальным путем, близки к полученным нами при изучении природных объектов. Необходимо, однако, еще раз подчеркнуть, что вынос алюминия установлен в определенных условиях, он происходит одновременно с выносом кремния и оснований, которые выщелачиваются в несоизмеримо больших количествах. Поэтому трудно ожидать обособления алюминия от этих элементов и возникновения заметных концентраций хемогенного глинозема.

В отличие от оснований, которые выносятся почти полностью и главным образом на ранней стадии выветривания, а также от кремния, который выщелачивается на всех стадиях формирования элювиальной толщи, частичный вынос алюминия зафиксирован только на определенном этапе выветривания и только в некоторых типах кор. В других типах элювия алюминий накапливается.

Относительно поведения остаточного свободного алюминия (глинозема) можно сказать следующее. Освобождаемый из решеток алюмосиликатов при ее разрушении под влиянием интенсивного выноса кремния и оснований (тихоокеанский — гвинейский типы элювия) алюминий окисляется и кристаллизуется в виде гиббсита. Он образует псевдоморфозы по первичным минералам, корочки в пустотах и порах, выполняет прожилки. Формы нахождения последнего свидетельствуют о некоторой и даже значительной подвижности глинозема в пределах выветрелой толщи (Горецкий, 1960; Михайлов, 1966).

Из этого небольшого обзора следует, что факт некоторого выноса алюминия при выветривании основных пород в условиях влажных тропиков можно считать установленным. Гораздо труднее его объяснить, исходя из совершенно конкретных физико-химических и кристаллохимических свойств алюминия, обуславливающих его устойчивость в обстановке земной поверхности.

Кривая растворимости Al₂O₃ хорошо известна. Известно также, что катион Al³⁺ может существовать в молярной концентрации 10⁻² М только при pH ниже 4. При этом значении он начинает осаждаться в форме гидроокиси Al(OH)₃. При значениях pH выше чем 11,9 осадок вновь начинает растворяться, и алюминий переходит в раствор в форме иона алюмината (AlO₂⁻). Для более слабых концентраций порядка 10⁻⁵ мг/л Al₂O₃, представляющих для нас наибольший интерес, пределы выпадения Al₂O₃ в осадок еще более сближены (алюми-

ний начинает садиться при $pH=5,1$). Следовательно, алюминий существует в растворе только при сильно кислых или щелочных значениях pH .

Принимая во внимание это свойство алюминия, Педро (Pedro, 1964) экспериментально исследовал процессы разложения пород как в кислой, так и в нейтральной среде. Ему удалось показать, что алюминий достаточно интенсивно выносился в опыте с уксусной кислотой ($pH=2,5$), которая к тому же является более «сильной», чем ион Al^{3+} . В опыте с водой, содержащей CO_2 или H_2S , алюминий выносился слабее, чем при воздействии на него чистой водой. Дело в том, что при $pH=4-4,5$, удаление алюминия теоретически еще может происходить, но одновременное выщелачивание оснований повышает pH и тем самым полностью меняет условия среды. Образовавшиеся ранее гели алюминия гидролизуются и выпадают в осадок. При воздействии на породу чистой воды ($pH=6$) алюминий теоретически не должен выноситься. Однако опыты Педро показали, что некоторое его количество (до 28,5%) тем не менее выщелачивалось из базальта, частично выносилось, частично осаждалось в приборе. Педро считает, что извлекается часть алюминия, находящаяся в четверной координации вместе с кремнеземом при неполном растворении некоторых полевошпатовых колец. Дальнейшая судьба освободившихся комплексных ионов зависит от концентрации раствора. В разбавленном растворе они выносятся, при достаточной концентрации распадаются с образованием $Al(OH)_3$, который выпадает в осадок.

Г. Педро считает, что гидролитическое извлечение ионов — простых — $Al^{VI}(OH)_n$ и комплексных — $SiAl_2O_3(OH)_4$ — калия происходит при распаде тетраэдрического каркаса. Он не зависит от степени дренажа, но усиливается при повышении температуры. Вынос же алюминия в виде комплексных ионов усиливается при усилении дренажа. Климатические факторы оказывают, таким образом, самое прямое влияние на поведение алюминия в процессах химического выветривания.

Пытаясь применить теоретические положения Г. Педро для объяснения изученных нами случаев выноса алюминия, убеждаемся, что это невозможно. В самом деле, было установлено, что алюминий во всех рассмотренных нами примерах выносится из медленно развывающихся кор выветривания при относительно слабом водообмене. В случаях наиболее интенсивного разложения пород (гвинейский тип) алюминий, напротив, остается в элювии.

Помня, что в сравнительно слабокислых средах, которые возможны в условиях выветривания, вынос алюминия происходит слабее, чем в чистой воде (Pedro, 1964), попробуем, обратившись к другой, щелочной, зоне кривой растворимости алюминия для объяснения его выноса в некоторых типах элювия. Извлечению алюминия из породы, например Батумского побережья Кавказа, могут способствовать следующие обстоятельства. Количество осадков, фильтрующихся через породу, здесь достаточное для разложения минералов исходного порфирита. При разложении полевых шпатов на их поверхности возникает pH суспензии, равный (Stevens, Caggon, 1948) 8—10. Авгит и диопсид гидролизуются при $pH=10-11$. Алюминий в этих условиях растворим и выносится из системы так же, как и кремний. Однако для сохранения высокой щелочности среды количество воды, просачивающееся через породу, не должно превышать определенного предела. Иными словами, оно должно быть достаточным для разложения минералов исходной породы и в то же время не слишком обильным, т. е. должно сохранять определенное динамическое равновесие. По-видимому, такие оптимальные условия и создаются в районах с умеренным для влажных тропиков количеством осадков, где вынос алюминия становится возможным на ранней стадии выветривания. Этот вывод косвенно под-

тверждают Al/Si отношение вод источников разных областей тропической зоны. В бассейне р. Чаквис-Цкали (Батумское побережье Кавказа) это отношение равно 0,085 (Лисицына, Глаголева, 1968), в ДРВ (Фридланд, 1964) оно примерно такое же (0,09), а в Гайане (Британская Гвиана, по Harrison'y, 1933), где климат более влажный, вдвое меньше, т. е. 0,04. Там выщелачивание алюминия уменьшается, тогда как вынос кремния растет.

Дальнейшее развитие процесса ведет к выносу практически всех оснований, и среда становится нейтральной или слабо кислой. Поэтому на более поздних стадиях выветривания условий, благоприятных для выноса алюминия, уже не существует. Оставшееся его количество, как мы видели, сохраняется в элювии.

Возникновение высоких pH (щелочная среда) на раннем этапе выветривания можно предположить лишь для вьетнамского типа элювия или тихоокеанского в случае неполного разложения породы. С ростом интенсивности процесса (тихоокеанский, индонезийский, гвинейский типы) основания вымываются очень быстро и почти полностью, среда становится нейтральной, неблагоприятной для выноса алюминия. К сожалению, высказанные соображения о причинах выноса алюминия не выходят за рамки предположений. Необходимо дальнейшее изучение этого сложного и в то же время весьма актуального вопроса. На фиг. 14, 15 показан вынос элементов на разных стадиях выветривания, они отражают лишь общий результат происходящих при этом процессов. Однако мы уже убедились, что эти процессы протекают весьма неравномерно, и условия среды, особенно на ранней стадии, очень пестрые. Поэтому, наряду с выносом алюминия местами наблюдается выпадение его гидроокислов и кристаллизация их в виде гиббсита. Вновь образованные кристаллы гиббсита среди слабо измененных минералов авгит-лабрадорového порфирита Батумского побережья Кавказа видны, например, на табл. II.

Железо может существовать в природных условиях в двухвалентной и трехвалентной формах. Как известно, химические свойства и прежде всего растворимость обеих форм резко различны. Двухвалентное (закисное) железо образует растворимые соединения и обладает подвижностью в водной среде. Трехвалентное (окисное) железо крайне малоподвижно. Закисное железо находится в растворе в виде Fe^{2+} при концентрации 10^{-2} М до значений $pH=7,7$ и только выше этого значения выпадает в осадок в виде $Fe(OH)_2$. Пределы растворимости $Fe(OH)_3$ в зависимости от pH среды значительно более узкие, оно выпадает в осадок при $pH=2,2$. Следовательно, растворимость железа, а значит и его подвижность в водной среде, зависят от валентности, которая является функцией окислительно-восстановительного потенциала среды.

По Корренсу (1949), для нейтральной среды ($pH=6$) концентрация ионов Fe^{2+} (в мг/л) меняется от 1 до 30 000 000 при переходе от раствора, насыщенного кислородом, к раствору с восстановительными свойствами. Поведение двухвалентного железа при выветривании сходно с поведением магния, трехвалентное железо по своим свойствам в этом процессе напоминает алюминий. В условиях хорошо дренированных кор выветривания преобладает окисная форма железа, которое накапливается в составе остаточных продуктов в виде полуторных окислов. Этот хорошо известный факт подтвержден также экспериментально (Pedro, 1964).

Проведенное нами изучение подвижности железа в разных типах тропического элювия основных пород показало, что главная масса элемента сохраняется в продуктах выветривания в виде окислов. Однако частичный вынос железа все-таки происходит даже в хорошо промы-

ваемых корях. Он составляет (в % от содержания в исходной породе) в разрезе: ДРВ — 16%, в батумском — 25%, острова Таити — 2%, острова Оаху — 27%. В гвинейском разрезе железо не выносится и содержится в элювии в больших количествах, чем в исходной породе. Таким образом, закономерного изменения выноса железа в ряду рассматриваемых нами типов элювия не намечается.

Однако тот факт, что в хорошо дренированном гвинейском разрезе с высокой температурой (25—30°С) грунтовых вод (Михайлов, 1966) железо практически не выносится, свидетельствует о понижении его подвижности как раз в тех условиях, которые наиболее благоприятны для интенсивного разложения пород. Обильный водообмен создает окислительные обстановки, способствующие фиксации окислов железа в элювии. Следовательно, подвижность железа имеет тенденцию к уменьшению при усилении интенсивности выветривания. Эта тенденция реализуется, однако, менее последовательно, чем у алюминия. Роль железа (Fe^{3+}) в выносимом комплексе элементов невелика и колеблется от 2% (остров Таити) до 9% (ДРВ). Наконец, динамика его выноса в общем подчиняется общей закономерности, согласно которой большая часть выносимого количества элемента выщелачивается на ранней стадии выветривания (см. фиг. 14). Так, в разрезе острова Оаху при разложении базальта и формировании метабазальтовых глин выносятся 18% от содержания железа в базальте, на более поздней стадии (гиббит-метабазальтовые породы) — не более 9%.

Мы видим и немало отклонений от этой закономерности. Их два типа. В одних случаях железо выносится только на ранней стадии, далее, напротив, отмечается его прирост по сравнению с валовым железом материнской породы (остров Таити, Кавказ, Республика Гвинея). В других случаях вынос на поздней стадии выветривания превышает начальный (ДРВ).

В чем же причина выноса железа, а также его изменений, наблюдаемых в разных типах элювия? Причина — в подвижности закисных соединений железа. В восстановительных условиях эти соединения легко выносятся из породы. Как уже отмечалось, восстановительные обстановки не характерны для хорошо дренированных кор выветривания, однако они возникают в горизонтах периодического увлажнения, и способствуют частичному выносу железа. Подтверждение этому находим в экспериментах, проведенных Г. Педро и моделирующих выветривание базальта и других пород в разных условиях. Он выяснил, что железо выщелачивается либо в кислой среде (уксусная кислота, $pH=2,5$), либо в слабо кислой (воздействие угольной кислоты, pH = около 4), а также в восстановительной (вода с H_2S). Первые два случая в той или иной степени далеки от природных условий рассматриваемых нами кор, что касается сероводородной кислоты, то в ее присутствии железо восстанавливается до закиси и находится в виде сульфида. Наконец, в присутствии чистой воды ($pH=6$) железо полностью остается в твердой остаточной фазе выветривания. Первичное закисное железо в таких условиях быстро окисляется и находится в виде нерастворимого остатка $Fe(OH)_3$.

На некоторых участках выветривающихся пород из-за смены восстановительных условий на окислительные отмечается принос железа. По данным В. М. Фридланда (1964), различная подвижность железа в двух- и трехвалентной форме играет решающую роль, например, в формировании специфических высокожелезистых образований тропиков, которые автор называет латеритами и которые хорошо известны под разными названиями (кираса, хардпан, железистый панцирь и др.).

Крайним выражением господства восстановительной обстановки в постоянно влажных районах гумидных областей являются первично

обеленные, обедненные железом гиббситоносные (аллитные) коры выветривания, описанные В. М. Фридландом, а также другими исследователями в ДРВ. В хорошо дренированных корах тропических областей, которые мы рассматриваем, вынос восстановленного железа проявляется повсеместно.

Итак, возникновение восстановительных условий среды в переувлажненных участках кор или обогащенных органическим веществом нарушает закономерный ход остаточного накопления железа в элювии, способствует частичному его выносу или перемещению на другие участки (привносу).

Необходимо отметить, однако, что помимо реального изменения нормального хода выщелачивания железа на результаты расчетов его выноса влияют формы нахождения элемента в исходной породе и склонность железа к перераспределению в процессе формирования элювия. Дело в том, что в отличие от других породообразующих элементов железо в значительных количествах концентрируется в минералах-окислах и, в первую очередь, в магнетите, титаномагнетите и других. На долю железа, содержащегося в рудных минералах, приходится в ряде случаев более 40% от содержания в основных породах (порфириты, базальты). Неравномерное распределение рудных минералов, устойчивых к выветриванию и потому сохранившихся в элювии, в ряде случаев может влиять на результаты расчетов подвижности железа как в сторону увеличения, так и уменьшения его подвижности. В какой-то степени оказывает влияние на результаты расчетов и перераспределение окислов железа в элювии, образование вкрапленности, прожилков, пятен; жеодок.

На основании сказанного можно сделать следующие выводы:

1. Общепринятая точка зрения о том, что железо накапливается (не выносится) при формировании латеритных кор выветривания, требует уточнений. Фактически в разных типах латеритных кор выветривания выносятся от 0 до 25—27% от исходного содержания железа, которое составляет от 0 до 10% от суммы выносимых элементов. Следовательно, существует определенная тенденция к накоплению железа в латеритных корах, которая реализуется по-разному в разных типах элювия.

2. Вынос железа более свойствен медленному и постепенно развивающимся корам, он уменьшается по мере роста интенсивности процесса. При высоких темпах выветривания (гвинейский тип) железо не выносится. Это сближает его с алюминием, подвижность которого отмечена только в корах постепенного развития.

3. Причина некоторого выноса железа в латеритном процессе заключается главным образом в его способности к восстановлению и подвижности его закиси, т. е. происходит в восстановительной среде. Возникающие локально восстановительные условия объясняют и нарушение динамики выноса элемента в процессе формирования профиля выветривания.

4. Заметное влияние на подвижность железа оказывают минеральные формы его нахождения в исходной породе (присутствие в магнетите и других минералах-окислах), что сближает поведение железа с титаном и многими малыми элементами, концентрирующимися в устойчивых к выветриванию минералах.

Титан принадлежит к числу наиболее устойчивых при выветривании элементов. Известно, что он накапливается в корах выветривания совместно с алюминием и железом, двуокись титана постоянно присутствует в латеритах и относится к числу «породообразующих» компонентов боксита. Титан (Ti^{4+}) еще менее подвижен, чем железо (Fe^{3+}) и алюминий. Двуокись его выпадает в осадок из кислых

растворов титановых солей при их нейтрализации и очень низких значениях рН, равных 2,1—2,3 (Яковлева, 19586). Таким образом, в условиях выветривания (рН=4—9) соединения титана практически нерастворимы. Мы можем также сказать, что поведение титана при выветривании не зависит от щелочно-кислотных условий среды.

Необходимо отметить, однако, еще одно свойство титана, — его подвижность. Восстанавливаясь, Ti^{4+} переходит в Ti^{+3} и становится более подвижным. Следовательно, поведение элемента в какой-то степени определяется значениями окислительно-восстановительного потенциала среды. Ниже мы остановимся на этом вопросе несколько подробнее. Содержания соединений титана в природных водах ничтожны и измеряются тысячными — сотыми долями миллиграмма на литр, редко десятными (Сапрыкина, 1963). Естественно считать, поэтому, что титан из кор выветривания практически не выносится. Однако расчеты, выполненные изобъемным методом, показывают весьма значительный вынос титана, который составляет в разрезе Батумского побережья Кавказа 28% от содержания в исходной породе, в разрезе острова Таити — 31%, на острове Оаху — 7%; в гвинейском разрезе титан не выносится. Эти цифры указывают на более активный вынос титана в постепенно развивающихся корах выветривания (вьетнамский тип) и уменьшение выноса по мере роста интенсивности выветривания (тихоокеанский и гвинейский типы). Иными словами, обнаруживается некоторое сходство в поведении титана с алюминием. Необходимо, однако, иметь в виду, что результаты расчетов подвижности титана в отличие от алюминия зависят от особенностей его распределения в породе в еще большей степени, чем это было показано для железа, и часто имеют ориентировочный характер. Так, в разрезе ДРВ, согласно расчетам (см. табл. 35), количество титана в продуктах выветривания в полтора раза превышает исходное количество. Однако трудно себе представить столь интенсивный привнос титана. Изучение вещественного состава пород североветнамского разреза показывает, что причина повышенных содержаний титана в элювии заключается в неравномерности его распределения в разрезе (см. описание типов элювия в гл. II, а также статью Н. А. Лисицыной, 19656). Учитывая возможность влияния этого фактора и в других разрезах, посмотрим, в каких случаях выполненные нами расчеты подвижности титана достоверны, в каких приближительны. Достаточно резкие колебания процентных содержаний титана в исходном базальте и продуктах выветривания наблюдаются в разрезе острова Таити (см. табл. 43). По этой причине вынос его, очевидно, завышен. Что касается разреза Батумского побережья Кавказа, то в нем распределение титана довольно равномерное (см. табл. 38), и можно предполагать, что титан выносился при формировании элювиальной толщи довольно интенсивно. Наконец, в разрезе острова Оаху и гвинейском исходные данные таковы (см. табл. 40), что результаты расчетов подвижности титана не вызывают сомнений.

Доля титана в составе выносимого комплекса невелика и максимально составляет в разных типах элювия 2—3% от общего количества выщелачиваемых главных элементов.

Итак, максимальный вынос титана отмечается в корах выветривания постепенного развития, он уменьшается по мере роста интенсивности выветривания; в разрезах гвинейского типа титан не выносится. Эта тенденция сближает поведение титана с алюминием.

Какие же факторы способствуют повышению подвижности титана и его выносу? Понятно, что сильно кислые среды с рН = около 2 или чуть больше не возникают в хорошо дренированных латеритных корах выветривания. Причина некоторой подвижности титана, по-видимому,

связана с его поливалентностью. В сильно восстановительной среде Ti^{4+} редуцируется до Ti^{3+} , который обладает большей подвижностью. Вынос титана под влиянием восстановительных условий среды показан в работе Лисицыной и Пастуховой (1963а). Так, например, в одном из разрезов меловых бокситов Тургайского прогиба (Казахстан) в пачке лигнитовых глин и бокситов, содержащих до 50% органического углерода, содержания TiO_2 и Fe_2O_3 оказались во много раз ниже, чем в красных пачках бокситов и глин того же разреза. Эти и другие факты, рассмотренные в работе, приводят ее авторов к выводу о значительном выносе железа и титана в сильно восстановительных условиях среды.

Некоторые данные о подвижности титана в присутствии органического вещества, например торфа, известны из работ М. Н. Яковлевой (1958б), Г. И. Бушинского (1958, 1963), Ю. К. Горецкого (1960), А. А. Мигдисова (1963), Л. В. Хмелевской и др. (1948) и др. Интересно, что количество титана в разных горизонтах хибинских почв обратно пропорционально количеству содержащихся в них органических веществ (Виноградов, 1957).

Представляют интерес работы Д. Кэрролл (Carroll, 1960), изучавшей неконсолидированные осадки в долине р. Мэриленд. Наряду с пиритом и сидеритом, эти осадки содержат аутигенные минералы титана. Пользуясь уравнением Нернста, Кэрролл подсчитала количество Ti^{4+} , восстановленного в Ti^{3+} в среде с сидеритом и пиритом при $pH=3$ и $pH=4$, и получила следующие данные (в %):

	$pH = 3$	$pH = 4$	
Eh (-0,1) . . .	0,3	0,002	сидеритовая среда
Eh (-0,3)	84	5	пиритовая среда

Таким образом, при $Eh=0,3$ и $pH=3$ значительные количества Ti^{4+} могут восстанавливаться до Ti^{3+} , который намного более подвижен.

Принимая во внимание все изложенное, приходим к выводу, что вынос титана осуществляется только в сильно восстановительной обстановке. Слабо восстановительные условия переводят в подвижное состояние только железо, но не титан, вследствие чего обеленные мало-железистые бокситы в большинстве случаев обогащены титаном.

Здесь приведены известные нам факты о некоторой подвижности титана в определенных типах выветривания. Причины ее требуют дальнейшего изучения. В связи с этим отметим, что в литературе по геохимии кор выветривания, включая работы последних лет, сплошь и рядом описываются случаи уменьшения содержаний титана в верхней части профиля выветривания, которые рассматриваются как результат интенсивного выноса элемента или перераспределения его в элювии. Причины выноса титана, относящегося к числу наименее подвижных элементов, не разбираются. Авторы игнорируют известные свойства титана, принадлежащего к группе элементов-гидролизатов, накапливающихся в элювии. И. Валетон (Valeton, 1966), например, описывая геохимические особенности латеритов и остаточных бокситов штата Гуджарат (Индия), объясняет резкое увеличение содержаний TiO_2 в разных горизонтах элювиальной толщи как результат латеральных его перемещений в элювии, не приводя никаких доказательств. Как мы видели, причины уменьшения или увеличения абсолютных количеств титана в корах выветривания могут быть различны, и только минералогическое изучение покажет, в каких случаях мы действительно имеем дело с выносом или перераспределением титана при выветривании и в каких изменения его содержаний обусловлены неравномерным распределением элемента в исходной породе.

Несколько слов о *динамике выноса титана*. Сравнение количественных данных для разных типов элювия показывает, что вынос элемента на разных этапах выветривания происходит неодинаково в разных разрезах. Наиболее закономерная картина наблюдается в разрезе острова Оаху. Вынос происходит согласно общей схеме — на ранней стадии выносятся большая часть (6%), дальнейший вынос составляет всего 1% от содержания в исходной породе. Однако в разрезе Батумского побережья Кавказа большая часть титана выносятся при формировании гётит-метагаллуазитовых глин. Поскольку подвижность титана меняется в зависимости от окислительно-восстановительных условий, приходится предполагать, что они влияют и на динамику его выноса.

В итоге необходимо отметить, что те небольшие количества титана, которые выщелачиваются при выветривании в ряде разрезов, выносятся в начале процесса (разрез острова Оаху). Однако в других случаях вынос его меняется на разных стадиях под влиянием локально возникающих восстановительных условий. Это сближает динамику выноса титана с динамикой выноса железа.

Знакомство с литературой по геохимии кор выветривания показывает, что работы, в которых с помощью метода абсолютных масс оценивается вынос главных элементов в четвертичных — современных корях выветривания, немногочисленны. В корях выветривания Республики Гвинея (Лажуани, Бонифа, 1964; Писемский, 1968) вынос титана не обнаружен. Тем более интересны для нас результаты экспериментальных исследований, выполненных Г. Педро (Pedro, 1964) и подтверждающих возможность выноса титана при выветривании базальта. Исследуя фильтрат, полученный при выщелачивании базальта чистой водой, Педро определил содержание в нем двуокиси титана, составляющее 23% от количества в исходной породе. При аналогичном воздействии чистой водой на породе другого состава (трахиандезит, гранит) заметного выноса титана не обнаружено, однако полученные данные дают представление о возможных масштабах его выщелачивания в условиях, близких к природным.

Древние коры выветривания

Описанные нами разновидности древнего элювия — порфиритов Казахстана, лабрадоритов северной окраины Украинского кристаллического щита, амфиболитов южной его окраины — относятся к корам выветривания постепенного развития. Они обладают растянутым зональным профилем с постепенными переходами между зонами. Распределение главных элементов в каждом из трех профилей изучено нами ранее (Лисицына, 1968; Лисицына, Газенко, 1967). Здесь мы сопоставим изученные данные и попытаемся выяснить некоторые общие закономерности распределения и выноса элементов в древнем элювии. Нам предстоит также рассмотреть черты сходства и различия в поведении главных элементов при формировании современных — четвертичных и древних кор.

Коры выветривания порфиритов с каолининовой верхней зоной. Казахстан

В разрезе элювиальной толщи выделены две зоны: нижняя зона хлорита и монтмориллонитовых глин с примесью каолинита и реликтовых минералов и верхняя зона каолининовых глин с примесью гидроксидов и оксидов железа.

Коэффициенты устойчивости (К) главных элементов в этом разрезе соответственно равны: Са — 0,03; Mg — 0,06; Na — 0,14; К — 0,2;

Si — 0,4; Al — 0,8; Ti — 0,8; Fe — 1. Ряд подвижности этих элементов имеет следующий вид: Ca > Mg > Na > K > Si > Al = Ti > Fe.

Главные элементы распределяются в профиле выветривания следующим образом (фиг. 21). В нижней зоне сохраняется 2,5—3% кальция, 25—30% натрия, до 50% магния и 60% калия от их содержания в исходном порфирите. Содержание кремния составляет 48—50%, железа — 70%, алюминия — 80%, титана 60% от исходного. Последняя цифра не отражает подвижности титана и объясняется крайне неравномерным его распределением в породе.

В верхней зоне количество оснований сокращается и составляет (в %): Ca — 3, Na — 14, Mg — 6, K — 20 от содержания в исходной породе; кремний сохраняется на 40—45%, железо на 100%, содержания Al и Ti составляют 80—85% от исходного количества в порфирите.

Вынос главных элементов при формировании данного разреза про-

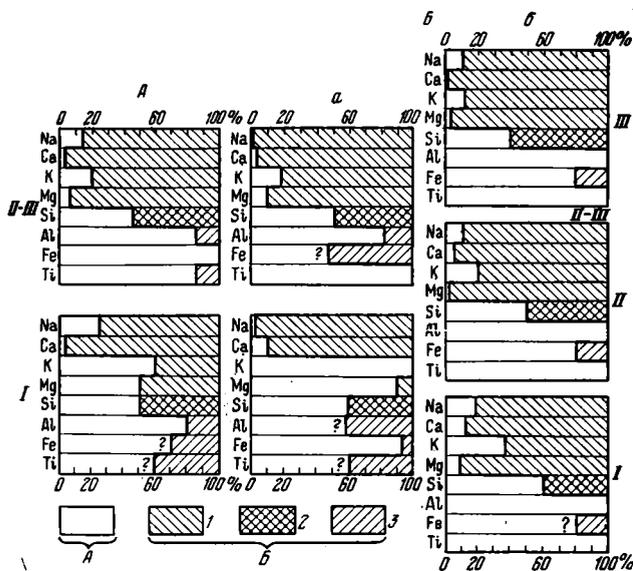
Т а б л и ц а 50

Состав выносимого материала (главные элементы) на разных стадиях выветривания. Казахстан

Стадия выветривания	Абсолютные количества (мг/см ³)								
	Na	Ca	K	Mg	Si	Al	Fe	Ti	Сумма
Формирование каолиновых глин с примесью гидроокислов и окислов железа	1,87	+0,9	6,34	37,7	27,35	4,88	+68,04	+3,41	78,14
Хлорит-монтмориллонитовых глин с примесью каолинита и реликтовых минералов	8,9	414,4	4,85	36,05	307,28	59,22	53,87	5,86?	890,43
Коренная порода	12,6	424,9	13,95	78,15	599,58	264,22	157,37	14,26	1565,03

Стадия выветривания	% от общего количества выносимых элементов								
	Na	Ca	K	Mg	Si	Al	Fe	Ti	Сумма
Формирование каолиновых глин с примесью гидроокислов и окислов железа	2,4	—	8,1	48,3	35	6,2	—	—	100,00
	58,8								
Хлорит-монтмориллонитовых глин с примесью каолинита и реликтовых минералов	1,0	46,6	0,5	4,0	34,6	6,6	6,1	0,6	100,00
	52,1					13,3			
Коренная порода									

П р и м е ч а н и е. Числа с знаком + означают привнос или являются результатом неравномерного распределения элемента в породе. В сумму выносимого количества элементов не входят.



Фиг. 21. Содержание главных элементов в элювии и выносимые количества каждого элемента в процентах от содержания в исходной породе (древней коры)

А — Казахстан, Б — Украинский кристаллический щит: а — северная часть, б — южная часть. I — ранняя стадия разложения породы и формирования нижней зоны профиля выветривания; II—III — поздние стадии формирования верхних зон профиля;

Объяснение знаков:

А — элементы в элювии; Б — элементы в выносе: 1 — Ca, Na, Mg, K, 2 — Si, 3 — Al, Fe, Ti

исходит следующим образом — при разложении породы (формирование хлорит-монтмориллонитовых глин с примесью каолинита) выщелачивается 97—98% кальция, 70—75% натрия, около 50% магния и 40% калия от их содержания в порфирите. Вынос кремния составляет 50%, железа — 30% (?), алюминия — 20%, вынос титана из-за неравномерности его распределения в порфирите неясен. Из этих цифр следует, что вынос щелочей и щелочных земель на начальной стадии далеко неполный и, видимо, происходит с запаздыванием. На следующей стадии формирования каолинитовых глин выносятся 11—16% натрия, более 40% магния и 40% калия от содержания в исходной породе, кальций не выносятся, вынос кремния составляет порядка 10%, количество железа несколько возрастает по сравнению с нижней зоной, алюминий и титан не выносятся.

Количество и состав выносимого материала на каждой стадии выветривания показаны в табл. 50 и на фиг. 21. На ранней стадии выветривания выносятся $890,4 \text{ мг/см}^3$, что составляет 57% исходного количества главных элементов. Этот массовый вынос резко сокращается при дальнейшем развитии процесса и образовании каолинитовых глин до 78 мг/см^3 , что составляет 5% от исходного содержания элементов. Общий их вынос составляет 62%.

В начальную стадию разложения порфирита в нем преобладают основания (52%), вынос кремния заметно слабее (35%), примерно 13% от общего выноса приходится на долю железа, алюминия и титана (?). Позднее, при формировании зоны каолинитовых глин вынос очень мал, соотношения же в нем главных элементов почти не меняются: около 59% приходится на долю оснований, 35% составляет кремний, 6% алюминий. Следующие две разновидности кор выветривания представлены полными разрезами и детально описаны в поле. Мы рассмотрим их более подробно.

Коры выветривания на лабрадоритах с гиббсит-каолинитовой верхней зоной. Украина

В элювии лабрадоритов северной части Украинского щита выделяются две зоны: нижняя зона монтмориллонитовых глин с примесью реликтовых минералов и каолинита и верхняя зона мономинеральных каолинитовых глин. Гиббсит-каолинитовые породы в изученном разрезе

Распределение химических элементов в разрезе коры выветривания лабрадорита. Украинский кристаллический щит, северная окраина

Коренная порода и продукты выветривания		Глубина, м	Объемный вес, г/см ³		Na	K	Ca	Mg	Si	Al	Fe	Ti							
Кора выветривания	Зона каолиновых глин	25,3	1,55	0,06	0,93	0,12	1,86	0,38	5,89	0,05	0,77	22,28	354,34	18,60	288,30	0,75	11,62	0,36	5,580
		29,2	1,47	0,06	0,88	0,17	2,50	0,47	6,91	0,16	2,35	21,04	309,29	18,72	275,18	0,89	13,08	0,12	1,764
		35,5*	1,56	0,06	0,94	0,11	1,72	0,42	6,55	0,21	3,28	25,07	391,09	18,14	282,98	1,29	20,12	0,31	4,836
		38,0	1,49	0,06	0,89	0,11	1,64	0,35	5,21	0,13	1,94	20,60	306,94	18,70	278,63	1,55	23,10	0,49	7,301
		40,8	1,52	0,06	0,91	0,40	6,08	0,42	6,38	0,10	1,52	20,67	314,18	18,76	285,15	1,48	22,50	0,36	5,472
		45,3	1,56	0,06	0,94	0,31	4,84	0,38	5,93	0,10	1,56	20,90	326,04	18,46	287,98	1,30	20,28	0,31	4,836
	Среднее		1,52	0,06	0,92	0,20	3,21	0,40	6,14	0,12	1,90	21,76	332,15	18,56	283,04	1,21	18,45	0,32	4,964
	Зона монтмориллоновых глин с примесью реликтовых минералов	48,3*	1,74	0,09	1,57	2,34	40,72	1,25	21,75	1,18	20,53	22,70	394,98	12,98	225,85	1,48	25,75	0,12	2,088
		54,0*	1,79	0,11	1,97	3,04	54,42	1,11	19,87	1,05	18,79	20,21	361,76	10,34	185,09	8,58*	153,58*	0,12	2,148
		58,5	1,65	0,11	1,81	3,04	50,16	1,19	19,63	1,30	21,45	22,87	377,35	11,96	197,34	2,65	43,72	0,12	1,980
60,2		1,71	0,11	1,88	4,37	74,73	1,27	21,71	0,78	13,34	24,13	412,62	11,34	193,91	2,36	40,36	0,24	4,104	
Среднее		1,72	0,10	1,81	3,20	55,01	1,20	20,74	1,08	18,53	22,48	386,68	11,65	200,55	2,16	36,31	0,15	2,580	
Коренная порода	Лабрадорит	60,6	2,74	3,03	83,02	0,66	18,09	8,47	232,08	0,20	5,48	24,33	660,62	13,83	378,94	1,60	43,84	0,19	5,206
		61,3	2,73	3,03	82,71	0,61	16,65	8,37	228,50	0,21	5,73	24,50	668,85	13,96	381,11	1,24	33,98	0,12	3,276
	Среднее		2,73	3,03	82,86	0,63	17,36	8,42	230,29	0,20	5,60	24,41	664,73	13,90	380,02	1,42	38,91	0,16	4,290

* Конкреции сидерита. При вычислении средних эти числа в расчет не принимались.

Примечание. В левой части графы для элементов указывается содержание (в вес. %), в правой — абсолютные количества на 1 см³ породы (г/см³).

размыты. Распределение в нем порообразующих элементов представлено в табл. 51 (данные из ранее опубликованной работы Н. А. Лисицыной и С. Д. Газенко, 1967). При формировании монтмориллоновых глин (ранняя стадия) в породе сохраняется 2% натрия, 10% — кальция, 90% — магния, калий накапливается, по-видимому, за счет привноса, кремний присутствует в количестве 59% от исходного содержания, алюминий — 58%, железо — 93%, титан — 60%.

На более поздней стадии каолинитовых глин кальций и натрий вынесены почти полностью (сохраняется 1—3% от исходного содержания), магний составляет 9%, калий — 18%. Количество кремния уменьшается до 51%, железо составляет 47%, алюминий — 82%, титана более 100% от исходного количества.

Коэффициенты устойчивости элементов (K) в данном разрезе равняются: Na — 0,01; Ca — 0,03; Mg — 0,09; K — 0,18; Si — 0,5; Al — 0,8; Fe — 0,5; Ti — 1. Отсюда ряд их подвижности имеет следующий вид: Na > Ca > Mg > K > Si = Fe > Al > Ti.

Вынос отдельных элементов имеет здесь специфические особенности. На ранней стадии интенсивно выносятся только натрий и кальций (более 90% от исходного содержания), вынос магния составляет порядка 10%, калий привносится, интенсивно выносятся кремний — 40%, а также более 40% алюминия (?) и менее 10% железа. Содержание титана (60% от исходного) обусловлено пестрым распределением ильменита в исходной породе и продуктах выветривания, что хорошо видно по резким колебаниям его содержания в разных образцах и под микроскопом (ильменит, лейкоксен). Вынос алюминия в нижней зоне кажется завышенным и не находит удовлетворительного объяснения. По-видимому, решающую роль в повышении его мобильности играет щелочная среда, возникающая за счет слабого выноса магния и привноса калия при довольно обильном водообмене, достаточном для почти полного выноса натрия и калия из породы. На поздней стадии (формирование каолинитовых глин) обстановка меняется на нейтральную, и водообмен усиливается. Натрий и кальций вынесены почти полностью. Выносятся более 80% магния, почти весь калий, привнесенный на ранней стадии, около 10% кремния, более 40% железа, титан не выносятся. Каолинитовые породы абсолютно обогащены алюминием (82% от исходного количества), по сравнению с монтмориллоновыми породами нижней зоны.

Такова динамика выноса отдельных элементов в настоящем разрезе. В табл. 52 рассчитаны абсолютные количества элементов, выносимых на разных стадиях выветривания, и их доля в общем выносе. На ранней стадии (монтмориллоновые глины) выносятся 753,5 мг/см³, что составляет около 53% от исходного содержания главных элементов в лабрадорите. На поздней стадии (каолинитовые глины) — 156,30 мг/см³, т. е. всего 11%. В сумме лабрадорит в процессе превращения в каолинитовую глину теряет порядка 64% от первоначального содержания главных элементов. Дальнейшее разложение с образованием гиббсит-каолинитовых пород несколько увеличит эту цифру, но не намного, поскольку в большинстве рассмотренных нами примеров тропического выветривания вынос составляет более 60%, но менее 70%.

Состав выносимого материала на разных стадиях выветривания меняется также весьма характерно. На ранней стадии основания и кремний выносятся примерно в равных количествах и составляют — 38,5 и 37% от суммы выщелачиваемых элементов, 24% составляет алюминий и 0,5% железо и титан. На поздней стадии формирования каолинитовых глин около 54% выноса приходится на долю оснований, 35% на долю кремния и 11% на долю железа. Алюминий и титан не выносятся. Необычно усиленный вынос оснований

Состав выносимого материала (главные элементы) на разных стадиях выветривания лабрадорита. Украинский кристаллический щит, северная окраина

Стадия выветривания	Абсолютные количества (мг/см ³)								
	Na	Ca	K	Mg	Si	Al	Fe	Ti	Сумма
Формирование каолиновой зоны	0,89	14,60	51,80	16,63	54,53	+82,49	17,86	+2,38	156,31
Формирование монтмориллонитовой зоны	81,05	209,55	+37,65	+12,93	278,05	180,53	2,60	1,71	753,50
Коренная порода	82,86	230,29	17,36	5,60	664,73	380,02	38,91	4,29	1424,06

Стадия выветривания	% от общего количества выносимых элементов								
	Na	Ca	K	Mg	Si	Al	Fe	Ti	Сумма
Формирование каолиновой зоны	0,57	9,34	33,15	10,64	34,9	—	11,4	—	100,00
	53,7								
Формирование монтмориллонитовой зоны	10,80	27,70	—	—	37,0	24,0	0,3	0,2	100,00
	38,5								
Коренная порода									

Примечание. Числа со знаком + означают привнос или результат неравномерного распределения элемента в породе и в сумму выносимого материала не входят.

на этой стадии — результат задержки в выщелачивании калия и магния, которые были привнесены ранее (табл. 52, графа процентных содержаний). В остальном схема выноса элементов при выветривании лабрадорита во многом близка к схеме их выноса, например, в батумском разрезе (см. фиг. 14, 15). Любопытно увеличение содержания алюминия в верхней зоне. Поскольку его абсолютное количество (283 мг/см³) не превышает исходного (380 мг/см³), то, по-видимому, здесь не приходится говорить о привносе. Скорее уменьшение содержания алюминия на ранней стадии отчасти обусловлено неравномерностью процесса, а возможно, присутствием в лабрадорите участков, обедненных алюминием.

Кора выветривания на амфиболитах
с гиббсит-гематит-гётитовой верхней зоной. Украина

Распределение главных элементов в разрезе показано в табл. 53. В ней отражена и самая верхняя зона профиля, представляющая собой линзообразный пласт боксита гиббсит-гематит-гётитового состава. Поскольку первичная структура материнской породы в нем не сохранилась, применение метода абсолютных масс, основанного на сравнении содержаний элементов в равных объемах для оценки их подвижности, здесь исключается. Распределение и вынос элементов мы рассмотрим вплоть до каолиновых глин с примесью гидроокислов железа и гиббсита, которые в верхней части пачки обогащены железисто-глиноземистыми конкрециями. При формировании этих конкреций и лежащего выше линзообразного пласта боксита вынос — минимальный и происходит преимущественно за счет кремния, главная же роль принадлежит

Распределение химических элементов в разрезе коры

Коренная порода и продукты выветривания	Глубина, м	Объемный вес, г/см ³	Na		K		Ca	
Гиббсит-гематит-гётитовая (бокситы)	65,35	2,7	0,07	1,89	0,01	0,27	0,37	9,99
	65,6	2,8	0,02	0,56	0,02	0,56	0,05	1,40
	66,5	2,74	0,10	0,27	0,10	0,27	0,05	1,37
Среднее		2,74	0,06	0,91	0,04	0,37	0,16	4,25
Каолинитовые глины с примесью гидроокислов железа и гиббсита	67	1,40	0,096	1,34	0,04	0,56	0,36	5,04
	72	1,46	0,096	1,40	0,06	0,88	0,51	7,45
	73,1*	2,90	0,067	1,94	0,033	0,96	0,31	8,99
	76	1,33	—	—	—	—	0,04	0,53
	83	1,32	0,060	0,79	0,05	0,66	0,40	5,28
	85	1,32	0,059	0,78	0,04	0,53	0,32	4,22
	90,5	1,31	0,090	1,18	0,05	0,66	0,03	0,39
	127,5	1,29	0,10	1,29	0,07	0,90	0,39	5,03
	100	1,38	0,24	3,31	0,05	0,69	0,28	3,86
	130	1,38	0,15	2,07	0,09	1,24	0,12	1,66
	134,2	1,31	0,12	1,57	0,08	1,05	0,37	4,85
	94	1,52	0,090	1,37	0,08	1,22	0,04	0,61
	103	1,56	0,100	1,56	0,05	0,78	0,25	3,90
109	1,59	0,090	1,43	0,06	0,95	0,04	0,64	
Среднее		1,40	0,110	1,50	0,06	0,84	0,24	3,38
Каолинитовые глины с примесью гидрослюд	116,7*	2,82	0,11	3,10	0,16	4,51	0,66	18,61
	117,5*	2,80	0,10	2,80	0,17	1,96	0,31	8,68
	124	1,40	0,12	1,68	0,13	1,82	0,46	6,44
	126	1,40	0,10	1,45	0,11	1,54	0,30	4,20
	121,5	1,45	0,09	1,30	0,05	0,72	0,54	7,83
	120	1,48	0,12	1,78	0,09	1,33	0,08	0,18
	111,8	1,60	0,10	1,60	0,08	1,28	0,55	8,80
Среднее		1,46	0,11	1,56	0,09	1,33	0,38	5,69
Монтмориллонитовые и каолинитовые глины с примесью хлорита, гидрослюд и реликтовых минералов	136,3	1,48	0,15	2,22	0,18	2,66	0,24	3,55
	137,5	1,50	0,18	2,70	0,10	1,50	0,45	6,75
	113	1,60	0,18	2,88	0,09	1,44	0,12	1,92
	132	1,71	0,10	1,71	0,08	1,37	0,52	8,89
	140	1,74	0,10	1,74	0,08	1,39	0,40	6,96
	141	1,88	0,12	2,26	0,10	1,88	0,54	10,15
142,8	2,02	0,23	4,65	0,36	7,27	2,78	56,16	
Среднее		1,68	0,15	2,59	0,14	2,50	0,72	13,48
Коренная порода	144,7	2,34	0,85	19,89	0,24	5,62	1,56	36,50
	143,7	2,48	—	—	—	—	—	—
	144,2	2,68	0,43	11,52	0,26	6,97	7,19	192,69
Среднее		2,50	0,64	13,90	0,25	6,76	3,86	107,37

* Вторично сидеритизированные или ожезненные породы. Из расчета средних исключаются.
 П р и м е ч а н и е. В левой части графы для элементов указывается содержание (в вес. %).

перераспределению элементов с образованием конкреционных структур. Коэффициенты устойчивости вычислены по данным табл. 53 для стадии каолинитовых пород с примесью гиббсита и окислов железа: Mg —

выветривания амфиболита. Украинский кристаллический щит

Mg		Si		Al		Fe		Ti	
0,17	4,59	3,14	84,78	19,60	52,92	20,1	542,7	1,99	53,73
0,08	2,24	1,6	44,8	21,61	605,08	21,6	604,8	2,00	56,0
0,10	2,74	4,44	121,6	9,3	254,82	39,4	1079,56	0,51	13,97
0,12	3,19	3,06	83,75	16,84	463,03	27,03	742,35	1,50	41,23
0,27	3,78	17,62	246,68	17,89	250,46	8,10	113,40	1,36	19,04
0,22	3,21	17,51	255,65	17,27	252,14	9,31	135,93	0,95	13,87
0,34	9,86	3,28	95,12	6,67	193,43	45,09	1307,61	0,20	5,80
0,03	0,40	10,92	145,24	12,92	170,51	25,43	338,22	0,82	10,91
—	—	12,53	165,40	13,24	174,77	22,73	300,04	1,00	13,20
0,23	3,04	12,62	166,58	14,67	193,64	20,20	266,64	0,73	19,64
0,024	0,31	19,30	252,83	19,21	251,65	3,84	50,30	0,97	12,71
0,03	0,39	22,02	284,06	17,82	229,88	1,26	16,25	0,88	11,35
0,104	1,44	18,38	253,64	18,17	250,75	7,47	103,09	0,63	8,69
0,07	0,97	20,41	281,66	19,40	267,72	3,31	31,88	0,80	11,04
He обн.	He обн.	19,23	251,91	17,82	233,44	4,36	57,12	0,94	12,31
0,024	0,36	19,57	297,47	19,32	293,66	4,47	67,94	0,80	12,16
0,061	0,95	15,10	235,56	14,89	232,28	17,57	274,09	0,71	11,08
Сл.	Сл.	19,94	317,05	16,93	269,19	8,12	129,11	0,72	11,45
0,02	1,14	17,31	242,60	16,88	236,20	13,87	229,40	0,87	12,11
0,63	17,77	19,59	552,44	13,51	380,98	15,18	428,08	0,64	18,05
1,04	29,12	3,96	110,88	3,16	88,48	37,88	1060,64	0,16	4,48
0,22	3,08	21,43	300,72	17,17	240,38	2,74	38,36	0,69	9,66
0,18	2,52	20,32	264,48	17,95	251,30	3,07	42,98	0,81	11,34
0,02	0,29	21,03	304,93	18,94	274,63	1,17	16,96	0,98	14,21
0,43	6,36	20,01	296,15	18,47	273,36	4,63	68,52	0,84	12,43
0,043	0,69	23,72	379,52	14,69	235,04	4,20	67,20	0,70	11,20
0,17	2,58	21,30	309,20	17,44	254,90	9,84	246,10	0,80	11,76
0,27	4,00	24,44	361,71	15,71	232,51	2,62	38,78	0,67	9,92
0,18	2,70	23,86	357,90	15,71	232,65	1,68	28,20	0,79	10,95
1,94	31,04	18,64	298,24	14,92	238,72	8,17	130,72	0,67	10,72
0,26	4,45	19,97	341,49	18,65	318,91	2,19	37,45	1,07	18,30
0,32	5,57	21,21	395,05	17,79	309,55	1,76	30,62	0,85	14,79
1,54	28,95	19,94	374,87	12,36	232,37	12,12	227,86	0,70	13,16
1,49	30,10	21,20	428,24	12,61	245,72	8,32	167,86	0,59	10,92
0,85	15,25	21,32	361,60	15,40	259,90	5,29	94,50	0,75	12,82
5,65	132,21	14,23	333,45	7,66	179,24	18,95	443,43	0,31	7,25
—	—	—	—	—	—	8,94	221,70	—	—
4,77	127,84	20,90	560,12	7,48	200,46	10,52	281,94	0,58	15,54
6,58	180,04	21,53	578,20	7,00	189,10	11,57	308,00	0,38	10,31

в правой — абсолютные количества на 1 см³ породы (мг/см³).

0,006; Ca — 0,03; Na — 0,11; K — 0,12; Si — 0,4; Fe — 0,8; Ti — >1, Al > I. Ряд подвижности имеет следующий вид: Mg > Ca > Na = K > Si > Fe > Al = Ti.

*Распределение элементов
в разрезе элювиальной толщи*

На ранней стадии образования полиминеральных глин в элювии сохраняется 12,5% кальция, 18,6 натрия, 8,5% магния и 37% калия от исходного содержания. Кремний остается в элювии на 60%, алюминий и титан не выносятся. Содержания того и другого элемента в единице объема слабо выветрелых пород даже несколько превышают их количества в том же объеме исходной породы. Что касается железа, то его содержание в единице объема слабо выветрелых пород намного меньше, чем в том же объеме исходных, и составляет всего 30%. Все три отклонения объясняются, в первую очередь, неравномерным распределением элементов в неоднородной по составу материнской породе. Это особенно наглядно для железа, процентное содержание которого в слабо выветрелых породах очень сильно колеблется от 1,8 до 12%. Поэтому можно предположить, что вынос железа на ранней стадии фактически не столь велик. Поскольку абсолютные содержания устойчивых элементов, и в том числе железа, мало меняются по разрезу, можно предположить, что на ранней стадии сохраняется около 80% от исходного количества железа, как и на более поздней.

На следующей стадии каолинитовых глин с примесью гидрослюд количество кальция падает до 5%, натрия до 11%, магния до 1—2% и калия до 20% от исходного содержания. Количество кремния составляет 50% от исходного, железа 80%. Содержания алюминия и титана несколько падают, но по-прежнему превышают их количества в единице объема исходной породы. В еще более измененных гиббсит-каолинитовых породах основания почти нацело удалены, сохраняются доли процента — 3% от исходного содержания кальция и магния и 11—12% натрия и калия. Кремний составляет 40% от исходного, железо — около 75%, титан и алюминий — более 100%. Отметим, что количество алюминия несколько меньше, чем в каолинит-гидрослюдистых глинах.

Вынос элементов. Картина распределения элементов в профиле выветривания позволяет судить об особенностях их выноса (табл. 55). В начальную стадию выветривания выносятся от 63 до 92% каждого из оснований, около 40% кремния, некоторое (порядка 20% ?) количество железа; алюминий и титан не выносятся.

При формировании каолинитовых глин с примесью гидрослюд продолжается вынос щелочей и щелочных земель. Дополнительно выносятся 7—8% кальция, натрия и магния, около 17% калия. Дополнительный вынос кремния составляет примерно 10% от содержания в исходной породе. Количество железа предположительно остается тем же. Кроме этого, по сравнению со слабо выветрелой породой теряется несколько процентов алюминия и титана от их содержания в амфиболите.

Формирование гиббсит-каолинитовых пород сопровождается выносом оставшихся в элювии оснований (теряется 0,4—2% кальция и магния и от 0 до 8% натрия и калия), выщелачивается порядка 10% от исходного содержания кремния; железо и титан практически не выносятся. Количество алюминия в единице объема гиббсит-каолинитовых пород несколько уменьшается по сравнению с менее измененными гидрослюдисто-каолининовыми породами.

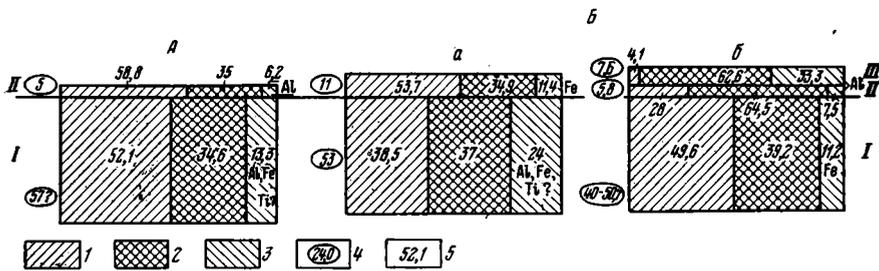
В породах гиббсит-каолининовой зоны суммарно удалены кальций и магний более чем на 90%, натрий и калий — почти на 90%, кремний — на 60%, железо — на 20% от их содержания в амфиболите. Абсолютные количества алюминия и титана превышают их содержания в единице объема исходной породы.

Состав выносимого материала (главные элементы) на разных стадиях выветривания амфиболита. Украинский кристаллический щит, южная окраина

Стадия выветривания	Абсолютные количества (мг/см ³)								
	Na	Ca	K	Mg	Si	Al	Fe	Ti	Сумма
Формирование: каолинитовых глин с примесью гидроокислов и окислов железа и гиббсита	0,06	2,35	0,49	1,44	66,6	18,7	16,7	+0,35	106,34
каолинитовых глин с примесью гидрослюд и реликтовых минералов	1,03	7,79	1,17	12,67	52,4	5,0	+151,6	1,06	81,12
монтмориллонитовых и каолинитовых глин с примесью хлорита, гидрослюд и реликтовых минералов	11,31	93,89	4,26	164,79	216,6	+70,8	+62— 213,5?	+2,51	552,86— 704,36
Коренная порода	13,90	107,37	6,76	180,04	578,2	189,1	308,0	10,31	1393,68
Стадия выветривания	% от общего количества выносимых элементов								
	Na	Ca	K	Mg	Si	Al	Fe	Al	Сумма
Формирование: Каолинитовых глин с примесью гидроокислов и окислов железа и гиббсита	0,06	2,21	0,46	1,35	62,6	17,6	15,7	—	100,00
	4,1					33,3			
Каолинитовых глин с примесью гидрослюд и реликтовых минералов	1,30	9,50	1,50	15,7	64,5	6,2	—	1,3	100,0
	28					7,5			
Монтмориллонитовых и каолинитовых глин с примесью хлорита, гидрослюд и реликтовых минералов	1,60	13,3	0,60	23,4	30,8	—	30,3	—	100
	38,9								
	или 2,0	17,0	0,80	29,8	39,2	—	11,2	—	100,00
	48,6								

Примечание. Числа со знаком + означают привнос или результат неравномерного распределения элемента в породе и в сумму выносимого материала не входят.

Количество и состав выносимого материала на разных стадиях выветривания показаны в табл. 54 и на фиг. 22. На ранней стадии при разложении амфиболита выносятся 553—704 мг/см³ вещества, что составляет от 40 до 50,7% от исходного количества главных элементов. На следующей стадии (каолинитовые глины с примесью гидрослюд) теряется еще 81,1 мг/см³, т. е. около 6%; при формировании гиббсит-каолинитовых пород — 90,2 мг/см³, т. е. 6,5%. Суммарный вынос составляет 52—63% от содержания главных эле-



Фиг. 22. Соотношения главных элементов в выносимом комплексе при формировании древнего элювия основных пород

А — Казахстан, Б — Украинский кристаллический щит: а — северная окраина, б — южная окраина. Стадии выветривания: I — формирование полиминеральных глин нижней зоны, II — формирование гидрослюдисто-каолиновых и каолиновых глин средней или верхней зоны, III — формирование гиббсит-каолиновых пород с примесью окислов железа (верхняя зона). Состав выносимого комплекса: 1 — Na, Ca, K, Mg, 2 — Si, 3 — Al, Fe Ti, 4 — количество выносимых элементов в процентах от содержания в исходной породе; 5 — то же (% от общего количества, выносимого на данной стадии выветривания)

ментов в амфиболите. Таким образом, здесь как и в ранее рассмотренных случаях, более половины материала выносится при разложении исходной породы и превращении ее в глинистую толщу. Дальнейшие преобразования элювия сопровождаются сильно редуцированным выносом и удалением 10—12% от содержания главных элементов в исходной породе. Изменение состава выносимого материала на разных стадиях выветривания украинского амфиболита было показано Н. М. Страховым (1965). При разложении исходной породы основания составляют около 40% выноса, кремний — 30%, остальные 11—30% падают на железо. Последняя цифра, как уже отмечалось, по-видимому, завышена, что связано с неравномерным распределением железа в исходной породе.

На следующей стадии выветривания основания составляют всего 28% выноса, кремний — более 64%, алюминий и титан — более 7%. При формировании гиббсит-каолиновых пород доля щелочей и щелочных земель в общем выносе сокращается до 5%, а роль кремния растет — он составляет около 74% выноса. Остальные 20% приходятся на алюминий. Однако алюминий не уходит из элювия. Среднее его содержание в единице объема гиббсит-каолиновых пород с примесью гидроокислов железа составляет 236 мг/см^3 , т. е. несколько превышает среднее количество этого элемента в таком же объеме исходной породы. Ниже будет показано, что уменьшение количества алюминия в единице объема наиболее измененных пород разреза, по сравнению с менее измененными, объясняется не его выносом, а некоторым перераспределением в связи с образованием железисто-глиноземистых конкреций, обогащающих верхнюю часть разреза.

Некоторые данные о выносе кремния и перераспределении алюминия, железа и титана при формировании конкреций верхней зоны профиля выветривания амфиболитов

Рассчитывая вынос вещества на разных стадиях выветривания, мы убедились, что он резко сокращается после разложения породы и образования глинистых продуктов. В последнем разрезе элювия амфиболитов при их разложении с образованием полиминеральных глин выносятся около 40% кремния. Преобразование полиминеральных глин

в каолиновые и гидрослюдистые глины происходит с потерей еще 10% исходного кремния, образование гиббсит-каолиновых пород сопровождается выносом порядка 6—10% кремния. В целом выщелачивается 60% кремния, причем вынос его постепенно сокращается по мере развития профиля выветривания.

Однако, сравнивая содержание элемента в гиббсит-каолиновых породах с его содержанием в железисто-глиноземистых и глиноземисто-железистых конкрециях и линзах верхней части разреза, можно видеть резкое его уменьшение. Из приводимой ранее табл. 22 видно, что в среднем количество SiO_2 в гиббсит-каолиновых глинах верхней зоны составляет 35,5%, а в гиббсит-гематит-гётитовой породе — всего 6,7% (минимальное равно 3,5%). Отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (кремневый модуль) составляет для гиббсит-каолиновых глин 0,7—0,9; в бокситах он возрастает до 1,8 (глиноземисто-железистые участки) и 5,5—12 (железисто-глиноземистые участки). Ориентировочные подсчеты потери кремния при формировании боксита, выполненные по данным табл. 53, показывают, что на этой стадии выносятся 20 и более 30% кремния, что увеличивает суммарный вынос элемента до 80—92%. Эти цифры подтверждают вывод о резком усилении выноса кремния при образовании линз и конкреций боксита, сделанный ранее при описании типов тропического элювия. Усиление выноса кремния можно объяснить только изменением условий выветривания в сторону повышения промываемости коры.

Устойчивые к выветриванию главные элементы (Al, Fe, Ti) при этом относительно накапливаются. Их окислы и гидроокислы слагают более 90% боксита и перераспределяются с образованием конкреций.

Особенности перераспределения главных и некоторых малых элементов на заключительной стадии выветривания будут подробнее рассмотрены в главе IV.

Обсуждение полученных данных (древние коры выветривания)

Общие черты динамики выноса химических элементов

Рассмотрение особенностей выноса главных элементов при формировании трех разрезов древнего элювия показывает, что его динамика или общая схема принципиально не отличается от схемы выноса элементов при формировании современных — четвертичных кор. Во всех разрезах главная масса элементов выносятся при разложении исходной породы и формировании нижней зоны профиля. Далее в процессе преобразований глинистого элювия, ведущих к обособлению верхних зон профиля, вынос резко сокращается. Например, главные элементы при выветривании амфиболитов Украинского кристаллического щита выносятся (в % от исходного содержания) следующим образом (см. фиг. 22):

- | | |
|---|-------|
| I. Формирование нижней зоны каолиновых и монтмориллонитовых глин с примесью гидрослюд | 40—51 |
| II. Формирование средней зоны каолиновых глин с примесью гидрослюд | 5,8 |
| III. Формирование верхней зоны гиббсит-каолиновых глин с примесью гидроокислов и окислов железа | 7,6 |

В разрезе запечатлен процесс наиболее постепенного изменения исходной породы по сравнению с двумя другими разрезами, однако и в этом случае разница между выносимым количеством элементов на ранней стадии выветривания (формирование нижней зоны профиля) и на более поздних (формирование верхних зон) очень велика. Между тем, необходимо иметь в виду, что формирование зональной толщи коры

выветривания мощностью в несколько десятков метров отличается большой продолжительностью, но вынос элементов на всем ее протяжении редуцирован. В корях выветривания лабрадоритов Украинского щита и порфириров Казахстана изменение пород менее постепенное. Вынос элементов при формировании нижней зоны профиля составляет для казахстанского разреза порядка 57%, в коре лабрадоритов — 53%, при формировании верхней зоны — 5 и 11% соответственно (см. фиг. 22).

Имея в виду уменьшение выносимых количеств элементов по мере развития процесса выветривания, мы можем рассматривать раннюю стадию разложения породы и формирования нижней зоны профиля выветривания как стадию массового выноса, формирование верхних зон профиля — как стадию редуцированного выноса. Если принять общее количество элементов, выносимое в процессе формирования профиля выветривания за 100%, то легко рассчитать, какая часть приходится на разные стадии этого процесса, отвечающие образованию разных зон. Для коры выветривания амфиболитов Украины, сохранившей структуру исходной породы вплоть до гиббсит-каолининовой верхней зоны, получены приводимые ниже цифры (линзообразные пласты бобового боксита не учтены). При формировании нижней зоны каолининовых и монтмориллонитовых глин с примесью гидрослюд выносятся 79% от всего выносимого количества элементов. На следующей стадии формирования средней зоны каолининовых глин с примесью гидрослюд выносятся только 9% общего количества, при формировании гиббсит-каолининовых глин с примесью окислов железа — 12%.

Мы уже отмечали при рассмотрении геохимического поведения элементов в коре амфиболитов, что вынос железа при формировании нижней зоны, возможно, завышен (см. табл. 53). В случае, если он составляет 11% от выносимого на ранней стадии количества элементов, структура общего выноса меняется мало. При формировании нижней зоны выносятся 75%, средней зоны — 11% и верхней — 14% общего количества элементов, выщелачиваемых из породы.

Такова первая особенность динамики выноса элементов. Для двух других разрезов мы не можем получить достоверные данные о том, какая часть выносимого количества элементов выщелачивается на ранней стадии и какая на поздней стадиях выветривания, поскольку верхняя зона профиля в обоих случаях размывта.

Состав выносимого комплекса на разных стадиях выветривания виден на диаграммах (см. фиг. 22). На ранней стадии (формирование нижней зоны профиля) выносятся полный набор элементов от легкоподвижных оснований до малоподвижных алюминия, железа и титана. В дальнейшем, при формировании средней и верхней зон профиля в наиболее полном разрезе коры амфиболитов вынос оснований, а также алюминия, железа и титана сокращается до минимума, тогда как вынос кремния продолжается и играет главную роль, составляя более 64% выносимого количества элементов. В казахстанском разрезе коры порфириров и в элювии лабрадоритов Украины эта закономерность не прослеживается, однако причины ее обусловлены некоторым изменением условий выветривания (см. описание геохимических особенностей конкретных разрезов).

Теперь мы можем сказать, что древним корам присуща и вторая особенность динамики выноса элементов, которая заключается в том, что на ранней стадии выветривания (разложение породы, формирование нижней зоны) в той или иной степени выносятся или могут выноситься все главные элементы. При дальнейшем развитии процесса по мере сокращения выноса главную роль в выносимом комплексе играет кремний. Необходимо помнить, однако, что его абсолютные количества, удаляемые из разреза на этой стадии, невелики.

В явном противоречии с общим ходом выщелачивания элементов находится усиление выноса кремния на заключительной стадии выветривания амфиболитов Украины, когда формируется горизонт бокситов. Как было показано, вынос кремния наиболее интенсивный на ранней стадии выветривания сокращается по мере развития процесса. При формировании гиббсит-каолинитовых пород верхней зоны, подстилающих бокситы, он составляет не более 10% исходного содержания. Примерный подсчет показывает, однако, что образование линз и конкреций боксита сопровождается новым усилением выноса элемента, который возрастает до 20—30% от содержания в коренной породе. Это изменение динамики выноса кремния (и других элементов) можно объяснить только изменением условий выветривания, скорее всего климатических. Процесс выветривания при этом обновляется, вынос элементов становится более интенсивным, а ранее сформированная толща элювия играет роль исходной породы. Поскольку большая часть легкоподвижных элементов уже удалена, выщелачивается главным образом кремний, что ведет к обогащению элювия алюминием и другими устойчивыми элементами.

Таким образом, образование бокситов возможно и в постепенно развивающихся тропических и субтропических корах, но только в результате усиления степени интенсивности процесса.

Особенности выноса главных элементов в разных разрезах древнего элювия

Сравнение общих количеств главных элементов, выносимых при формировании трех рассмотренных разрезов древнего элювия (см. фиг. 22), показывает, что они очень мало отличаются друг от друга и составляют 62—64% от исходного содержания элементов в материнской породе. Примерно столько же вещества выносилось, как мы видели, в процессе образования разных типов современных — четвертичных кор. Следовательно, принципиальных количественных различий в общем выносе при формировании тех и других нет. Обратимся к анализу выносимого комплекса элементов.

Состав выносимого комплекса (количественные соотношения в нем элементов) имеет следующие особенности (см. фиг. 22). На ранней стадии (формирование нижней зоны) выносятся:

	Основания, %	Кремний, %	Алюминий, железо, титан (?), %
Казахстанский разрез коры выветривания порфиритов	52	около 35	13
Украинский разрез коры выветривания амфиболитов	около 50	около 40	11 (железо)
То же лабрадоритов	около 39	37	24

На поздней стадии выветривания (формирование верхних зон профиля), как можно видеть в южноукраинском разрезе, главную роль играет кремний.

Из приведенных цифр следует, что из трех разрезов древнего элювия только в одном разрезе коры выветривания лабрадоритов соотношение элементов в выносимом комплексе на ранней стадии соответствует такому же соотношению в современном — четвертичном элювии вьетнамского типа. В двух других разрезах оно отлично. Различие заключается в том, что в рассмотренных древних корах вынос оснований превышает вынос кремния, и, следовательно, кремний выносятся слабее, чем в разрезах современного — четвертичного элювия. А это, в свою очередь, означает, что разложение исходной породы происходило менее интенсивно. Между тем, именно степень интенсивности выноса кремне-

зема является прямым показателем степени интенсивности разложения породы, тогда как основания в хорошо дренированных корах влажных тропиков всюду легко удаляются из разреза. Учитывая это обстоятельство, мы можем сказать, что коры выветривания казахстанского и южноукраинского разрезов с геохимической точки зрения относятся к иному типу, чем рассмотренные ранее современные — четвертичные коры, и кора выветривания лабрадоритов Украины более всего сходна с элювием вьетнамского типа.

Таким образом, геохимические особенности двух первых разрезов в полном соответствии с вещественным составом элювиальных пород свидетельствуют о их принадлежности к особому типу элювия, названному нами украинским. Последний характеризуется еще более постепенным разложением исходной породы, чем вьетнамский.

Т а б л и ц а 55

Вынос оснований, кремния и алюминия при формировании некоторых разновидностей древнего элювия (в % от содержания в исходной породе)

Разрез	Основания		Кремний		Алюминий	
	Начальная стадия	Всего	Начальная стадия	Всего	Начальная стадия	Всего
Кора выветривания порфирита (Казахстан)	40—97	80—97	50—52	55—60	20	20
Кора выветривания лабрадорита (Украина)	10—98	82—99	41	около 50	42?	18
Кора выветривания амфиболита (Украина)	60—92	88—99	35—40	более 60	Практически не выносятся	

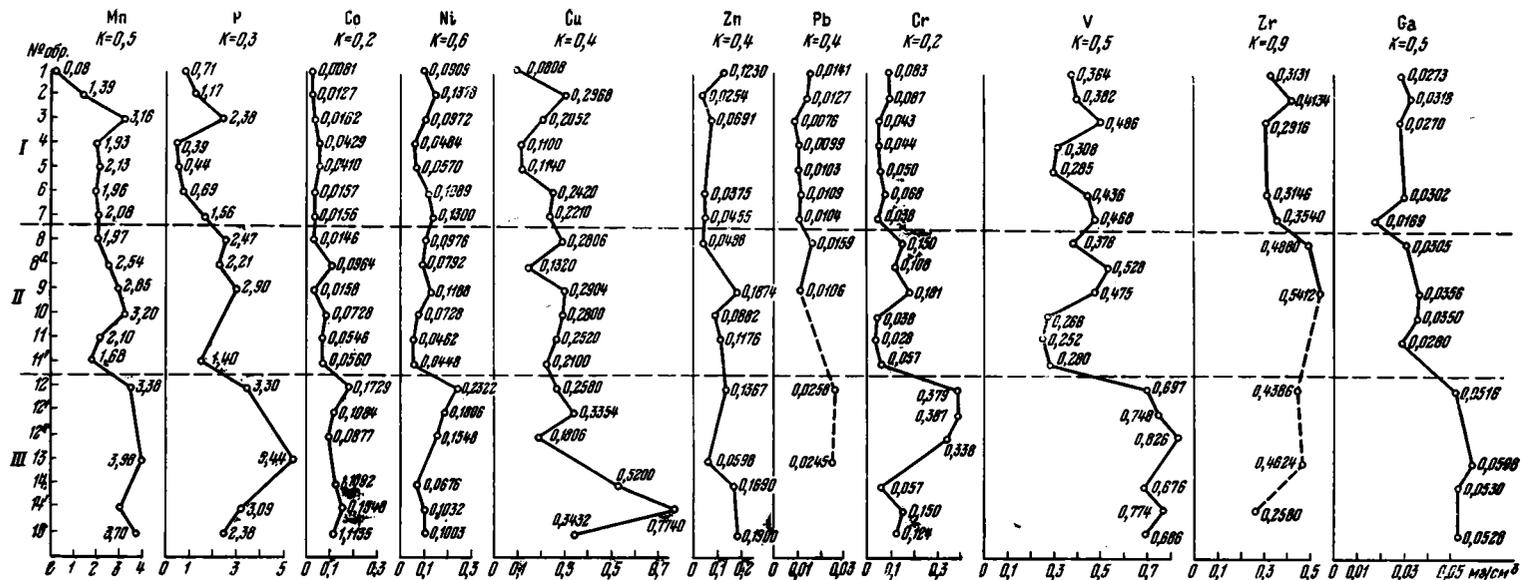
Суммируем данные о выносе оснований, кремния, алюминия, железа и титана по отношению к их содержанию в исходной породе (табл. 55). На ранней стадии выносятся от 10 до 98% оснований, по сравнению с исходным содержанием каждого. Вынос кремния в разных разрезах составляет от 35 до 52% от исходного содержания. Алюминий выносятся по разному — от 0 до 20% и более (?), железо — от 10 до 30%. Суммарно в каждом из трех разрезов вынесено 80—90% оснований, 50 и более 60% кремния, а в южноукраинском разрезе — не менее 90%, 0—20% алюминия, 20—30% железа от количества каждого элемента в коренной породе (см. фиг. 21). Вынос титана не доказан. Вынос алюминия на ранней стадии выветривания несомненно отражается на составе конечных продуктов и уменьшает возможности накопления в них свободного глинозема. Необходимо учитывать, однако, что все представленные здесь цифры в какой-то степени ориентировочны и, в ряде случаев, показывают только порядок или масштабы выноса разных элементов. Более всего это относится к железу, титану и даже алюминию; колебания их содержаний в коренной породе часто заметно влияют на точность расчетов.

МАЛЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Современные — четвертичные коры выветривания

Элювий вьетнамского типа

Распределение малых элементов в элювии вьетнамского типа мы рассмотрим на примере батумского разреза, поскольку в другом разрезе этого типа, северовьетнамском, количество изученных образцов



Фиг. 23. Распределение малых элементов в элювии авгит-лабрадоритового порфирита. Батумское побережье Кавказа

Породы: I — умеренно выветрелые, II — слабо выветрелые, III — коренные

Распределение малых элементов в разрезе коры выветривания

Коренная порода и продукты выветривания		№ Обр.	Объемный вес, г/см ³	Mn	P	Co	NI					
Кора выветривания	Метагаллуазитовые породы с примесью гётита и гидрогётита	1	1,01	0,008	0,08	0,07	0,71	0,0008	0,0081	0,0090	0,0909	
		2	1,06	0,13	1,39	0,11	1,17	0,0012	0,0127	0,0130	0,1378	
		3	1,08	0,29	3,16	0,22	2,38	0,0015	0,0162	0,0090	0,0972	
		4	1,10	0,18	1,95	0,035	0,39	0,0039	0,0429	0,0040	0,0484	
		5	1,14	0,18	2,11	0,04	0,44	0,0036	0,0410	0,0050	0,0570	
		6	1,21	0,16	1,96	0,06	0,69	0,0013	0,0167	0,0090	0,1089	
		7	1,30	0,16	2,08	0,12	1,56	0,0012	0,0156	0,0100	0,1300	
	Среднее			1,13	0,16	1,82	0,093	1,05	0,0020	0,0217	0,0080	0,0957
	Хлоритовые породы с примесью метагаллуазита и гётита	с гиббситом	8	1,22	0,16	1,97	0,20	2,47	0,0012	0,0146	0,0080	0,0976
			9	1,32	0,19	2,54	0,17	2,21	0,0073	0,0964	0,0060	0,0792
9			1,32	0,22	2,85	0,22	2,90	0,0012	0,0153	0,0090	0,1188	
Ср.			1,29	0,19	2,45	0,196	2,53	0,0030	0,0421	0,0080	0,0985	
без гиббсита		10	1,40	0,16	3,2	He	опр.	0,0052	0,0728	0,0052	0,0728	
	11	0,15		2,1	>	>	0,0039	0,0546	0,0033	0,0462		
11'	0,12	1,68	0,10	1,40	0,0040	0,0560	0,0032	0,0448				
Среднее			1,40	0,14	2,33	0,10	1,40	0,0044	0,0611	0,0043	0,0546	
Коренная порода	Авгит-лабрадор- вый порфирит	12	2,58	0,13	3,38	0,13	3,3	0,0067	0,1729	0,0090	0,2322	
		12'	2,58	He	опр.	He	опр.	0,0042	0,1084	0,0070	0,1806	
		12''	2,58	>	>	>	>	0,0034	0,0877	0,0060	0,1548	
		13	2,72	0,15	3,98	0,20	5,44	He	опр.	He	опр.	
		14	2,60	0,12	2,99	He	опр.	0,0042	0,1092	0,0026	0,0676	
		14'	2,58	He	опр.	0,12	3,09	0,0060	0,1548	0,0040	0,1032	
		15	2,64	0,14	,70	0,09	2,38	0,0043	0,1135	0,0038	0,1003	
Среднее			0,14	3,51	0,14	3,56	0,0051	0,1244	0,0060	0,1398— 0,1542		

Примечание. В левой части графы для элементов указывается содержание (в вес. %),

весьма ограниченно. Содержания элементов в коренной породе (авгит-лабрадор-
вый порфирит) и продуктах его выветривания показаны в табл. 56, заимствованной из более ранней работы (Лисицына, Глаголева, 1968). Данные табл. 56 приводятся с некоторыми исправлениями, добавлены сведения по цирконию, галлию и свинцу, полуколичественные определения цинка заменены количественными. Содержание каждого элемента дается в процентах и в миллиграммах на кубический сантиметр.

Характер распределения элементов в разрезе виден также на графиках (фиг. 23).

Марганец присутствует в коренной породе в количестве 0,12—0,15%, в слабо выветрелых хлорит-метагаллуазитовых породах его содержания колеблются от 0,12 до 0,22%, в умеренно выветрелых метагаллуазитовых глинах они составляют 0,13—0,18% и только в единичных случаях падают до 0,008% и поднимаются до 0,29%. Если не считать этих отклонений, связанных с примазками окислов марганца или прожилками в верхней части разреза, то его распределение в элювии в общем равномерное (фиг. 23). Абсолютные количества марганца постепенно убывают от 3,5 мг/см³ в порфирите до 2,3—2,45 мг/см³ в слабо выветрелой породе и до 1,8 мг/см³ в умеренно выветрелой.

авгит-лабрадорового порфирита. Батумское побережье Кавказа

Cu		Zn		Pb		Cr		V		Zr		Ga	
0,008	0,0808	0,0122	0,1230	0,0014	0,0141	0,0082	0,083	0,036	0,364	0,031	0,3131	0,0027	0,0273
0,028	0,2968	0,0024	0,0254	0,0012	0,0127	0,0082	0,087	0,036	0,382	0,039	0,4134	0,0030	0,0318
0,019	0,2052	0,0064	0,0691	0,0007	0,0076	0,0040	0,043	0,045	0,486	0,027	0,2916	0,0025	0,0270
0,010	0,1100	He опр.		0,0009	0,0099	0,0040	0,044	0,028	0,308	He опр.		He опр.	
0,010	0,1140	>	>	0,0009	0,0103	0,0044	0,050	0,025	0,285	>	>	>	>
0,020	0,2420	0,0031	0,0375	0,0009	0,0109	0,0056	0,068	0,036	0,436	0,026	0,3146	0,0025	0,0302
0,017	0,2210	0,0035	0,0455	0,0008	0,0104	0,0029	0,038	0,036	0,468	0,034	0,3540	0,0013	0,0169
0,016	0,1814	0,0055	0,0601	0,0010	0,0108	0,0048	0,059	0,030	0,390	0,031	0,3373	0,0024	0,0266
0,023	0,2806	0,0040	0,0488	0,0013	0,0159	0,0123	0,150	0,031	0,378	0,040	0,4880	0,0025	0,0305
0,010	0,1320	He опр.		He опр.		0,0082	0,108	0,040	0,528	He опр.		He опр.	
0,022	0,2904	0,0142	0,1874	0,0008	0,0106	0,0137	0,181	0,036	0,475	0,041	0,5412	0,0027	0,0356
0,018	0,2343	0,0091	0,1181	0,0010	0,0132	0,0114	0,146	0,036	0,460	0,040	0,5146	0,0026	0,0330
0,020	0,2800	0,0063	0,0882	He опр.		0,0027	0,038	0,019	0,266	He опр.		0,0025	0,0350
0,018	0,2520	0,0084	0,1176	>	>	0,0020	0,028	0,018	0,252	>	>	0,0020	0,0280
0,015	0,2100	He опр.				0,0041	0,057	0,020	0,280	>	>	He опр.	
0,018	0,2473	0,0073	0,1029	>	>	0,0029	0,041	0,019	0,266	>	>	0,0022	0,0315
0,010	0,2580	0,0053	0,1367	0,0010	0,0258	0,0147	0,379	0,027	0,697	0,017	0,4386	0,0020	0,0516
0,013	0,3354	He опр.		He опр.		0,0150	0,387	0,029	0,748	He опр.		He опр.	
0,007	0,1806	>	>	>	>	0,0131	0,338	0,032	0,826	>	>	>	>
He опр.		0,0022	0,0598	0,0009	0,0245	He опр.		He опр.		0,017	0,4624	0,0022	0,0598
0,020	0,5200	0,0065	0,1690	He опр.		0,0022	0,057	0,026	0,676	He опр.		0,0020	0,0530
0,030	0,7740	He опр.		>	>	0,0056	0,150	0,030	0,774	0,010	0,2580	He опр.	
0,018	0,3432	0,0072	0,1900	>	>	0,0047	0,124	0,026	0,686	He опр.		0,0020	0,0528
0,016	0,4019	0,0053	0,1389	0,0009	0,0252	0,0093	0,240	0,028	0,739	0,014	0,3863	0,0020	0,0543

в правой — абсолютные количества на 1 см³ породы (мг/см³).

Это означает, что в менее измененных породах батумского разреза сохраняется 66—70% от исходного содержания марганца, в более измененных — примерно 50%. Вынос марганца при разложении порфирита составляет 30—34% и позднее увеличивается до 50% от исходного количества элемента.

Поведение марганца в батумском разрезе резко контрастирует, как мы увидим ниже, с его поведением в других типах элювия — современного — четвертичного и древнего. Почти во всех рассмотренных нами случаях вынос его превышает 80% от исходного содержания, тогда как в батумском разрезе выносятся не более 50% исходного количества элемента. При этом распределение его в элювии равномерное, петрографическими наблюдениями значительных локальных скоплений окислов марганца также не установлено. Следовательно, при формировании батумских красносезмов создаются специфические условия, способствующие окислению и фиксации марганца в разрезе. Его окислы образуют пленки на стенках трещин в элювиальной толще.

Подобные пленки известны и в других тропических корах. По данным Вольфендена (Wolfenden, 1965) они образуются в каолинитах коры выветривания андезита в Сараваке (Малайзия, остров Калимантан) при содержании марганца не менее 0,22%.

Фосфор в порфирите составляет 0,1—0,2%, в среднем — 0,14%. В слабо выветрелых породах его содержание равняется 0,10—0,22%, в умеренно выветрелых породах оно колеблется от 0,03 до 0,22%. Фосфор распределяется в элювии неравномерно (фиг. 23). Абсолютные количества его уменьшаются от 3,6 мг/см³ в порфирите до 1,4—2,5 мг/см³ в слабо выветрелых породах и до 1,05 мг/см³ в умеренно выветрелых. В первом случае сохраняется от 70 до 40% от исходного содержания фосфора в порфирите, во втором — около 30%. Вынос фосфора происходит весьма энергично при разложении порфирита, когда удаляется 30—60% от исходного содержания элемента, при формировании умеренно выветрелых пород дополнительно выносятся около 10% элемента, т. е. суммарный вынос в данном разрезе более 70% от исходного количества.

Еще более энергично выносятся кобальт. Его содержание в порфирите в среднем составляет 0,0051%, в слабо выветрелых породах — 0,0030—0,0044%, в умеренно выветрелых — 0,0020%. В пересчете на содержания в единице объема в среднем получаем: для порфирита — 0,1244 мг/см³, для слабо выветрелых пород — 0,0423—0,0611 мг/см³, для умеренно выветрелых — 0,0217 мг/см³. Необходимо отметить, что для кобальта характерно весьма неравномерное распределение в разрезе. Его содержания в соседних образцах часто отличаются в 2—3 раза и более (фиг. 23). Сравнение содержаний в равных объемах выветрелой и исходной породы показывает, что в слабо измененных продуктах сохраняется от 34 до 50% исходного кобальта, в умеренно выветрелых — только около 20%.

Иными словами, при разложении порфирита выносятся около 50%, а на участках интенсивного выщелачивания более 60% от исходного количества кобальта. Суммарно выносятся более 80% от содержания элемента в порфирите.

Никель присутствует в исходной породе в количестве 0,0026—0,0090%, в среднем — 0,0060%. В слабо выветрелых породах среднее его содержание составляет 0,0043—0,0080%, в умеренно выветрелых — 0,0080%. Среднее содержание никеля в единице объема коренной породы составляет 0,1398 мг/см³, а если исключить единственное отличие от других значений (обр. 14, табл. 56), оно составит 0,1542 мг/см³. В единице объема слабо выветрелых пород в среднем присутствует 0,0546—0,0985 мг/см³ никеля, в умеренно выветрелых породах — 0,0957 мг/см³. Распределение элемента в разрезе весьма неравномерное и напоминает распределение кобальта (фиг. 23). В среднем в слабо выветрелых породах сохраняется 36—70% никеля, в умеренно выветрелых — порядка 60% от содержания в порфирите. Вынос его на ранней стадии разложения составляет 30 и более 60%, на более поздней, при формировании метагаллуазитовых глин, не превышает 40% от исходного содержания.

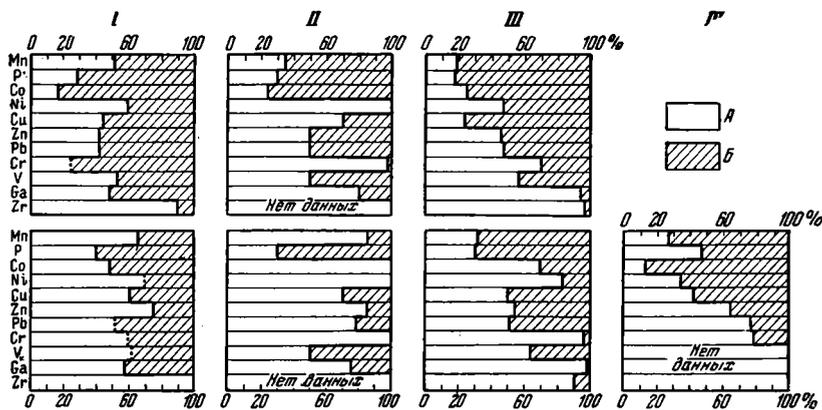
Медь в коренной породе и продуктах выветривания распределяется неравномерно. Содержания ее колеблются от 0,0070 до 0,0300%, среднее равно 0,0160%. В слабо выветрелых продуктах (хлорит-метагаллуазитовые глины) среднее содержание меди составляет 0,0180%, в умеренно измененных породах (метагаллуазитовые глины) — 0,0160%. Абсолютные количества меди меняются снизу вверх по разрезу. В коренной породе она присутствует в количестве 0,4019 мг/см³, в слабо выветрелой — 0,2343—0,2473 мг/см³, в умеренно выветрелой — 0,1814 мг/см³. Таким образом, в слабо выветрелой породе сохраняется более 60%, а в умеренно выветрелой — порядка 40% от исходного содержания элемента. Вынос меди составляет более 30% на ранней стадии выветривания; суммарный вынос около 60% от исходного содержания элемента.

Цинк в порфирите составляет 0,0022—0,0072%, в среднем — 0,0053%, в слабо выветрелой породе его содержание в среднем возрастает до 0,0073—0,0091%, в умеренно выветрелых — 0,0055%. Таким образом, в единице объема исходной породы цинк присутствует в количестве 1,1389 мг/см³, в слабо выветрелой — 0,103—0,113 мг/см³, в умеренно выветрелой — 0,06 мг/см³. Сравнение этих цифр между собой показывает, что в слабо выветрелых породах сохраняется 75—85% исходного цинка, в умеренно выветрелых — немногим более 40%. Вынос цинка на ранней стадии выветривания сравнительно небольшой — 15—20% от содержания в коренной породе. При формировании метagalлуазитовых глин выносятся еще порядка 25—40%, суммарно порода теряет более 50% содержащегося в ней цинка.

Свинец в исходном порфирите и продуктах его выветривания распределяется довольно равномерно. Среднее его содержание и в коренной породе и в продуктах выветривания составляет 0,0010%. В пересчете на абсолютные количества в порфирите содержится свинца 0,0252 мг/см³, в слабо выветрелых породах — 0,0132, в умеренно выветрелых — 0,0108 мг/см³. По этим данным в слабо выветрелых породах сохраняется несколько более 50% свинца от исходного содержания, в умеренно выветрелых — порядка 40%. Вынос свинца на ранней стадии интенсивный — теряется около 50% элемента, при формировании умеренно выветрелых пород выносятся еще около 10% от исходного количества; в сумме выносятся около 60%. В целом, при формировании батумского разреза выносятся примерно равные количества меди, свинца и цинка по отношению к исходному содержанию каждого элемента в порфирите.

Хром распределяется неравномерно как в исходном порфирите, так и в продуктах его выветривания. Его содержание в коренной породе колеблется от 0,0022 до 0,0150% (среднее 0,0093%), в умеренно измененной породе — от 0,0020 до 0,0137%, в сильно измененной — от 0,0029% до 0,0082% (среднее 0,0048%). В пересчете на абсолютные количества имеем следующие содержания хрома в исходном порфирите в среднем 0,240 мг/м³, в слабо выветрелой породе — 0,041—0,146 мг/см³, в умеренно выветрелой — 0,059 мг/см³. Количество хрома, сохранившегося в породе (в % от исходного содержания) составляет в слабо выветрелой породе 17—60% от исходного, в умеренно выветрелой — порядка 25%. Вынос хрома, как видно из этих данных, весьма интенсивный (суммарно удалено около 75% от исходного содержания элемента в порфирите). Этот вывод требует подтверждений на другом материале, так как хром в элювиальном процессе, как правило, относится к числу более устойчивых элементов. Поэтому остаются сомнения по поводу того, что полученные результаты, возможно, являются следствием весьма неравномерного распределения элемента в исходной породе.

Более равномерно распределен ванадий. В исходном порфирите его содержание колеблется от 0,026 до 0,032%, в слабо выветрелой — от 0,018—0,020, в хлорит-метagalлуазитовых глинах — до 0,031—0,040% на участках, содержащих гиббсит. Наконец, в сильно выветрелых породах ванадий присутствует в количестве 0,025—0,045% (среднее содержание 0,030%). Содержание ванадия в единице объема свежей и выветрелых пород меняется по разрезу следующим образом: в порфирите оно составляет в среднем 0,739 мг/см³, в слабо выветрелой породе — от 0,266 до 0,460 мг/см³, в сильно выветрелой — 0,390 мг/см³. В слабо выветрелой породе сохраняется, таким образом, около 36—62% элемента от его исходного количества, в умеренно выветрелой до 50%. Вынос ванадия при формировании батумского разреза оказывается значительно менее активным, чем у хрома, и составляет для слабо вы-



Фиг. 24. Содержание малых элементов в элювии и выносимые количества каждого элемента в процентах от содержания в исходной породе (современные — четвертичные коры выветривания)

I — Батумское побережье Кавказа, II — остров Танти, III — остров Оаху (Гавайи), IV — Республика Гвинея. Нижний ряд — ранняя стадия выветривания, верхний ряд — поздняя стадия выветривания. А — элементы в элювии, Б — элементы в выносе

ветрелых пород 40—60% от исходного содержания, для умеренно выветрелых пород — около 50%.

Цирконий содержится в авгит-лабрадоровом порфирите в количестве 0,010—0,017%, в слабо выветрелых породах — возрастает до 0,04%, в умеренно выветрелых его содержание в среднем 0,031%. Некоторый перепад значений, по-видимому, объясняется явно неравномерным распределением элемента в исходной породе. Содержание циркония в единице объема порфирита составляет в среднем 0,3863 мг/см³, в слабо выветрелой породе — 0,5146 мг/см³, в умеренно выветрелой — 0,3373 мг/см³. Сравнение этих значений показывает, что все исходное количество элемента сохраняется в продуктах выветривания и почти не выносятся.

Галлий содержится в коренной породе в количестве 0,0020% и распределен равномерно. В слабо выветрелой породе его содержания колеблются от 0,0020 до 0,0027%, в умеренно выветрелой определено 0,0025—0,0030% галлия (в одном случае 0,0013%). В пересчете на содержание в единице объема имеем: в порфирите 0,0543 мг/см³, в слабо выветрелых породах — 0,0315—0,0330 мг/см³, в умеренно выветрелых — 0,0266 мг/см³.

Иными словами, в слабо измененных продуктах сохраняется около 60% галлия от его содержания в порфирите, в умеренно выветрелой породе около 50%. Вынос на ранней стадии составляет около 40%, на более поздней выносятся дополнительно около 10% элемента, суммарно порода теряет примерно половину исходного его количества.

Так обстоит дело с выносом отдельных элементов при выветривании в условиях Батумского побережья Кавказа (фиг. 24). Приведенные здесь данные показывают, что рассмотренные элементы довольно сильно различаются по подвижности. Часть из них, например кобальт, ведут себя как легко подвижные, цирконий, несомненно, является устойчивым элементом, остальные относятся к числу подвижных или малоподвижных. Взяв за основу коэффициенты их устойчивости (К), напишем ряд подвижности для данного разреза (подвижность убывает слева направо): Co — 0,2; Cr — 0,25; P — 0,3; Zn — 0,4; Pb — 0,45; Cu — 0,4; Ga — 0,5; Mn — 0,5; V — 0,5; Ni — 0,6; Zr — 0,9.

Сравнивая приведенные значения с ранее опубликованными коэффициентами устойчивости тех же элементов, но для других типов элювия (Лисицына, 1968), можно видеть, что часть из них резко меняет свою подвижность. Так, например, галлий в древних корах ведет себя как устойчивый элемент, здесь же он относится к числу более подвижных. Марганец, напротив, легко выносится в некоторых типах древних кор, в условиях же Батумского побережья Кавказа он более устойчив. Необычно подвижным оказался также хром. В числе основных причин, определяющих поведение элементов в разных типах элювия, помимо физико-химических условий среды, существенную роль играют минеральные формы их нахождения в исходной породе и продуктах выветривания.

Посмотрим, как меняется общий вынос малых элементов на разных стадиях выветривания. Динамику этого процесса можно себе представить, сравнивая суммарные содержания всех рассмотренных элементов в сильно измененных и умеренно измененных породах с суммой этих элементов в исходном порфирите (табл. 57). Из табл. 57 следует,

Таблица 57

Вынос малых элементов при формировании элювия порфирита. Батумское побережье Кавказа

Порода	Среднее содержание элементов, мг/см ³	Вынос элементов, мг/см ³	Вынос элементов (в % от содержания в порфирите)
Умеренно измененная (металлауазитовые глины с примесью гётита)	3,9995	1,0627	11,4
Слабо измененная (хлорит-металлауазитовые глины с примесью реликтовых минералов)	5,0622	4,2341	45,6
Коренная (авгит-лабрадор-вый порфирит)	9,2963		
		5,2968	57

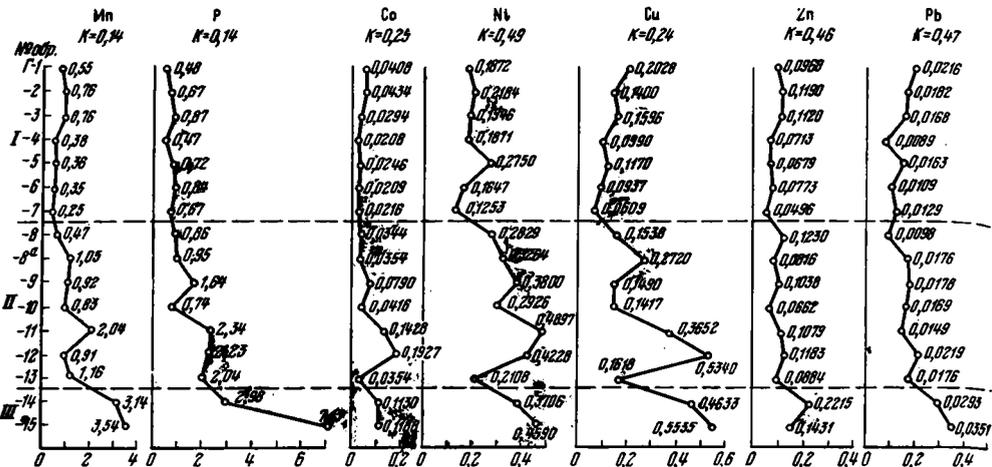
что в сумме выносится около 60% малых элементов от их содержания в коренной породе. Из них на ранней стадии теряется более 45%, позднее (формирование гиббсит-каолиновых пород) — более 10%.

Вспоминая особенности выноса порообразующих элементов для вьетнамского типа элювия, разобранные нами ранее, нетрудно убедиться, что динамика выноса малых элементов имеет определенное сходство с динамикой выноса порообразующих. Для малых элементов также намечаются две стадии выноса: ранняя стадия массового выноса и более поздняя стадия редуцированного выноса. Близки и количественные соотношения выносимых элементов на разных стадиях выветривания.

Элювий тихоокеанского типа

Распределение малых элементов в разрезе острова Оаху (Гавайские острова), типичном для тихоокеанского типа элювия, показано в табл. 58 и на графиках (фиг. 25).

Марганец присутствует в исходном базальте в количестве 0,13—0,14%, как и в порфирите Батумского побережья Кавказа. Однако уже в первых продуктах выветривания (металлауазитовые глины с примесью реликтовых минералов) содержание марганца падает до

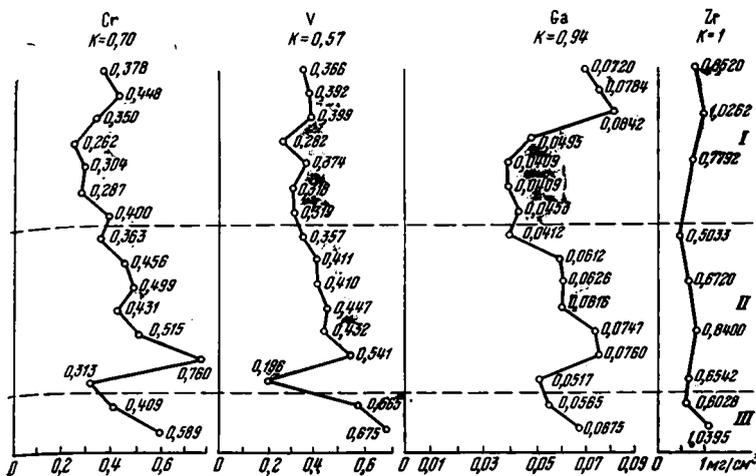


Фиг. 25. Распределение малых элементов в элювии базальта. Остров Оаху (Гавайские
Породы: I — сильно выветрелые, II — умеренно выветрелые, III — коренные

0,07% и продолжает уменьшаться до 0,04% в сильно выветрелых гиббсит-каолининовых породах. В пересчете на абсолютные количества это изменение содержания марганца выражается следующими цифрами: в базальте оно равняется в среднем $3,34 \text{ мг/см}^3$, в метagalлаузитовых глинах — $1,05 \text{ мг/см}^3$, в гиббсит-каолининовых породах — $0,485 \text{ мг/см}^3$. Если принять исходное содержание марганца в базальте за 100%, то в метagalлаузитовых глинах сохраняется примерно 30% марганца, в гиббсит-каолининовых — порядка 14%. Вынос марганца в гавайском

Распределение малых элементов в разрезе коры выветривания

Коренная порода и продукты выветривания	№№ обр.	Объемный вес г/см ³	Мг									
			Mn	P	Co	Ni	Cu	Zn	Pb			
Кора выветривания	Гиббсит-каолининовые (метagalлаузитовые) породы с примесью окислов железа и титана	Г-1	1,20	0,046	0,552	0,040	0,480	0,0034	0,0408	0,0156	0,1872	0,0169
		Г-2	1,40	0,054	0,756	0,048	0,672	0,0031	0,0434	0,0156	0,2184	0,0100
		Г-3	1,40	0,054	0,756	0,062	0,868	0,0021	0,0294	0,0139	0,1946	0,0114
		Г-4	0,99	0,038	0,376	0,048	0,475	0,0021	0,0208	0,0189	0,1871	0,0100
		Г-5	1,17	0,031	0,363	0,062	0,725	0,0021	0,0246	0,0235	0,2750	0,0100
		Г-6	0,91	0,038	0,346	0,092	0,837	0,0023	0,0209	0,0181	0,1647	0,0103
		Г-7	1,08	0,023	0,248	0,062	0,670	0,0020	0,0216	0,0116	0,1253	0,0056
	Среднее		1,16	0,041	0,485	0,059	0,675	0,0024	0,0288	0,0167	0,1932	0,0106
	Каолининовые (метagalлаузитовые) породы с примесью реликтовых минералов	Г-8	1,23	0,038	0,467	0,070	0,860	0,0028	0,0344	0,0230	0,2829	0,0125
		Г-8а	1,36	0,077	1,047	0,070	0,952	0,0026	0,0354	0,0240	0,3264	0,0200
		Г-9	1,49	0,062	0,924	0,110	1,639	0,0053	0,0790	0,0255	0,3800	0,0100
		Г-10	1,54	0,054	0,832	0,048	0,739	0,0027	0,0416	0,0190	0,2926	0,0092
		Г-11	1,66	0,123	2,041	0,141	2,341	0,0086	0,1428	0,0295	0,4897	0,0220
Г-12		1,69	0,054	0,913	0,132	2,231	0,0114	0,1927	0,0250	0,4228	0,0316	
Г-13	1,36	0,085	1,156	0,150	2,040	0,0026	0,0354	0,0155	0,2108	0,0119		
Среднее		1,48	0,070	1,054	0,103	1,543	0,0051	0,0802	0,0231	0,3436	0,0167	
Коренная порода	Оливиновый базальт	Г-14	2,26	0,139	3,141	0,132	2,983	0,0050	0,1130	0,0164	0,3706	0,0205
		Г-15	2,70	0,131	3,537	0,264	7,128	0,0044	0,1188	0,0170	0,4590	0,0205
	Среднее		2,48	0,135	3,339	0,198	5,056	0,0047	0,1159	0,0167	0,4148	0,0205



разрезах, таким образом, очень интенсивный, на ранней стадии выветривания он составляет более 60%, суммарно — более 80%.

Определенное сходство с марганцем обнаруживается в поведении фосфора, который распределяется в разрезе следующим образом: содержание в базальте составляет 0,13—0,26%, в метагаллуазитовых глинах — 0,05—0,15%, в среднем 0,103%; в гиббсит-каолиновых породах — 0,04—0,09%, в среднем — 0,069. В пересчете на содержания в единице объема в среднем имеем: в базальте — 5,06 мг/см³, в метагаллуазитовых глинах — 1,54 мг/см³, в гиббсит-каолиновых породах — 0,67 мг/см³. Сравнение этих значений показывает, что в метагаллуазитовых глинах сохраняется порядка 70% от исходного количества фос-

Таблица 58

оливинового базальта. Остров Оаху (Гавайские острова)

Cu	Zn	Pb	Cr	V	Zr	Ga
0,2028	0,0080	0,0960	0,0018	0,0216	0,0315	0,378
0,1400	0,0085	0,1190	0,0013	0,0182	0,0320	0,448
0,1596	0,0080	0,1120	0,0012	0,0168	0,0250	0,350
0,0990	0,0072	0,0713	0,0009	0,0089	0,0265	0,262
0,1170	0,0058	0,0679	0,0014	0,0163	0,0260	0,304
0,0937	0,0085	0,0773	0,0012	0,0109	0,0315	0,287
0,0605	0,0046	0,0496	0,0012	0,0129	0,0370	0,400
0,1246	0,0072	0,0847	0,0012	0,0151	0,0299	0,347
0,1538	0,0100	0,1230	0,0008	0,0098	0,0295	0,363
0,2720	0,0060	0,0816	0,0013	0,0176	0,0335	0,456
0,1490	0,0069	0,1038	0,0012	0,0178	0,0335	0,499
0,1417	0,0043	0,0662	0,0011	0,0169	0,0280	0,431
0,3652	0,0065	0,1079	0,0009	0,0149	0,0310	0,515
0,5340	0,0070	0,1183	0,0013	0,0219	0,0450	0,760
0,1618	0,0065	0,0884	0,0013	0,0176	0,0230	0,313
0,2539	0,0067	0,0985	0,0011	0,0165	0,0319	0,477
0,4633	0,0098	0,2215	0,0013	0,0293	0,0181	0,409
0,5535	0,0053	0,1431	0,0013	0,0351	0,0218	0,589
0,5084	0,0076	0,1823	0,0013	0,0322	0,0200	0,499
0,0305	0,0366	0,0710	0,0305	0,0305	0,0305	0,0305
0,0280	0,392	0,0280	0,0280	0,0280	0,0280	0,0280
0,0285	0,399	0,0285	0,0285	0,0285	0,0285	0,0285
0,0282	0,282	0,0282	0,0282	0,0282	0,0282	0,0282
0,0320	0,374	0,0320	0,0320	0,0320	0,0320	0,0320
0,0350	0,318	0,0350	0,0350	0,0350	0,0350	0,0350
0,0295	0,319	0,0295	0,0295	0,0295	0,0295	0,0295
0,0644	0,5033	0,0644	0,0644	0,0644	0,0644	0,0644
He onp.	0,0040	0,0040	0,0040	0,0040	0,0040	0,0040
0,0042	0,0412	0,0042	0,0042	0,0042	0,0042	0,0042
0,0045	0,0612	0,0045	0,0045	0,0045	0,0045	0,0045
0,0042	0,0626	0,0042	0,0042	0,0042	0,0042	0,0042
0,0040	0,0616	0,0040	0,0040	0,0040	0,0040	0,0040
0,0045	0,0747	0,0045	0,0045	0,0045	0,0045	0,0045
0,0045	0,0760	0,0045	0,0045	0,0045	0,0045	0,0045
0,0038	0,0517	0,0038	0,0038	0,0038	0,0038	0,0038
0,0486	0,7221	0,0486	0,0486	0,0486	0,0486	0,0486
0,0274	0,6028	0,0274	0,0274	0,0274	0,0274	0,0274
0,0385	1,0395	0,0385	0,0385	0,0385	0,0385	0,0385
0,0312	0,8212	0,0312	0,0312	0,0312	0,0312	0,0312
0,0025	0,0620	0,0025	0,0025	0,0025	0,0025	0,0025

фора, в гиббсит-каолининовых — примерно 13%. Вынос фосфора, как и вынос марганца, составляет на ранней стадии более 60%, на более поздней — 90% от исходного содержания.

Кобальт в базальте и продуктах ранней стадии его изменения распределяется неравномерно. В более выветрелых породах разница в содержаниях элементов в разных образцах сглаживается (фиг. 25). Кобальт содержится в базальте в количестве 0,0047—0,0050%, в метagalлуазитовых глинах его содержания меняются от 0,0026 до 0,0114% и в среднем составляют 0,0051%, в гиббсит-каолининовых породах они колеблются очень мало, среднее содержание равняется 0,0024%. Пересчет на абсолютные количества дает в единице объема исходного базальта 0,1130—0,1188 мг/см³ кобальта, в метagalлуазитовых глинах — 0,0344—0,1927 мг/см³, в гиббсит-каолининовых — 0,0208—0,0434 мг/см³. Таким образом, в менее выветрелых породах сохраняется около 70% элемента, в более выветрелых порядка 25% от его содержания в базальте. Вынос кобальта интенсивный и составляет на ранней стадии более 70% от содержания в базальте, на более поздней стадии — 75%.

Никель в своем распределении в разрезе элювиальной толщи обнаруживает некоторое сходство с кобальтом (фиг. 25), но выносится менее интенсивно. В исходном базальте определено 0,0164—0,0170% элемента, в метagalлуазитовых глинах — 0,0155—0,0295%, в среднем — 0,0231%, в гиббсит-метagalлуазитовых породах 0,0116—0,0189, максимум 0,0235%, в среднем 0,0167%. Содержание никеля в единице объема свежей и выветрелой пород в среднем таковы: в базальте 0,4148 мг/см³, в метagalлуазитовой глине 0,3436, в гиббсит-метagalлуазитовых породах 0,1932 мг/см³. Принимая содержание элемента в исходном базальте за 100%, определяем, что в метagalлуазитовых глинах остается более 80% от исходного содержания никеля, в гиббсит-метagalлуазитовых — примерно 47%.

Следовательно, вынос никеля на ранней стадии выветривания составляет около 20%, на более поздней достигает 53% от исходного содержания элемента в базальте.

Медь весьма пестро распределяется в элювии; содержание ее колеблется в широких пределах, особенно в менее выветрелых продуктах ранней стадии разложения базальта. В исходной породе содержание меди составляет 0,0205%, в метagalлуазитовых глинах — 0,0167%, в гиббсит-метagalлуазитовых — 0,0106%. В пересчете на абсолютные количества оно уменьшается от 0,5084 мг/см³ в базальте до 0,2539 мг/см³ в менее выветрелой толще и до 0,1246 мг/см³ в более выветрелой (гиббсит-метagalлуазитовые глины). В первом случае сохраняется половина меди, содержащейся в базальте, во втором — всего 24% от исходного содержания. Таким образом, на ранней стадии выносится примерно половина элемента, на более поздней — еще около 25%, так что суммарный вынос меди в данном разрезе составляет около 75% от исходного количества.

Содержания цинка в базальте и продуктах его выветривания колеблются в меньшей степени, чем содержания меди, никеля и кобальта. Они составляют в исходной породе 0,0053—0,0098%, в метagalлуазитовых глинах — 0,0043—0,0100%, в среднем 0,0067%, в гиббсит-метagalлуазитовых глинах — 0,0046—0,0085%, в среднем — 0,0072%. В пересчете на содержания в единице объема в базальте присутствует в среднем 0,1823 мг/см³ цинка, в менее выветрелой породе 0,0985 мг/см³, в более выветрелой — 0,0847 мг/см³. Таким образом, в менее выветрелой породе сохраняется несколько более 50% исходного цинка, в более выветрелой — порядка 46%. Вынос цинка соответственно составляет на ранней стадии около 45% от исходного содержания, на более поздней — порядка 55%.

Свинец в гавайском разрезе распределяется еще более равномерно, а вынос его чрезвычайно сходен с выносом цинка. В базальте содержится 0,0013% свинца, в метагаллуазитовых глинах — 0,0008—0,0013, в среднем — 0,0011%; в гиббсит-каолинитовых глинах колеблется от 0,0009 до 0,0018%, среднее равно 0,0012%. Количество свинца в единице объема меняется от 0,0322 мг/см³ в базальте до 0,0165 мг/см³ в метагаллуазитовых глинах и 0,0151 мг/см³ в гиббсит-метагаллуазитовых глинах. Принимая исходное количество свинца в базальте за 100%, получаем, что в менее выветрелой породе сохраняется немногим более 50%, а в более выветрелой порядка 47% элемента. Вынос его соответственно составляет около 50% на ранней стадии и немного увеличивается (до 53%) на более поздней, т. е. принципиально не отличается от выноса цинка.

Хром и ванадий в своем распределении в разрезе обнаруживают определенное сходство. Это видно по довольно близкой конфигурации их графиков (см. фиг. 25), однако вынос элементов несколько различный. Хром содержится в базальте в количестве 0,0181—0,0218%, в метагаллуазитовых глинах его содержание повышается до 0,0230—0,0450% (среднее — 0,0319), в гиббсит-метагаллуазитовых породах они составляют 0,0250—0,0370% (в среднем — 0,0299%). Средние содержания в единице объема меняются следующим образом: в базальте — 0,499 мг/см³, в метагаллуазитовых глинах — 0,477 мг/см³, в гиббсит-метагаллуазитовых — 0,347 мг/см³. Следовательно, в менее выветрелой породе хром сохраняется на 96%, в более выветрелой остается порядка 70% от исходного количества. Вынос хрома, таким образом, невелик, максимально выносятся 30% от содержания элемента в базальте.

Ванадий определен в базальте в количестве 0,0250%, в метагаллуазитовых глинах его содержания колеблются от 0,0144 до 0,0320% (среднее — 0,0267), в гиббсит-метагаллуазитовых породах они составляют 0,0280—0,0350%, среднее — 0,0303%. В пересчете на абсолютные количества в одном кубическом сантиметре базальта присутствует в среднем 0,620 мг ванадия, в том же объеме метагаллуазитовых глин только 0,399 мг, а в гиббсит-каолинитовых глинах — 0,350 мг. По отношению к исходному количеству в продуктах ранней стадии выветривания, таким образом, сохраняется примерно 64% ванадия, в более выветрелой породе — 56%. Соответственно выносятся 35—36% на ранней стадии и порядка 44% суммарно.

Наиболее устойчивым из числа малых элементов в гавайском разрезе являются цирконий и галлий.

Цирконий содержится в базальте в количестве 0,0274—0,0385%, в среднем — 0,0312%. В умеренно выветрелой породе содержание элемента увеличивается до 0,0451—0,0525%, в среднем — 0,0481%; в сильно выветрелой породе они составляют 0,0466—0,0793%. В пересчете на содержание в единице объема цирконий присутствует в базальте в количестве 0,8212 мг/см³, в метагаллуазитовых глинах — 0,7221 мг/см³, в гиббсит-метагаллуазитовых глинах — 0,7902 мг/см³. Эти значения мало отличаются друг от друга. Приняв исходное содержание циркония в базальте за 100%, определяем, что в метагаллуазитовых глинах остается около 90% элемента, а в гиббсит-метагаллуазитовых глинах — около 96%. Вынос его, таким образом, весьма незначительный.

Галлий распределен в разрезе довольно равномерно. Его содержание в базальте составляет 0,0025%, в метагаллуазитовых глинах оно относительно возрастает в среднем до 0,0042% и колеблется от 0,0038 до 0,0045%. В гиббсит-метагаллуазитовой породе содержание галлия достигает 0,0048%, минимальное равно 0,0035%, максимальное — 0,0060%. В миллиграммах на кубический сантиметр породы количество галлия составляет 0,0620 мг в базальте, 0,0613 мг в метагаллуазитовой глине и 0,0587 мг в гиббсит-метагаллуазитовой. В продуктах

Вынос малых элементов при формировании элювия оливинового базальта. Остров Оаху (Гавайские острова)

Порода	Среднее содержание малых элементов (в мг/см ³)	Вынос элементов (в мг/см ³)		Вынос элементов (в % от содержания в базальте)
Сильно измененные гибсит-металлаузитовые породы с примесью окислов железа и титана	3,1523	1,8968	} 8,4985	16,3
Умеренно измененные металлаузитовые глины с примесью реликтовых минералов	5,0491	6,6017		56,6
Оливиновый базальт	11,6508			72,9

выветривания базальта сохраняется более 90% от исходного содержания элемента, выносятся всего навсего несколько процентов.

Сравнивая коэффициенты устойчивости элементов, мы можем составить ряд их подвижности. Коэффициенты устойчивости (K): P=0,13; Mn=0,14; Cu=0,24; Co=0,25; Ni=0,5; Zn=0,5; Pb=0,5; V=0,6; Cr=0,7; Ga=0,95; Zr=0,95. Подвижность элементов в этом ряду уменьшается слева направо. К числу наиболее подвижных относятся P и Mn ($K < 0,2$), а также Cu и Co ($K < 0,3$), подвижны Ni, Zn, Pb (K около 0,5), менее подвижны V и Cr ($K = 0,6-0,7$), устойчивы Zr и Ga (K около 1).

Динамика выноса отдельных элементов обладает как чертами сходства, так и различия для элементов разной степени подвижности. Сходство состоит в том, что все элементы наиболее энергично выносятся на ранней стадии выветривания. Различия касаются выносимых количеств каждого элемента. Так, наиболее подвижные элементы (например, P и Mn в гавайском разрезе) выносятся на ранней стадии почти

Распределение малых элементов в разрезе

Коренная порода и продукты выветривания	Обр. №	Объемный вес		Mn	P		Co		Ni		
Кора выветривания	Гибсит-каолиновые (металлаузитовые) породы с примесью окислов железа и титана	T-1	1,24	0,10	1,240	0,21	2,60	0,0029	0,0360	0,0280	0,3472
		T-2	1,10	0,13	1,430	0,21	2,31	0,0042	0,0462	0,0322	0,3542
		T-3	1,14	0,13	1,482	0,14	1,59	0,0031	0,0353	0,3700	0,4218
	Среднее		1,16	0,12	1,384	0,19	2,17	0,0034	0,0392	0,0324	0,3744
Кора выветривания	Каолиновые (металлаузитовые) породы с примесью реликтовых минералов	T-4	1,60	0,21	3,360	0,14	2,24	0,0109	0,1744	0,0370	0,5920
		T-5	1,82	0,18	3,276	0,11	2,00	0,0110	0,2002	0,0425	0,7735
	Среднее		1,71	0,20	3,318	0,12	2,12	0,0110	0,1873	0,0398	0,6827
Коренная порода	Оливиновый базальт	T-6	2,58	0,15	3,870	0,38	9,80	0,0045	0,1161	0,0056	0,1445
		T-7	2,20	0,16	3,520	0,19	4,18	0,0088	0,1936	0,0145	0,3190
		T-8	2,71	0,14	3,794	0,14	3,79	0,0088	0,2385	0,0315	0,8536
		T-9	2,73	0,16	4,368	0,37	10,10	0,0036	0,0983	0,0042	0,1147
	Среднее		2,56	0,15	3,888	0,27	6,97	0,0064	0,1616	0,0139	0,3579

Примечание. В левой части графы для элементов указывается содержание (в вес. %).

на 70%, дальнейший их вынос незначителен. Подвижные элементы выносятся при разложении породы почти на 50%, позднее их вынос также невелик (Cu, Zn, Pb). Исключение представляют те случаи, когда значительная часть элемента задерживается в составе устойчивых минералов (вероятно, Co, Ni, Cr в гавайском разрезе), и на ранней стадии вынос элемента, таким образом, заметно сокращается. Устойчивые элементы в большинстве случаев также частично выносятся главным образом на ранней стадии выветривания.

Ряд подвижности элементов гавайского разреза достаточно закономерный. Относительная подвижность (или устойчивость) каждого элемента согласуется с химическими свойствами и формой его нахождения в исходной и выветрелой породах (Лисицына, 1968). Мы не наблюдаем здесь резких скачков в сторону уменьшения подвижности обычных устойчивых в гипергенезе элементов, как это отмечалось в батумском разрезе, например для галлия, или неожиданного повышения устойчивости легко подвижных элементов. Напомним, что элювиальные породы гавайского разреза довольно полно и равномерно изменены, чем и объясняется достаточно закономерное поведение в нем как главных, так и малых элементов.

Общая динамика выноса малых элементов на разных стадиях выветривания для гавайского разреза рассчитана в табл. 59. На ранней стадии выветривания, при разложении базальта вынос рассмотренных нами малых элементов из каждого кубического сантиметра породы составляет 6,6017 мг. На следующей стадии формирования гиббсит-металгаллуазитовых глин он уменьшается до 1,8968 мг/см³. Всего выносятся 8,4985 мг/см³. Если выразить эти цифры в процентах от исходного количества, то получим, что общий вынос малых элементов составляет около 73% от исходного содержания в базальте, из них на ранней стадии выносятся более 56%, на поздней — 16,3%. Опять, как и в случае выветривания вьетнамского типа, отчетливо выделяются стадии массового и редуцированного выноса.

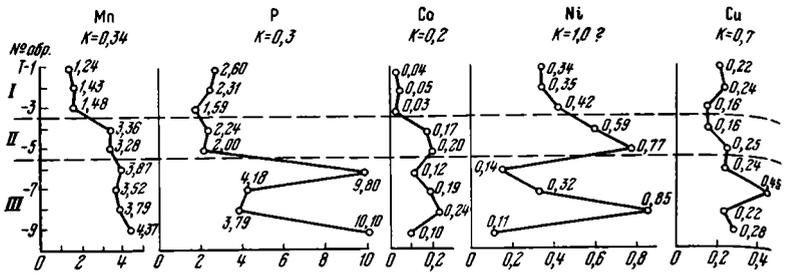
Коротко остановимся на рассмотрении малых элементов в разрезе элювия базальта на острове Таити, который также относится к тихо-

Таблица 60

кору выветривания базальта. Остров Таити

Cu		Zn		Pb		Cr		Y		Ga	
0,0182	0,2257	0,0122	0,1513	0,0012	0,0149	>0,0500	>0,6200	0,0295	0,3658	0,0050	0,0620
0,0220	0,2420	0,0132	0,1452	0,0012	0,0132	0,0490	0,5390	0,0310	0,3410	0,0045	0,0495
0,0140	0,1596	0,0127	0,1448	0,0012	0,0137	>0,0500	>0,5700	0,0380	0,4332	0,0030	0,0342
0,0181	0,2091	0,0127	0,1471	0,0012	0,0139	0,0500	0,5763	0,0328	0,3800	0,0042	0,0486
0,0100	0,0100	0,0132	0,2112	0,0012	0,0192	0,0380	0,6080	0,0200	0,3200	0,0035	0,0560
0,0140	0,0140	0,0154	0,2803	0,0012	0,0218	0,0452	0,8226	0,0210	0,3822	0,0028	0,0364
0,0120	0,2074	0,0143	0,2457	0,0012	0,0205	0,0416	0,7153	0,0205	0,3511	0,0027	0,0462
0,0095	0,2451	0,0116	0,2993	0,0010	0,0258	0,0040	0,1032	0,0270	0,6966	0,0025	0,0645
0,0206	0,4532	0,0164	0,3608	0,0012	0,0264	0,0315	0,6980	0,0370	0,8140	0,0025	0,0550
0,0080	0,2168	0,0085	0,2303	0,0012	0,0325	0,0550	1,4905	0,0280	0,7588	0,0020	0,0542
0,0104	0,2839	0,0098	0,2675	0,0010	0,0273	0,0022	0,0601	0,0212	0,5788	0,0025	0,0682
0,0121	0,2997	0,0115	0,2895	0,0011	0,0280	0,0232	0,5867	0,2830	0,7120	0,0024	0,0600

в правой — абсолютное количество на 1 см³ породы (мг/см³).



Фиг. 26. Распределение малых элементов в элювии базальта. Остров Таити
 Породы: I — сильно выветрелые, II — умеренно выветрелые, III — коренные

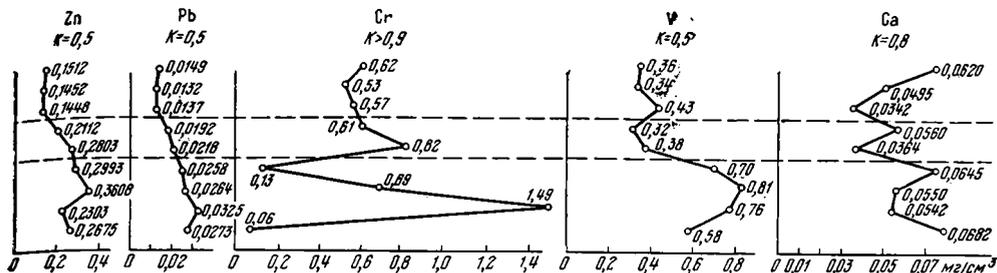
океанскому типу. Напомним, что специфика таитянского разреза заключается в крайне неравномерном изменении исходной породы, благодаря чему в метагаллуазитовых глинах сохраняется около 25% реликтовых минералов. Распределение малых элементов в таитянском разрезе представлено в табл. 60 и на фиг. 26. Не останавливаясь на деталях поведения каждого элемента, отметим некоторые его особенности, характерные для этого раздела. В табл. 61, составленной на основе табл. 60, показано, какое количество элемента в процентах от содержания в исходной породе сохраняется и какое выносится на разных стадиях выветривания.

Нетрудно заметить, что в начале процесса (ранняя стадия) одни элементы выносятся активно, так же как и в ранее рассмотренных нами разрезах, другие задерживаются в продуктах выветривания и высвобождаются позднее, при переходе метагаллуазитовых глин в гиббсит-метагаллуазитовые. К числу первых относятся P, Cu, Pb, V, Ga, к числу вторых — Mn, Co, Zn, Cr. Никель не выносится. Присутствие никеля, кобальта, а также хрома в первых продуктах выветривания в количествах, превышающих 100%, наводит на мысль о возможной их инфильтрации из более интенсивно выветрелых пород. Однако никель и хром присутствуют и в сильно выветрелых гиббсит-метагаллуазитовых породах в тех же количествах, что и в исходном базальте. Поэтому причину слабой подвижности всех трех элементов скорее

Таблица 61

Содержание малых элементов в продуктах выветривания и их вынос (в % от исходного количества). Остров Таити

Элемент	Умеренно измененные метагаллуазитовые породы с примесью реликтовых минералов		Сильно измененные гиббсит-метагаллуазитовые породы	
	Сохранилось	Выносятся	Сохранилось	Выносятся
Mn	85	15	35	50
P	30	70	30	—
Co	> 100	—	24	~76
Ni	100	—	> 100	—
Cu	70	30	70	—
Zn	85	15	50	35
Pb	73	27	50	23
Cr	> 100	—	98	~2
V	50	50	50	—
Ga	75	25	80	+5?



надо искать в их приуроченности к устойчивым материнским минералам и в первую очередь к магнетиту (титаномагнетиту).

Следовательно, некоторые элементы задерживаются в элювии в составе реликтовых минералов, нарушая общую тенденцию к удалению большей части выносимого количества каждого элемента на ранней стадии выветривания. Посмотрим, как отразится это обстоятельство на соотношении суммарного выноса малых элементов на разных стадиях выветривания. Расчеты показывают (табл. 62), что при разложении базальта выносятся примерно 41% от исходного содержания малых элементов, на стадии формирования гиббсит-метагаллуазитовых

Т а б л и ц а 62

Вынос малых элементов при формировании элювия оливинного базальта. Остров Таити

Порода	Среднее содержание малых элементов, мг/см ³	Вынос элементов, мг/см ³	Вынос малых элементов (в % от содержания в базальте)
Сильно измененные гиббсит-метагаллуазитовые породы с примесью окислов железа и титана	5,34	2,55	19
Умеренно измененные метагаллуазитовые породы с примесью реликтовых минералов	7,90	5,45	41
Оливинный базальт	13,35		
		8,0	60

пород — примерно 19%. Таким образом, отношение выносимых количеств элементов на разных стадиях выветривания приблизительно равно 2 : 1. В гавайском разрезе это отношение составляет примерно 4 : 1. Следовательно, вынос малых элементов на ранней стадии выветривания благодаря неполному разложению породы в таитянском разрезе уменьшается вдвое против гавайского.

Интересно отметить, что то же отношение для главных элементов в таитянском разрезе составляет примерно 5 : 4. Иными словами, влияние неполноты выветривания в большей степени замедляет темп выноса главных элементов, чем малых; что касается относительной подвижности малых элементов в таитянском разрезе, то она не совпадает с относительной подвижностью элементов в разрезе острова Оаху. Ряд подвижности на острове Таити, по данным табл. 61, имеет следующий вид: Co — 0,2; P — 0,3; Mn — 0,35; Zn — 0,5; Pb — 0,5; V — 0,53; Cu — 0,7; Ga — 0,8; Cr — 1; Ni — >1. Наиболее существенные различия наблюдаются у меди и никеля, подвижных на острове Оаху и довольно устойчивых в таитянском разрезе. Это связано, несомненно, с минеральной формой нахождения элементов в базальте, о чем подробнее будет сказано позже.

Отличительной особенностью элювия гвинейского типа, как мы знаем, является весьма высокая степень изменения исходной породы вплоть до непосредственного ее разложения на свободные окислы алюминия, железа и титана при интенсивном выносе других элементов. Примесь глинистых минералов (главным образом, каолинита) в ранних продуктах выветривания (выщелоченный долерит) в общем незначительна. При разложении долерита в условиях Западной Гвинеи (Республика Гвинея) образуется гётит-гематит-гиббситовая порода, сохраняющая реликтовую структуру долерита (структурный боксит Б. М. Михайлова). Вверх по разрезу она сменяется гётит-гиббсит-гематитовой породой, в которой структура исходного долерита не сохраняется и преобладают обломочные, бобовые и колломорфные структуры (кираса). Изучая распределение элементов в гвинейском разрезе, мы можем воспользоваться методом абсолютных масс (изообъемным) только для структурного боксита. В зоне кирасы (гётит-гиббсит-гематитовая порода) перераспределение вещества сопровождается нарушением структуры, а следовательно, и объема породы. Мы не можем быть уверенными в том, что единица объема кирасы соответствует такому же объему долерита, поскольку в ней происходит уплотнение ранее выщелоченной пористой породы. Объемный вес кирасы сильно растет по сравнению со структурным бокситом. Принимая во внимание эти соображения, мы можем лишь очень ограниченно пользоваться изообъемным методом для ориентировочной оценки элементов при формировании кирасы.

Из малых элементов в гвинейском разрезе определялись Mn, Co, Ni, Cu, Cr, V, Zn, Ga. Их процентные содержания были пересчитаны на абсолютные количества и выражены в $мг/см^3$. Полученные данные представлены в табл. 63 (по Лисицной и Михайлову, 1968) и на фиг. 27. Сравнение этих абсолютных величин в свежей породе, структурном боксите и кирасе позволяет сделать некоторые выводы о подвижности малых элементов при формировании гвинейского профиля выветривания.

Долерит. Содержания (в %) малых элементов в долерите следующие: Mn — 0,18; Co — 0,0070—0,0074; Ni — 0,0119—0,0134; Zn — 0,0057; Cu — 0,0161—0,0400; Cr — 0,0156—0,0173; V — 0,0425—0,0500; Ga — 0,0025.

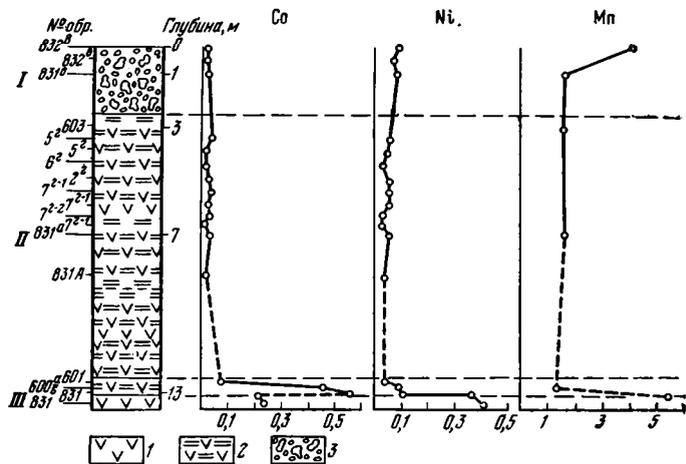
Эти цифры вполне сопоставимы со средним содержанием соответствующих элементов в основных породах, которые были установлены А. П. Виноградовым (1956, 1962) и К. К. Турекианом и К. Г. Ведеполем (Turekian, Wedepohl, 1961). В долеритах Республики Гвинеи, по нашим определениям, несколько больше галлия и кобальта и вдвое больше меди и ванадия, по сравнению со средними данными для основных пород. Цинка, напротив, вдвое меньше. Однако в другой работе Ведеполя приведены полученные разными авторами содержания цинка в базальтах, среди которых есть цифры, близкие к нашим (Wedepohl, 1953). В пересчете на количества вещества в единице объема в долерите содержится ($мг/см^3$): Mn — 5,50; Co — 0,2203; Ni — 0,3870; Zn — 0,1744; Cu — 0,8570; Cr — 0,5047; V — 1,4150; Ga — 0,0760.

В зоне структурного боксита, включая выщелоченный долерит (гётит-гематит-гиббситовая порода), средние процентные содержания всех рассматриваемых элементов соответственно равны: Mn — 0,09; Co — 0,0061; Ni — 0,0031; Zn — 0,0044; Cu — 0,0137; Cr — 0,0196; V — 0,0652; Ga — 0,0035. Если пересчитать эти количества на содержания в единице объема и выразить в $мг/см^3$, то станет ясно, что они

Распределение малых элементов в разрезе коры выветривания долерита. Республика Гвинея

Коренная порода и зона коры выветривания		Обр., №	Глубина взятия, м		Объемный вес, г/см ³		Co	Ni	Mn		Zn	Cu		Cr	V		Ga			
Кираса	Гётит-гипсбитовая порода с обломочной бобовой и колломорфной структурой	832 ^В	0,0	2,32	0,0010	0,0232	0,0036	0,0800	0,18	4,18	0,0023	0,0530	0,0144	0,3300	0,0650	1,5000	0,1000	2,3200	0,0042	0,0970
		832 ^В			0,0007	0,0162	0,0031	0,0719	Не опр.		Не опр.		0,0100	0,2310	0,0500	1,1510	>0,0500	>1,6600	Не опр.	
		831 ^В	1,0	2,20	0,0010	0,0220	0,0037	0,0810	0,07	1,54	>	>	0,0064	0,1500	0,0285	0,6300	0,1000	2,2000	>	>
	Среднее			2,26	0,0009	0,0205	0,0035	0,0776	0,13	2,86	0,0023	0,0530	0,0103	0,2370	0,0478	1,0937	0,0833	2,0600	0,0042	0,0970
Структурный боксит	Гётит-гематит-гипсбитовые породы с реликтовой структурой долерита	603	3,0	1,66	Не опр.		Не опр.		0,09	1,49	Не опр.		Не опр.		Не опр.		Не опр.		Не опр.	
		5 ^Г	3,0	1,66	0,0023	0,0382	0,0034	0,0560	Не опр.		0,0038	0,0630	0,0200	0,3300	0,0400	0,6600	≈0,1000	≈1,6600	0,0045	0,0750
		5 ^Г	3,0	1,66	0,0007	0,0116	0,0029	0,0481	>	>	Не опр.		0,0100	0,1660	0,0350	0,5810	>0,0500	>0,8300	Не опр.	
		66 ^Г	3,0	1,66	0,0010	0,0166	0,0021	0,0340	>	>	0,0034	0,0560	0,0088	0,1500	0,0234	0,3880	≈0,1000	≈1,6600	0,0015	0,0250
		2 ^Г	3,0	1,66	0,0020	0,0320	0,0030	0,0490	>	>	Не опр.		≈0,0200	0,3260	0,0150	0,2450	≈0,0500	≈0,8150	Не опр.	
		7 ^{Г-1}	3,0	1,66	0,0021	0,0349	0,0029	0,0481	>	>	0,0030	0,0490	0,0176	0,2922	0,0135	0,2241	≈0,0550	0,9130	0,0035	0,0580
		7 ^{Г-1}	3,0	1,66	0,0016	0,0266	0,0028	0,0465	>	>	Не опр.		0,0100	0,1660	0,0127	0,2108	>0,0500	>0,8300	Не опр.	
		7 ^{Г-2}	3,0	1,66	0,0010	0,0166	0,0017	0,0282	>	>	0,0047	0,0780	0,0071	0,1180	0,0235	0,3901	0,0445	0,7390	0,0052	0,0860
		7 ^{Г-2}	3,0	1,66	0,0007	0,0116	0,0017	0,0282	>	>	Не опр.		0,0100	0,1660	0,0218	0,3619	>0,0500	>0,8300	Не опр.	
		831 ^А	7,0	1,63	0,0017	0,0280	0,0030	0,0490	0,10	1,63	>	>	0,0152	0,2480	0,0144	0,2347	>0,1000	1,6300	0,0020	0,0330
831-А	7,0	1,63	0,0011	0,0179	0,0024	0,0391	Не опр.		>	>	0,0100	0,1630	0,0120	0,1956	>0,0500	>0,8150	Не опр.			
Вышележенный долерит	То же с небольшой примесью каолинита	601	13,0	1,66	0,0046	0,0750	0,0029	0,0470	>	>	>	>	0,0200	0,3260	0,0155	0,2500	0,0485	0,7900	>	>
		600 ^А	13,0	1,66	0,0270	0,4500	0,0054	0,0900	0,08	1,33	0,0070	0,1160	0,0500	0,8300	0,0148	0,2546	0,1000	1,6600	0,0045	0,0750
		600 ^Б	13,0	1,66	0,0340	0,5644	0,0061	0,1013	Не опр.		Не опр.		0,0300	0,4980	0,0135	0,2241	0,0500	0,8300	Не опр.	
	Среднее			1,66	0,0061	0,1018	0,0031	0,0511	0,09	1,48	0,0044	0,0729	0,0176	0,2903	0,0196	0,3246	0,0652	1,0770	0,0035	0,0586
Долерит	831	13,5	3,06	0,0070	0,2142	0,0119	0,3641	0,18	5,51	0,0057	0,1744	0,0161	0,4900	0,0156	0,4800	0,0425	1,3000	0,0025	0,0760	
		13,5	3,06	0,0074	0,2264	0,0134	0,4100	Не опр.		Не опр.		0,0400	1,2240	0,0175	0,5294	0,0500	1,5300	Не опр.		
	Среднее			3,06	0,0072	0,2203	0,0127	0,3870	0,18	5,51	0,0057	0,1744	0,0281	0,8570	0,0165	0,5047	0,0462	1,4150	0,0025	0,0760

Примечание. Содержания $V > 0,05$ означают 0,05—0,1%. В левой части графы для элементов указывается содержание (в вес. %), в правой — абсолютные количества на 1 см³ породы (мг/см³).



Фиг. 27. Распределение малых элементов в элювии долерита. Лесная Гвинея (Республика Гвинея)

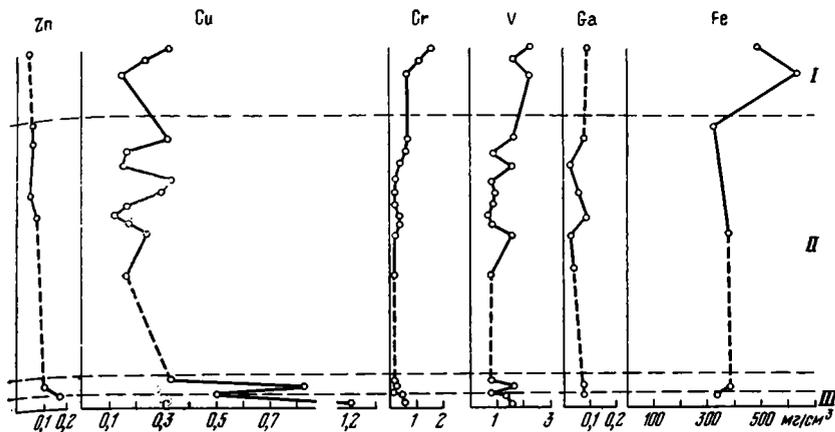
I — гётит-гипсбит-гематитовая зона (кираса); II — гётит-гематит-гипсбитовая зона (структурный боксит); III — коренная порода. 1 — долерит; 2 — измененный долерит; 3 — железисто-глиноземистая корка (кираса)

уменьшаются в той или иной степени по сравнению с долеритом, что свидетельствует о выносе элементов при его разложении. Средние содержания элементов в структурном боксите (в $мг/см^3$) равны: Mn — 1,48; Co — 0,1018; Ni — 0,0511; Zn — 0,0729; Cu — 0,2903; Cr — 0,3246; V — 1,0770; Ga — 0,0586.

Чтобы оценить вынос каждого элемента, вычисляем отношение среднего его содержания в единице объема структурного боксита к среднему содержанию в том же объеме долерита. Если мы выразим эти отношения в процентах, то определим, сколько процентов каждого элемента от его содержания в исходном долерите сохраняется в продуктах выветривания: Mn — 27, Co — 47, Ni — 13, Zn — 42, Cu — 34, Cr — 64, V — 76, Ga — 78.

Для кобальта мы получили несколько завышенную цифру благодаря тому, что в обр. 600 (а, б) его содержания на порядок выше всех остальных. Если исключить эти данные, как случайные, среднее содержание кобальта в структурном боксите будет равно 0,0017%, а в пересчете на $мг/см^3$ — 0,028. Тогда отношение последнего к его содержанию в исходной породе составит 0,13, иными словами, в структурном боксите сохраняется всего 13% кобальта от его исходного содержания в долерите, остальное выносятся.

Мы сознательно расположили элементы по мере сокращения их выноса, т. е. от более подвижных к менее подвижным. При этом выясняется, что наиболее подвижными, из числа изученных, оказываются кобальт, никель и марганец, которые при разложении долерита выносятся более чем на 70%. Цинк и медь выносятся более чем на 50%, хром и ванадий только на 24—36%, галлий примерно на 20%. Таким образом, ряд подвижности малых элементов при формировании структурного боксита в гвинейском разрезе будет таким: $Co > Ni < Mn > Cu > Zn > Cr > V > Ca$. Следует отметить, что в процессе формирования профиля выветривания гвинейского типа, т. е. в случае наиболее интенсивного выветривания, известного в настоящее время, в общем соблюдается относительная подвижность элементов, определяемая их



физико-химическими свойствами, которая отражена в рядах миграции Полюнова — Перельмана (Перельман, 1961 и др.).

Интенсивный вынос малых элементов происходит на ранней стадии выветривания в процессе разложения долерита, который превращается непосредственно в структурный боксит.

В зоне кирасы (гётит-гипсбит-гематитовая порода) средние содержания (в %) элементов соответственно равны: Mn—0,13%; Co—0,0030; Ni—0,0035; Zn—0,0023; Cu—0,010; Cr—0,0478; V—0,0833; Ga—0,0042. В пересчете на абсолютные содержания в единице объема количества элементов составляют: Co—0,0205; Ni—0,0776; Mn—2,86; Zn—0,0530; Cu—0,237; Cr—1,0937; V—2,060; Ga—0,097.

Из этих цифр видно, что процентные содержания всех элементов в зоне кирасы того же порядка, что и в зоне структурного боксита. Сильно отличаются от них абсолютные количества элементов в единице объема, которые зависят от объемного веса породы. Это обстоятельство косвенно подтверждает предположение об уплотнении породы в зоне кирасы, благодаря которому заметно растут содержания элементов в единице объема. Так, например, процентное содержание железа в зоне структурного боксита колеблется от 19,5 до 28,5% и почти не увеличивается в кирасе, где оно составляет 21,1—29,4%. Абсолютные же количества железа в кирасе благодаря перераспределению и уплотнению породы возрастают в полтора раза. Это относится также к хрому, ванадию и некоторым другим элементам.

Отношения содержаний элементов в 1 см^3 кирасы к их содержаниям в том же объеме долерита, выраженные в процентах, показывают, что по сравнению с исходной породой кираса содержит: Co—9, Ni—20, Mn—50, Zn—30, Cu—28, Cr—233, V—146, Ga—127, Fe—167. Сравнивая эти цифры, можно видеть, что содержания большей части подвижных элементов (Ni, Mn, Zn, Cu), хотя и возрастают по сравнению со структурным бокситом, но не превосходят исходных содержаний в долерите и тем самым свидетельствуют о выносе этих элементов. Вынос происходит в соответствии с подвижностью каждого элемента. Кобальт, например, выносится сильнее цинка и т. д. Эти данные, однако, несколько искажаются из-за уплотнения породы при образовании кирасы. Уплотнением в значительной степени объясняется и рост содержаний малоподвижных элементов, которые увеличиваются настолько, что превышают исходные в долерите. Сказанное справедливо для хрома, ванадия и галлия, которые относительно накапливаются при выветривании. Некоторую роль играют процессы пере-

распределения вещества, особенно заметные для железа, марганца и сопутствующих им элементов.

Итак, в поздний этап выветривания долерита (формирование кирасы) продолжается вынос элементов, который происходит в соответствии с их физико-химическими свойствами (относительной подвижностью). Однако оценить количественно подвижность каждого элемента мы можем лишь ориентировочно благодаря наложению нескольких факторов (вынос, перераспределение вещества, изменение объема исходной породы).

Суммарный вынос рассмотренных нами малых элементов на ранней стадии выветривания долерита (выщелоченный долерит и структурный боксит) показан в табл. 64. По этим данным разложение доле-

Т а б л и ц а 64

Вынос малых элементов при формировании ранних продуктов выветривания долерита (выщелоченный долерит и структурный боксит). Республика Гвинея

Порода	Среднее содержание малых элементов, в мг/см ³	Вынос элементов, в мг/см ³	Вынос элементов (в % от содержания в долерите)
Выщелоченный долерит и структурный боксит	3,46	4,69	57,6
Долерит	8,14		

рита с образованием гётит-гематит-гиббситовой породы, содержащей вблизи контакта с долеритом некоторую примесь каолинита, сопровождается выносом около 60% первоначального количества малых элементов. Вспомним, что вынос главных элементов на этой же стадии выветривания составляет более 63%, т. е. осуществляется более интенсивно, чем вынос малых. Содержание малых элементов в 1 см³ кирасы составляет 6,5 мг, т. е. почти вдвое превышает их содержание в том же объеме структурного боксита. Это указывает, как уже отмечалось, на уплотнение породы в зоне кирасы, благодаря которому единица ее объема, вероятно, соответствует нескольким единицам объема исходного долерита. Увеличение содержаний малых элементов в кирасе отчасти обусловлено их перераспределением и привносом из соседних участков породы, соответственно обедненных этими элементами.

Обсуждение данных о выносе малых элементов при формировании современных — четвертичных кор выветривания

В результате количественного изучения особенностей поведения малых элементов в разных типах современного — четвертичного элювия, мы можем отметить общие закономерности для всех типов, а также черты, характерные для каждого типа в отдельности.

Общие черты динамики выноса элементов

Одной из основных закономерностей в поведении малых элементов при выветривании латеритного типа остается вынос главной их массы на ранней стадии выветривания, соответствующей разложению породы и формированию нижней зоны профиля, или первых глинистых про-

дуктов. На этой стадии в разных типах элювия выносятся от 41—46 до 58% исходного содержания элементов (табл. 65).

Ранняя стадия массового выноса, как уже отмечалось при рассмотрении главных элементов, в разрезах вьетнамского типа соответствует формированию нижней зоны полиминеральных глин, например хлорит-вермикулит-гидрослюдистых в северовьетнамском разрезе. В разрезах тихоокеанского типа она соответствует формированию первых продуктов выветривания, которые здесь представлены метагаллуазитовыми глинами, а в разрезах гвинейского типа — разложению породы с образованием гётит-гематит-гипсбитовой зоны.

Дальнейшие преобразования продуктов выветривания сопровождаются во много раз меньшим выносом малых элементов, который составляет 11,5—19% их содержания в материнской породе. Так, например, в батумском разрезе при формировании умеренно выветрелых метагаллуазитовых глин (поздняя стадия выветривания) выносятся 11,4% малых элементов, в разрезе острова Оаху (тихоокеанский тип) на поздней стадии (формирование гипсбит-метагаллуазитовых глин) — 16,4% и т. д. Приняв за 100% общее количество элементов, вынесенных при формировании каждого конкретного разреза, мы рассчитали, какая часть материала приходится на разные стадии выветривания (табл. 65).

В рассмотренных разрезах, представляющих три типа элювия, примерно 80% общего выноса приходится на раннюю стадию разложения исходной породы, 20% — на более поздние стадии преобразования элювия. В гвинейском разрезе вынос почти полностью осуществляется непосредственно при разложении исходной породы. Несколько меняются соотношения выносимых количеств малых элементов в разрезах неполно измененных пород, например на острове Таити. На ранней стадии выветривания (формирование метагаллуазитовых глин) здесь выносятся меньше 70% всего выносимого количества малых элементов, т. е. наблюдается та же тенденция, которая отмечалась для главных элементов в разрезах неполно измененных пород.

Изложенные данные свидетельствуют о том, что вынос малых элементов, так же как и главных, происходит по единой схеме, его динамика во всех типах элювия одна и та же. Массовый вынос происходит на ранней стадии выветривания при разложении исходной породы и формировании нижней зоны профиля. При формировании других зон профиля вынос редуцирован. Таковы количественные изменения выноса малых элементов при выветривании.

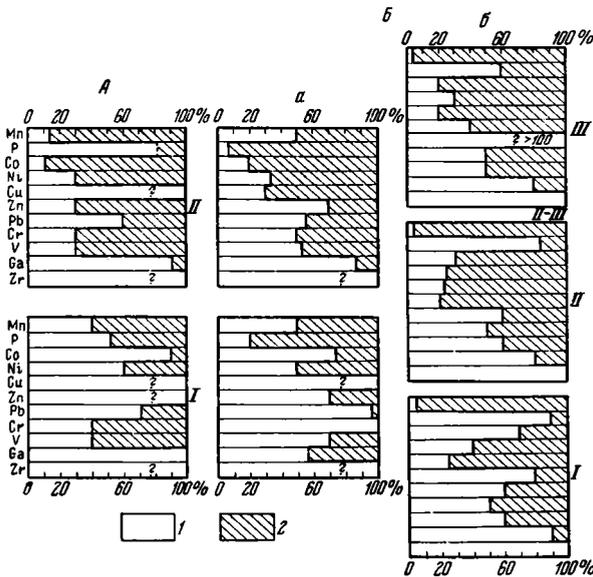
Изменение состава выносимого комплекса малых элементов на разных стадиях выветривания невелико. Вынос большинства из них хотя и происходит, как мы видели, наиболее интенсивно при разложении исходной породы, но обычно продолжается и позднее, при формировании верхних зон профиля выветривания (умеренно и сильно выветрелые породы). В этом — существенное отличие динамики выноса малых элементов от главных, полный набор которых выносятся только на ранней стадии. Позднее он обедняется по мере уменьшения количества выносимого материала. Главная причина — влияние минеральной формы нахождения элементов в исходной породе, которая наследуется в элювии. В отличие от главных элементов, находящихся преимущественно в составе породообразующих минералов, весьма существенная часть каждого из малых элементов связана в устойчивых аксессуориях. В частности, минералы группы магнетита являются носителями, а в ряде случаев концентраторами многих малых элементов. У малых элементов, таким образом, связи с аксессуарными минералами более тесные, чем у главных. Устойчивые аксессуары длительно удерживают их в своем составе.

Порода		Тип элювия				
		вьетнамский		тихоокеанский		
		Батумское побережье Кавказа	Вынос		Остров Таити	Вынос
I	II		I	II		
Кора выветривания	Гибсит-метагаллуазитовые глины с примесью гётита	?		Гибсит-метагаллуазитовые глины с примесью окислов железа	19	32
	Гётит-метагаллуазитовые глины	11,4	20	Метагаллуазитовые глины с примесью гётита	41	68
	Хлоритовые и метагаллуазитовые глины	45,6	80			
Суммарный вынос (в % от исходного содержания)			57		60	

Примечание. В графах I приводятся содержания элементов в процентах от содержания

Особенности выноса малых элементов при формировании разных типов элювия

Общее количество малых элементов, выносимое при формировании разных типов элювия, меняется мало и составляет 57—60% от их содержания в исходной породе. Оно возрастает до 73% в разрезе острова Оаху, сложенном полно (равномерно) измененными породами. Напомним, что цифры, характеризующие суммарный вынос элементов в некоторых разрезах (например, батумском) несколько занижены так как отсутствуют наиболее измененные породы, известные в других разрезах.



Фиг. 28. Содержания малых элементов в элювии и выносимые количества каждого элемента в процентах от содержания в исходной породе (древние коры)

А — Казахстан,
 Б — Украинский кристаллический массив:
 а — северная часть,
 б — южная часть.
 I — ранняя стадия выветривания (разложение исходной породы);
 II и III — поздняя стадия (преобразование глинистых продуктов);
 1 — элементы в элювии,
 2 — элементы в выносе

современного — четвертичного элювия основных пород

Тип элювия					
тихоокеанский		гвинейский			
Остров Оаху	Вынос		Западная часть Республики Гвинея	Вынос	
	I	II		I	II
Титан-железисто-глиноземистые породы			а) гиббсит-гётит-гематитовая порода	?	< 5
Гиббсит-метагаллуазитовые глины с примесью окислов железа и титана	16,4	22	б) гётит-гематит-гиббитовая порода, в нижней части с примесью каолинита	57,6	> 95
Метагаллуазитовые глины с примесью реликтовых минералов	56,6	78			
	73			> 58	

в исходной породе, в графах II — в процентах от общего выноса.

Для малых элементов, так же как и для главных, состав выносимого комплекса должен меняться в ряду типов элювия от вьетнамского к гвинейскому. В какой-то степени это и происходит. Цифры табл. 66 позволяют сравнить выносимые количества каждого элемента (в процентах от их исходного содержания) в разных типах элювия. В общем они колеблются довольно сильно. Однако видно, что вынос некоторых подвижных элементов (Mn, P, Ni) заметно возрастает от вьетнамского типа (медленно развивающиеся коры) к гвинейскому, характеризующемуся интенсивным развитием. Малоподвижные эле-

Т а б л и ц а 66

Сравнение суммарного выноса малых элементов в разных типах элювия (в % от исходного содержания)

Элемент	Типы элювия			
	вьетнамский	тихоокеанский		гвинейский
	Батумское побережье Кавказа	Остров Таити	Остров Оаху (Гавайские острова)	Западная часть Республики Гвинея
Mn	50	65	86	73
P	70	70	87	?
Co	80	76	75	53
Ni	50	0	50	87
Cu	60	30	76	66
Zn	70	50	50	58
Pb	60	50	50	?
Cr	75	2	30	36
V	50	50	40	24
Zr	40	?	5	?
Ga	55	20	5	22

менты (Cr, V, Zr, Ga) заметно выносятся главным образом в корах постепенного развития, вынос их сокращается в корах тихоокеанского и гвинейского типов. Вынос остальных элементов, относящихся к числу подвижных, не обнаруживает существенных различий в разных типах элювия.

В целом мы можем констатировать существование определенных тенденций изменения выносимого комплекса малых элементов по мере увеличения интенсивности выветривания, однако они гораздо менее определены, чем ранее выявленные для главных элементов.

Другое отличие малых элементов от главных состоит в том, что относительная подвижность малых еще более существенно меняется в разных типах элювия. Это хорошо видно на графиках фиг. 28. Причины многообразны и сводятся к многообразию форм нахождения малых элементов в породе и их чувствительности к условиям среды. Суммируя все имеющиеся данные, можно сказать, что к числу наиболее подвижных элементов в рассмотренных нами условиях относятся Mn, P, Co, подвижными являются Ni, Cu, Zn, Pb, слабоподвижными Cr и V, наиболее устойчивы Zr, Ga. Все они образуют ряд подвижности, который наиболее характерен для полностью измененных пород, например для рассмотренного нами разреза острова Оаху. В других разрезах некоторые малые элементы меняют свои места в ряду подвижности под влиянием разных факторов. В целом, поведение малых элементов является функцией минеральной формы их нахождения в исходной породе в значительно большей степени, чем поведение главных.

Особенности поведения отдельных групп малых элементов

Как же объясняются выявленные нами «эмпирические» закономерности поведения малых элементов при тропическом выветривании основных пород? Здесь важны два этапа: освобождение их из первичных минералов и дальнейшее поведение в среде выветривания.

Подвижные элементы

Из главы I, где рассмотрены особенности распределения малых элементов в породах основного ряда, следует, что подвижные элементы (Mn, Co, Ni, Cu, Zn) в исходных породах находятся преимущественно в решетке железо-магнезиальных силикатов и замещают позиции Fe^{2+} и Mg^{2+} (марганец может также замещать Ca^{2+}). Они относятся, таким образом, к группе структурных катионов, занимают октаэдрические позиции, находясь в шестерной координации. Такое положение способствует сравнительно быстрому освобождению структурных катионов из решетки первичных минералов при ее разрушении. Дальнейшая судьба определяется растворимостью их соединений в среде выветривания. Известно, что никель, кобальт, медь и цинк в отличие от двухвалентного железа в окислительной обстановке являются подвижными водными мигрантами (Перельман, 1961). Все они в условиях гумидного выветривания образуют растворимые соединения. Последние для двухвалентного никеля по своим свойствам близки к соединениям двухвалентного железа. В кислых и слабокислых водах никель может мигрировать в форме Ni^{2+} (рН выпадения гидроксида $Ni(OH)_2 = 6,8$).

По данным Ю. Ю. Бугельского и Л. С. Цимлянской (1966), проводивших экспериментальные исследования и определения никеля в природных водах, миграция последнего при выветривании серпентинитов происходит во взвешенном и воднорастворенном состоянии. Установ-

лено, что никель в растворе присутствует в ионной, коллоидной и органично-минеральной форме. В присутствии органических веществ значительная часть никеля мигрирует в виде никельорганических соединений.

Наши определения никеля в водах бассейна р. Чаквис-Цкали (влажные субтропики Батумского побережья Кавказа) показали его содержание, равное 0,002—0,003 мг/л (Лисицына, Глаголева, 1968). При этом оказалось, что преобладающей формой миграции никеля является растворенная. В растворе находится 50—98,6% никеля (в двух случаях — 50%), во взвеси — 1,4%. Никель мигрирует главным образом в виде растворимых солей и в меньшей степени в связи с органическим веществом. Преобладающая форма миграции никеля косвенно подтверждает принадлежность элемента к группе подвижных.

Кобальт образует растворимые хлориды, сульфаты, бикарбонаты и легко выносится из элювия.

В водах бассейна р. Чаквис-Цкали содержание кобальта колеблется от $5 \cdot 10^{-4}$ до $4 \cdot 10^{-3}$ мг/л. Большая часть элемента (64—92%) мигрирует в растворе.

Медь подвижна в двухвалентной форме, среди ее солей имеются как трудно-, так и легкорастворимые, например CuSO_4 . Содержание меди в водах бассейна р. Чаквис-Цкали измеряется значениями 0,002—0,006 мг/л. Она мигрирует преимущественно в растворе, однако в некоторых пробах 65—99% меди находится во взвеси. Истинные растворы природных вод обычно содержат бикарбонаты, сульфаты, хлориды меди, в меньшей степени медь мигрирует в виде металлоорганических соединений (Глаголева, 1959).

Многие соединения цинка растворимы в кислой и слабо кислой среде. А. И. Перельман отмечает хорошо растворимую соль ZnSO_4 и менее растворимую $\text{Zn}(\text{HCO}_3)_2$; рН выпадения цинка — 6,8. Определение элемента в природных водах Батумского побережья Кавказа (Лисицына, Глаголева, 1968) не производилось.

Намного сложнее поведение марганца. В природе известны соединения двух-, трех- и четырехвалентного марганца, обладающие резко различными химическими свойствами. Подвижной формой марганца является двухвалентная, Mn^{2+} близок Fe^{2+} и образует растворимые соединения, например $\text{Mn}(\text{HCO}_3)_2$ и др. Однако окислительный потенциал для Mn^{2+} выше, чем для Fe^{2+} , так же как и рН выпадения $\text{Mn}(\text{OH})_2$ выше, чем для Fe^{2+} . Он равняется 8,5—8,8. Поэтому, в отличие от железа, окисления Mn^{2+} в нейтральной и слабокислой обстановке выветривания не происходит, и его соединения могут свободно мигрировать там, где железо выпадает в виде гидроокислов. Тем не менее в ряде случаев, например в батумском разрезе, под влиянием местных условий окислы марганца выпадают из раствора и образуют черные налеты, пленки и прожилки в разных зонах профиля выветривания. Подвижность марганца, как мы видели, в этом случае резко сократилась. Определения марганца в водах источников и притоков р. Чаквис-Цкали показали содержания, равные 0,013—0,08 мг/л. При этом от 74 до 97% этого количества мигрирует в форме взвеси. Получается, что подвижный в коре выветривания элемент в путях миграции находится во взвешенном состоянии. Это кажущееся противоречие объясняется следующим образом. Главная масса взвешенного марганца (71—91%) находится в легко растворимой части взвеси в виде аморфно-коллоидной гидроокиси. Она образуется тем же путем, что и гидроокислы железа или железистые гели, т. е. в результате окисления и выпадения из растворов тех количеств, которые выщелачиваются грунтовыми водами. Это обстоятельство как раз и объясняет тот факт, что довольно легкоподвижный марганец оказывается во взвеси, а не в растворенной части вод, дренирующих кору выветривания. В отличие

от устойчивых при выветривании элементов, марганец попадает во взвесь благодаря быстрому окислению в условиях влажных субтропиков. Небольшая часть взвешенного марганца мигрирует в составе поглощенного комплекса почв.

Подвижность Mn^{2+} , Co, Ni, Cu и Zn при выветривании в условиях свободного водообмена подтверждена экспериментально Г. Педро (Pedro, 1964). Он отмечает, что выщелачивание базальта и гранита водой, содержащей CO_2 , способствовало выносу этих элементов, они вели себя подобно основаниям.

Из числа подвижных элементов мы не остановились на характеристике фосфора. Причины интенсивного выноса этого элемента не совсем понятны. Известно, что в исходной породе он находится в двух формах: входит в состав апатита или замещает Si^{4+} в кремнекислородных тетраэдрах силикатов (Koritnig, 1965; Henderson, 1968). Вопрос о количественном соотношении этих двух форм остается спорным. Во всяком случае фосфор устойчивого апатита задерживается в продуктах выветривания, фосфор породообразующих силикатов освобождается быстрее. Дальнейшее поведение фосфора в среде выветривания требует дополнительного изучения, поскольку факторы способствующие выносу от 70 до 87% исходного количества элемента в разных типах элювия, неясны. Согласно известной диаграмме В. Гольдшмидта (1938) фосфор выносятся в виде растворимых комплексных анионов.

Малоподвижные и устойчивые элементы

К их числу относятся Cr, V, Zr и Ga. Хром и ванадий в исходных породах находятся преимущественно в решетке железо-магнезиальных силикатов, а также входят в состав титансодержащих минералов. Ванадий в небольших количествах присутствует также в основных плагиоклазах (Wager a. Mitchell, 1951). Оба элемента замещают Fe^{3+} в кристаллической решетке минералов, реже Al^{3+} (например, ванадий в плагиоклазах), или уравнивают недостаток положительного заряда при замещении Si^{4+} на Al^{3+} . Галлий в первую очередь входит в состав плагиоклазов и слюд и замещает Al^{3+} , реже Fe^{3+} , возможно Cr³⁺ и Si^{4+} в кремнекислородных тетраэдрах. Все три элемента Al, Fe, Cr помимо этого концентрируются в минералах группы магнетита. Часть каждого элемента, находящаяся в магнетите, в той или иной степени, сохраняется в продуктах выветривания.

История V, Cr и Ga в элювиальном процессе такова. При разрушении решетки исходных минералов эти элементы в значительной степени сохраняются в продуктах выветривания. В отличие от Fe^{2+} , которое относится к числу структурных катионов и потому освобождается из решетки первичных силикатов и алюмосиликатов на ранних стадиях выветривания, часть хрома и ванадия, сохранившаяся в элювии, по-видимому, остается в решетке вновь образованных глинистых минералов вплоть до образования гиббсит-каолинитовых пород. В пользу этого предположения свидетельствует симбатность графиков распределения ванадия и хрома в некоторых профилях выветривания (см. фиг. 23, 25), а также существование коррелятивной связи между ними. Галлий, подобно железу, частично выходит из решетки алюмосиликатов (Лисицына, Глаголева, 1966). Некоторое перераспределение этих элементов происходит только на поздней стадии формирования гиббсит-гётит-гематитовых пород конкреционной структуры (бокситов).

Хром, ванадий и галлий слабо выносятся из коры выветривания. Этому способствуют и физико-химические свойства элементов. Все они, подобно алюминию и титану, в той или иной степени способны к образованию нерастворимых гидроокислов. Согласно известной диа-

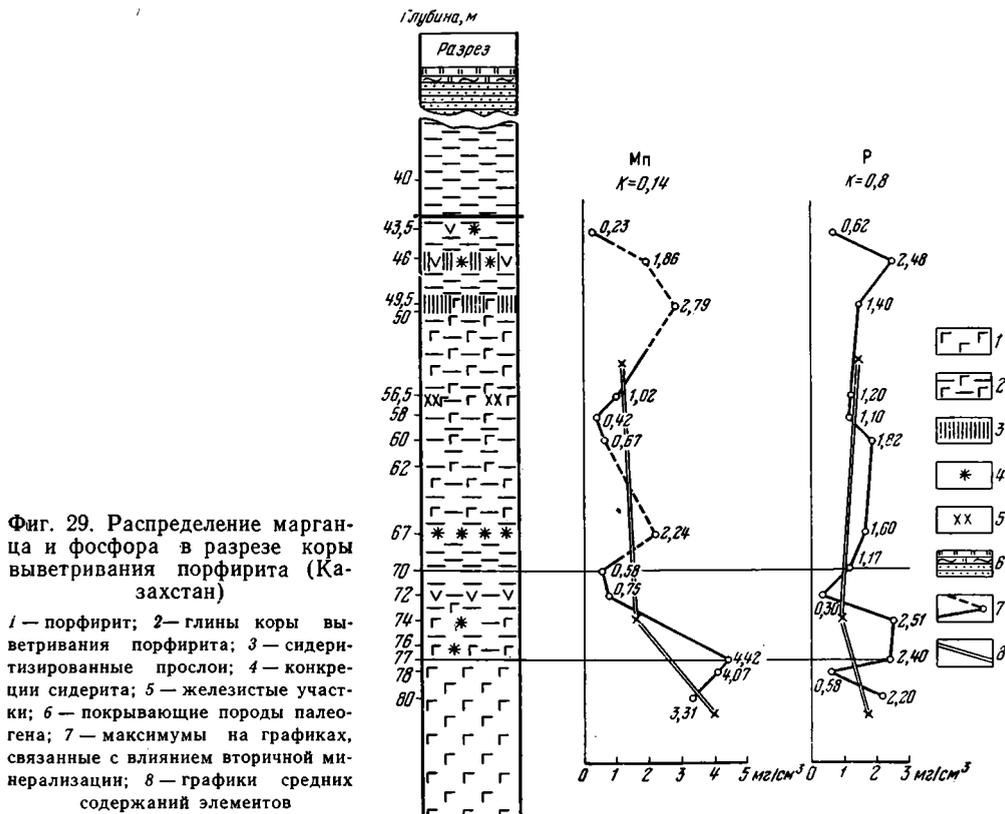
грамме В. Гольдшмидта (1938) элементы с ионным потенциалом от 3 до 9,5 могут существовать в виде катионов при низких значениях pH (кислая среда). Во всех других условиях они осаждаются в виде нерастворимых гидроокислов. По В. Гольдшмидту, они относятся к числу амфотерных катионов (Al, Fe, Ti, Cr, V, Be и др.) и меняют свое поведение в разных физико-химических условиях. Наши данные о подвижности Cr, V и Ga, выявленные на природных объектах, получили экспериментальное подтверждение в опытах Г. Педро (Pedro, 1964). При выщелачивании некоторых изверженных пород водой с CO₂ все три элемента вели себя как полуторные окислы. Очень слабая подвижность циркония объясняется, по-видимому, его преимущественной связью с устойчивым минералом — цирконом.

Древние коры выветривания

Кора выветривания порфирита с каолининовой верхней зоной. Казахстан

Для характеристики поведения элементов в казахстанской коре выветривания мы ограничимся лишь краткими сведениями, поскольку вопрос уже рассматривался ранее с необходимой детальностью (Лисицына, 1968). В табл. 67 показаны средние содержания элементов в разных зонах профиля выветривания. Коротко рассмотрим особенности их распределения в элювиальной толще (фиг. 29).

Марганец содержится в коренном порфирите в количестве 0,13%, в нижней зоне хлорита и монтмориллонитовых глин его содержание резко сокращается в среднем до 0,08% и остается таким же



Средние содержания малых элементов в разных зонах коры

Коренная порода и продукты выветривания	Объемный вес, г/см ³	Mn	P	Co	Ni				
Зона каолини- товых глин с при- месью гидроокис- лов железа	1,51	0,08	1,21	0,09	1,42	0,0007	0,0098	0,0011	0,017
Зона хлорита и монтмориллонито- вых глин с при- месью реликтовых минералов	2,17	0,08	1,63	0,04	0,90	0,0026	0,0580	0,0008	0,021
Порфирит	2,87	0,13	3,96	0,06	1,72	0,0020	0,0590	0,0013	0,037

Примечание. В левой части графы для элементов указывается содержание (в вес. %),

в верхней зоне каолини-
товых глин с приме-
сью гидроокислов железа.
В пересчете на абсолютные количества содержание марганца меня-
ется в разрезе следующим образом: в исходном порфирите оно со-
ставляет 3,96 мг/см³, в нижней зоне — 1,63 мг/см³, в верхней —
1,21 мг/см³. Принимая исходное содержание в единице объема порфи-
рита за 100%, рассчитаем, какая часть элемента сохраняется в про-
дуктах выветривания нижней и верхней зон профиля. Эти количества
соответственно равны: в нижней зоне 40% от исходного содержания,
в верхней — 14%. Последняя цифра получится, если учесть влияние
наложенных процессов вторичной сидеритизации. В настоящем раз-
резе сферолиты сидерита отмечены на глубине 46, 49,5 и 67 м. В них
содержание марганца аномально повышено. График распределения
этого элемента имеет в верхней зоне три максимума, соответствующие
этим глубинам, что совершенно не характерно для легкоподвижных
элементов, например в современных — четвертичных корах (фиг. 29).
Исключив из расчетов содержания марганца на этих глубинах,
получаем значение 14%, которое, очевидно, и соответствует количе-
ству марганца, сохранившемуся в продуктах выветривания верхней
зоны.

Вынос марганца в процентах от исходного количества в порфирите
составил: на раннем этапе формирования нижней зоны около 60%,
на более позднем (формирование каолини-
товой зоны) — дополнительно
26% (табл. 68).

Фосфор, вынос которого в современных — четвертичных корах
выветривания количественно близок к выносу марганца, при выветрива-
нии порфирита ведет себя аномально. Он распределяется в разрезе край-
не неравномерно и в конечном итоге выносится менее чем наполовину
из продуктов выветривания. Коэффициент устойчивости фосфора равен
0,6. В исходном порфирите содержание фосфора колеблется от 0,02 до
0,08% или от 0,58 до 2,4 мг/см³ и составляет в среднем 0,06 или 1,72 мг/см³.
В элювии порфирита процентные содержания элемента колеблются от
0,04 до 0,16%, или, в пересчете на абсолютные количества, от 0,6 до
2,48 мг/см³. Средние цифры для нижней и верхней зоны (в %) соответ-
ственно равны — 0,04 и 0,09 и (в мг/см³) — 0,9 и 1,42. Довольно прихотли-
вый характер распределения элемента в элювии виден на графике
(фиг. 30).

Чем же объясняются специфические особенности поведения фос-
фора при выветривании порфирита? Дело в том, что главным его источ-
ником в данном случае является апатит, которому, как известно, свой-

выветривания порфирита. Тургайский прогиб

Cu		Pb		Cr		V		Zr		Ga	
0,0015	0,023	0,0007	0,0010	0,0011	0,016	0,009	0,131	0,010	0,151	0,0028	0,042
0,0012	0,032	0,0009	0,0013	0,0007	0,024	0,011	0,213	0,006	0,120	0,0030	0,045
0,0010	0,028	0,0006	0,0017	0,0021	0,061	0,020	0,592	0,007	0,210	0,0015	0,043

в правой — абсолютные количества на 1 см³ породы (мг/см³).

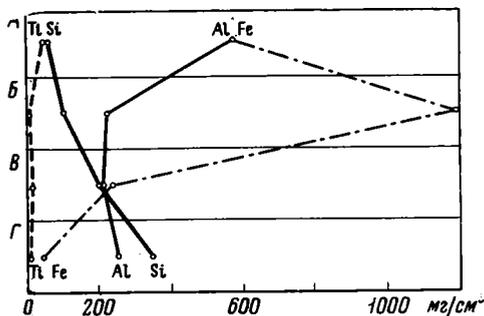
ственно неравномерное распределение в породе. Под микроскопом наблюдаются как скопления кристаллов апатита, так и участки, лишенные этого минерала. Особенно отчетливая зависимость содержания фосфора в коре выветривания от количества апатита в исходных породах наблюдается в туфах, переслаивающихся с порфиритом. В мало затронутых выветриванием породах присутствуют скопления тонких призматических кристаллов и гексагональных табличек апатита, которые образуют местами густую вкрапленность. Апатит определяется под микроскопом и в нижней зоне, где также местами образует скопления. Им соответствуют повышенные содержания фосфора.

Кристаллы апатита остаются свежими и четко ограниченными, несмотря на то, что вмещающая их порода замещена глинистыми минералами. Только в средней и верхней зоне апатит разрушается. В монтмориллонитовой зоне, окрашенной гидроокислами железа, встречены призматические кристаллы апатита со следами разрушения. Они покрыты бурой железистой рубашкой, встречаются отдельные, частично растворенные кристаллы, растрескавшиеся и изогнутые. В каолинистых глинах верхней зоны апатит не встречен. Отдельные шестиугольные таблички, которые имеют тот же состав, что и основная масса, и оконтурены гидроокислами железа, по-видимому, являются релик-

Таблица 68

Содержание малых элементов в продуктах выветривания порфирита и их вынос (в % от исходного количества). Казахстан, Тургайский прогиб

Элемент	Зона хлорита и монтмориллонитовых глин с примесью реликтовых минералов		Зона каолинистых глин с примесью гидроокислов железа	
	Сохранилось	Вносятся	Сохранилось	Вносятся
Mn	40	~60	14	26
P	52	48	82	?
Co	>90	~10	11	79
Ni	60	40	30	30
Cu		?		?
Zn		?	30	?
Pb	76	24	60	16
Cr	40	60	30	10
V	40	60	30	10
Ga	100	0	>90	<10



Фиг. 30. Распределение Si, Al, Fe и Ti в железистых и глиноземистых конкрециях, скоплениях окислов железа и вмещающих глинах верхней части профиля выветривания амфиболитов

А — железисто-глиноземистые конкреции, Б — глиноземисто-железистые конкреции, В — скопление гидроокислов и окислов железа, Г — каолинитовые глины

тами растворенного и замещенного апатита. Коэффициент устойчивости фосфора для туфов также равен 0,6. Интересно, что в этой зоне имеются отдельные максимумы с содержанием фосфора 0,7% или 14 мг/см³ при общем содержании его 0,009—0,17% или 0,15—3 мг/см³.

Эти максимумы, по-видимому, отражают неравномерное распределение фосфора в исходной породе. Однако формы его нахождения неясны. Можно только предполагать, что он присутствует в глинах в коллоидной форме и частично сорбируется положительно заряженными коллоидами железа.

Количество фосфора, сохранившееся при выветривании в нижней зоне, в среднем составляет 52% от исходного, в верхней — 82%. Вынос его соответственно равняется для раннего этапа около 50%, для позднего — около 20%. Все эти цифры являются ориентировочными из-за неравномерности распределения элемента в элювии.

Изменения содержаний других элементов в разных зонах коры выветривания порфирита показаны в табл. 67. Мы рассчитали, какая часть каждого элемента, в процентах от исходного содержания в порфирите, сохраняется и какая выносится на разных стадиях выветривания (табл. 68).

В породах нижней зоны профиля сохраняется более 90% кобальта и около 60% исходного содержания никеля, в породах верхней зоны — 11% кобальта и 30% никеля. Вынос этих элементов соответственно составит на ранней стадии около 10% кобальта, около 40% никеля, на поздней стадии он увеличивается почти до 90% кобальта и до 70% никеля от их содержания в исходной породе.

Медь распределяется в продуктах выветривания порфирита весьма неравномерно, частично характер ее распределения наследуется от исходной породы, в которой сочетаются разные формы нахождения элемента: в сульфидах, магнетите и в силикатах. В элювии, помимо этого, сказывается влияние вторичной минерализации, т. е. присутствие вторичных сульфидов повышает в нем содержание меди. Следовательно, имеющиеся в нашем распоряжении данные не позволяют с достоверностью судить о подвижности меди в настоящем разрезе.

Мы оставляем за пределами рассмотрения также и распределение цинка. По данным полуколичественных определений он сохраняется в продуктах выветривания в количестве 30% от исходного содержания (Лисицына, 1968). Более точными количественными данными мы не располагаем.

Свинец распределен довольно равномерно. Его содержания составляют 0,0006% в порфирите, 0,0009% в нижней и 0,0007% в верхней зоне профиля выветривания. В пересчете на абсолютные количества они соответственно равны 0,0017, 0,0013 и 0,0010 мг/см³. В нижней зоне профиля, таким образом, сохраняется примерно 76% от исходного содержания свинца, в верхней — 60%. Вынос свинца состав-

ляет на ранней стадии около 25%; на поздней — дополнительно 16% от содержания в исходной породе.

Хром и ванадий имеют однотипные графики распределения в коре выветривания порфириров. Содержание каждого из этих элементов в нижней зоне профиля составляет примерно 40% от исходного количества в порфирите, в верхней зоне — около 30%. Соответственно их вынос в начальную стадию составляет не менее 60%, на более поздней стадии он возрастает примерно на 10% от исходного содержания элементов.

Более устойчивы к выветриванию цирконий и особенно галлий.

Цирконий в коре выветривания порфириров ведет себя весьма устойчиво. Содержание его в весовых процентах в коренной породе и коре выветривания остается примерно на одном уровне и составляет 0,006—0,01%. Только пересчет на абсолютные количества позволяет видеть, что среднее содержание циркония $0,21 \text{ мг/см}^3$ в исходной породе резко понижается в нижней зоне до $0,12 \text{ мг/см}^3$ и остается на том же уровне ($0,15 \text{ мг/см}^3$) в верхней. Характер распределения циркония в профиле коры таков. Линия средних его содержаний в нижней и верхней зонах — почти прямая, параллельная ординате. В нижней зоне профиля сохраняется около 60% от исходного содержания циркония, в верхней — 71%.

Вынос циркония составляет на ранней стадии 40%, на более поздней он фактически не меняется. Увеличение количества циркония в верхней зоне, по-видимому, — результат неравномерного распределения элемента.

Галлий в исходном порфирите составляет 0,0015%, в нижней и верхней зоне его содержание в весовых процентах поднимается до 0,0028—0,003, т. е. как будто бы растет. Это увеличение, однако, является относительным, пересчеты на абсолютные количества показывают, что фактически содержание галлия остается на том же уровне. В исходной породе оно составляет в среднем $0,043 \text{ мг/см}^3$, в нижней зоне — $0,045 \text{ мг/см}^3$, в верхней равняется $0,042 \text{ мг/см}^3$. Таким образом, в разрезе сохраняется более 90% исходного количества элемента, вынос его незначителен.

Мы рассмотрели особенности выноса отдельных элементов при формировании профиля выветривания порфириров. Все элементы весьма заметно различаются по подвижности в этом процессе. Взяв за основу коэффициенты их устойчивости, напишем ряд подвижности (возрастает справа налево):

Co>, Mn> Ni= Cr= V> Cu> Pb> Zr> P> Ga
0,11; 0,14; 0,3; 0,3; 0,3; 0,6; 0,6; 0,7; 81; ~1.

Т а б л и ц а 69

Вынос малых элементов при формировании элювия порфирита. Казахстан

Порода	Среднее содержание малых элементов, мг/см ³	Вынос малых элементов, мг/см ³	Вынос малых элементов (в % от содержания в порфирите)
Зона каолинистых глин с примесью гидроксидов железа	3,0208	0,0635	~1
Зона хлорита и монтмориллонитовых глин с примесью реликтовых минералов	3,0843	3,5743	53,6
Порфирит	6,6586		55

Наиболее подвижны Со и Мп, менее подвижен Ni, к которому примыкают в данном разрезе V и Сг. Зато Си и Рb несколько более устойчивы, что объясняется, по-видимому, заметным влиянием вторичной минерализации, которое не удастся полностью исключить. Менее подвижен Zr, устойчив Ga. Как и в других рассмотренных случаях, самые легкоподвижные и самые устойчивые элементы, открывающие и замыкающие ряд, менее других меняют свою подвижность, тогда как промежуточные его члены под влиянием разных причин становятся более или менее подвижными.

Рассмотрим, как меняется общий вынос малых элементов на разных стадиях древнего выветривания. По данным, приведенным в табл. 69, при выветривании порфирита в сумме выносятся около 55% исходного количества рассмотренных нами малых элементов. Более 53% элементов удаляются на ранней стадии выветривания (формирование нижней зоны хлорита и монтмориллонитовых глин) и только примерно 1,5% их выносятся в процессе преобразования глинистого элювия на поздней стадии выветривания (формирование каолининовой зоны). Само собой разумеется, что полученные нами цифры не могут претендовать на большую точность, поскольку в процессе вычислений принимается ряд допущений, однако они ясно указывают на интенсивный вынос малых элементов на ранней стадии выветривания и резкое его сокращение в процессе дальнейших преобразований элювиальной толщи. По этим данным вынос малых элементов несколько отстает от выноса главных, который составлял 62% от их исходного содержания. Весьма существенно также, что его динамика в обоих случаях не имеет принципиальных отличий.

Кора выветривания на лабораторитах с гиббсит-каолининовой верхней зоной. Украина

Распределение малых элементов в разрезе выветрелой толщи и исходном лабораторите дано в табл. 70. Изменение процентных и абсо-

Распределение малых элементов в разрезе коры выветривания лабораторитов

Коренная порода и продукты выветривания	Глубина, м	Объемный вес, г/см ³	Mn		P		Co	Ni		Cu		
			г	%	г	%	г	г	%	г	%	
Зона каолининовых глин	25,3	1,55	0,02	0,310	Нет		0,0011	0,0170	0,0011	0,0170	0,0013	0,0201
	29,2	1,47		Нет				Нет	0,0009	0,0132	0,0014	0,0206
	35,5*	1,56	0,02	0,312	0,01	0,156	0,0013	0,0203	0,0035**	0,0546**	0,0027	0,0408
	38	1,49	0,03	0,447	0,01	0,149	0,0014	0,0209	0,0018	0,0268	0,0023	0,0343
	40,8	1,52	0,02	0,304	Нет		0,0013	0,0198	Нет		0,0019	0,0279
	45,3	1,56	0,02	0,312	0,02	0,312	0,0013	0,0203	0,0008	0,0125	0,0008	0,0125
Среднее			0,02	0,281	0,007	0,103	0,0011	0,0164	0,0009	0,0139	0,0014	0,0263
Зона монтмориллонитовых глин с примесью реликтовых минералов	48,3*	1,74	0,02	0,348	0,01	0,174	0,0024	0,0418	0,0012	0,0209	0,0003	0,0052
	54	1,79	0,22**	3,980**	0,02	0,358	0,0074**	0,1325**	0,0021**	0,0376**	0,0002	0,0036
	58,5	1,65	0,05	0,825	0,01	0,165	0,0039	0,0643	0,0012	0,0198	0,0004	0,0066
	60,2	1,71	0,07	1,197	0,03	0,513	0,0046	0,0787	0,0012	0,0205	0,0005	0,0086
Среднее			0,05	0,790	0,02	0,302	0,0046	0,0616	0,0012	0,0204	0,0004	0,0060
Лаборарит	60,6	2,74	0,02	0,548	0,08	2,190	0,0032	0,0877	0,0015	0,0411	0,0052	0,1425
	61,3	2,73	0,02	0,546	0,03	0,820	?	?	?	?	0,0006	0,0164
Среднее			0,02	0,547	0,06	1,510	0,0032	0,0877	0,0015	0,0411	0,0029	0,0794

* Конкреции сидерита.

** При вычислении средних эти цифры в расчет не принимались.

Примечание. В левой части графы для элементов указывается содержание (в вес. %).

лютных количеств каждого элемента в разных зонах профиля легко проследить, сравнив средние его содержания в свежем лабрадорите и продуктах его выветривания. Что касается характера распределения элементов в разрезе, то он достаточно наглядно проявляется на графиках, опубликованных нами ранее (Лисицына, Газенко, 1967). Здесь мы лишь коротко напомним особенности распределения и выноса отдельных элементов при выветривании лабрадорита (табл. 71, фиг. 29).

При формировании нижней зоны монтмориллонитовых глин, т. е. на ранней стадии выветривания, в породе сохраняется (в %, примерно) марганца — 50, фосфора — 20, кобальта — >70, никеля — около 50, цинка — 70, свинца — 96, весь хром, ванадия — 70, по крайней мере 25% циркония и более 50% галлия. Содержания меди колеблются в широких пределах. Относительно слабый вынос ряда элементов, например Co, Zn, Pb, Cr, очевидно, зависит от многих причин. С одной стороны, как уже отмечалось ранее, имеются серьезные основания считать, что выветривание лабрадорита на ранней стадии происходило при затрудненном водообмене в условиях щелочной среды (Лисицына, Газенко, 1968). С другой, повышенные концентрации некоторых элементов возникали в результате наложенных процессов вторичной минерализации.

На более поздней стадии каолининовых глин сохраняется (в %): примерно 50% от исходного содержания марганца, 7 — от исходного содержания фосфора, 20 — кобальта, более 30 — никеля и меди, 56 — свинца, 53 — ванадия и хрома, более 70 — цинка, 25 — циркония и почти весь галлий.

Вынос элементов

На ранней стадии формирования монтмориллонитовых глин выносятся порядка 50% марганца и никеля и 80% фосфора, вынос остальных элементов относительно невелик. Выносятся около 26% кобальта, 30% цинка и ванадия, не более 4% свинца, содержание хрома не

Таблица 70

Украинский кристаллический щит, северная окраина

Zn		Pb		Cr		V		Zr		Ga	
0,0035	0,0542	He опр.		0,0013	0,0201	0,0013	0,0201	0,0044	0,0682	0,0035	0,0542
0,0031	0,0456	0,0005	0,0073	0,0019	0,0279	0,0016	0,0235	0,0059	0,0867	0,0030	0,0441
0,0034	0,0530	0,0005	0,0078	0,0045	0,0702	0,0022	0,0343	0,0059	0,0920	0,0030	0,0468
0,0035	0,0522	0,0005	0,0074	0,0046	0,0685	0,0031	0,0462	0,0059	0,0879	0,0030	0,0447
0,0031	0,0471	0,0005	0,0076	0,0026	0,0395	0,0018	0,0264	0,0052	0,0790	0,0030	0,0456
0,0017	0,0265	>0,0005	0,0078	0,0152?	0,2371	0,0016	0,0250	0,0059	0,0920	0,0033	0,0515
0,0030	0,0464	0,0005	0,0076	0,0030	0,0452	0,0019	0,0292	0,0055	0,0830	0,0033	0,0478
0,0022	0,0383	>0,0005	0,0087	?	?	0,0020	0,0348	0,0037	0,0644	0,0020	0,0348
0,0022	0,0394	>0,0005	0,0089	0,0044	0,0788	0,0022	0,0394	0,0022	0,0394	0,0018	0,0322
0,0035	0,0578	0,0016	0,0264	0,0058	0,0957	0,0036	0,0594	0,0067	0,1106	0,0017	0,0280
0,0022	0,0376	>0,0005	0,0085	0,00047**	0,0068**	0,0014	0,0239	0,0044	0,0766	0,0016	0,0274
0,0025	0,0432	0,0008	0,0131	0,0051	0,0872	0,0023	0,0394	0,0028	0,0727	0,0017	0,0306
0,0023	0,0630	>0,0005	0,0137	0,0031	0,0849	0,0020	0,0548	0,0074	0,2028	0,0020	0,0548
0,0023	0,0628	~0,0005	0,0136	?	?	?	?	0,0141	0,3849	0,0020	0,0546
0,0023	0,0629	0,0005	0,0136	0,0031	0,0849	0,0020	0,0548	0,0107	0,2938	0,0020	0,0547

правой — абсолютные количества на 1 см породы (мг/см³).

Содержание малых элементов в продуктах выветривания лабрадорита и их вынос (в % от исходного количества). Украинский кристаллический щит, северная окраина

Элемент	Нижняя зона монтмориллонитовых глин с примесью реликтовых минералов		Верхняя зона каолинистых глин	
	Сохранилось	Выносятся	Сохранилось	Выносятся
Mn	50—100*	0—50	50	0—50
P	20	80	7	13
Co	74	26	20	54
Ni	49	51	34	15
Cu	?	?	30—58	?
Zn	70	30	73	+3
Pb	96	4	56	40
Cr	100?	0	50	50
V	70	30	53	17
Zr	25	75?	25?	0
Ga	56	44	87	?

* Рассчитано по отношению к среднему количеству марганца в лабрадорите из нескольких образцов.

Примечание. Цифра со знаком + означает привнос элемента.

Таблица 72

Вынос малых элементов (P, Co, Ni, Zn, Pb, Cr, V, Zr) при формировании элювия лабрадорита Украина

Зона элювия, исходная порода	Среднее содержание малых элементов (в мг/см ³)	Вынос элементов (в мг/см ³)	Вынос элементов (в % от содержания в лабрадорите)
Зона каолинистых глин	0,6998	0,7664	27,2
Зона монтмориллонитовых глин с примесью реликтовых минералов	1,4662	1,3637	48,5
Лабрадорит	2,8299		

} 76

уменьшается. Весьма значительное уменьшение циркония и, возможно, галлия в зоне монтмориллонитовых глин, по-видимому, объясняется неравномерным их распределением в исходной породе.

На поздней стадии формирования каолинистых глин дополнительно выносятся порядка (в %): фосфора — 13, никеля — 15, ванадия — 17. Энергично выносятся кобальт (54% от исходного содержания), свинец (40%) и хром (50%). Таким образом, слабый вынос отдельных элементов на ранней стадии компенсируется на более поздней стадии, которой свойственны усиленный водообмен и нейтральные условия среды.

Особенности динамики выноса отдельных элементов определяют суммарный их вынос на разных стадиях выветривания. Подсчеты, выполненные тем же способом, что и раньше (табл. 72), показывают, что на ранней стадии при разложении лабрадорита выносятся порядка 48% от содержания рассматриваемых нами малых элементов, на более поздней — порядка 27%. Следовательно, общий их вынос в данном разрезе составляет более 70% от исходного содержания. Необходимо иметь в виду, что расчеты эти весьма ориентировочны и отражают лишь общую тенденцию. Последняя в данном случае состоит в том, что на

ранней стадии выветривания хотя и выносятся большая часть элементов, однако вынос многих из них задерживается и осуществляется позднее. Причина этой задержки иная, чем в случае, описанном в таитянском разрезе, где крайне неравномерный ход выветривания способствует сохранению реликтовых минералов среди интенсивно разложенных пород и консервации в них ряда элементов как малых, так и главных. Здесь имеет значение замедление водообмена на ранней стадии выветривания.

Кора выветривания на амфиболитах с гиббсит-гематит-гётитовой верхней зоной. Украина

Распределение малых элементов в разрезе зоны показано в табл. 73. Абсолютные количества этих элементов рассчитаны для всей элювиальной толщи, однако применение метода абсолютных масс при расчете их подвижности возможно только для глинистой части разреза, где сохраняется структура материнской породы. Пласт боксита, линзообразно залегающий в верхней части разреза (гиббсит-гематит-гётитовая порода), характеризуется конкреционной, пятнистой, трубчатой, шлаковидной структурой (текстурой), что свидетельствует о перераспределении веществ и уплотнении породы. Поэтому для данной зоны мы пользуемся методом абсолютных масс весьма ограниченно, только для ориентировочной оценки подвижности элементов.

Распределение элементов в разрезе элювиальной толщи

На ранней стадии формирования каолиновых и монтмориллонитовых глин в элювии сохраняется (в %): марганца — 5 (?), кобальта — 70, никеля — 40, меди — >20 , цинка — 80, свинца — 60, хрома — 50, ванадия — около 90, галлия — 80, фосфора — 90. Количество циркония превышает 100%, оно объясняется неравномерным распределением циркона — минерала-носителя элемента циркония (табл. 73, 74, см. также фиг. 29).

В более выветрелых породах (каолиновые глины с примесью гидрослюд и др.) определено (в % от содержания в том же объеме исходной породы) марганца — 4, фосфора — >80 , кобальта — 30, никеля — 24, примерно столько же меди и цинка, свинца — 60, хрома — 50, ванадия — 60, галлия — 80 и по-прежнему более 100% циркония. Содержание элементов заметно уменьшилось, по сравнению с менее выветрелой породой, в особенности тех элементов, которые сохранились в слабо выветрелых породах почти полностью.

В сильно выветрелых каолиновых глинах сохраняется (в %): марганец — 4, кобальт — 20, медь — 24, никель — 30, цинк — 40, хром — 50, ванадий — 50, фосфор — 60, галлий — 80, количество циркония превышает 100%. Непонятно повышенное количество свинца (более 100% от исходного содержания в породе).

Вынос элементов

На ранней стадии выветривания выносятся главная масса марганца, т. е. 95% (?) от исходного количества, примерно (в %): кобальта — 30, никеля — 60, меди — >70 , цинка — 20, свинца — 40, хрома — 50, ванадия и фосфора — 10, галлия — 20, цирконий не выносятся (?).

Эти цифры указывают на весьма значительный вынос большинства малых элементов, который осуществляется при разложении амфиболита и формировании каолиновых и монтмориллонитовых глин. Как уже отмечалось ранее (Лисицына, 1968), обычно выщелачивается боль-

Распределение малых элементов в разрезе коры

Коренная порода и продукты выветривания	Глубина, м	Объемный вес, г/см ³	Mn	P	Co	Ni	Cu					
Бокситы	65,35	2,7	0,015	0,41	0,053	1,43	0,0008	0,0216	0,0040	0,1080	0,0030	0,0810
	65,6	2,8	0,031	0,86	0,062	1,74	0,0008	0,0224	0,0032	0,0896	0,0030	0,0840
	66,5	2,74	Сл.		0,062	1,74	0,0013	0,0356	0,0042	0,1151	0,0030	0,0822
Среднее		2,74	0,015	0,42	0,059	1,64	0,0010	0,0265	0,0038	0,1042	0,0030	0,0824
Каолинитовые глины с примесью гидроксидов и оксидов железа и гиббсита	67	1,40	0,015	0,210	0,013	0,18	0,0003	0,0042	0,0026	0,0364	0,0017	0,0238
	72*	1,46	0,008	0,120	0,013	0,19	0,0010	0,0150	0,0047	0,0690	0,0053	0,0774
	73,1*	2,90	Не опр.		0,062	1,80	0,0031	0,0899	0,0065	0,1885	0,0158	0,4582
	76	1,33	Сл.		0,044	0,58	0,0003	0,0040	0,0500	0,6600	0,0090	0,1197
	83	1,32	0,054	0,713	0,090	1,19	0,0195	0,2574	0,0300	0,3960	0,0110	0,1452
	85	1,31	Не обн.		0,018	0,24	0,0058	0,0765	0,0500	0,6600	0,0088	0,1162
	90,5	1,31	Сл.		0,044	0,58	0,0024	0,0310	0,0095	0,1240	0,0063	0,0825
	127,5	1,29	0,023	0,300	0,130	1,68	0,0046	0,0593	0,0051	0,0658	0,0128	0,1650
	100	1,38	0,015	0,210	0,018	0,25	0,0003	0,0041	0,0066	0,0911	0,0052	0,0718
	130	1,38	Сл.		0,031	0,43	0,0023	0,0370	0,0054	0,0750	0,0022	0,0300
	134,2	1,31	0,069	0,900	0,090	1,18	0,0051	0,0670	0,0097	0,1270	0,0300	0,3930
	94	1,52	Сл.		0,031	0,47	0,0003	0,0046	0,0025	0,0380	0,0012	0,0192
103	1,56	0,062	0,970	0,120	1,87	0,0010	0,0160	0,0300	0,4680	0,0038	0,0593	
109	1,59	Сл.		0,062	0,99	0,0003	0,0048	0,0045	0,0715	0,0038	0,0604	
Среднее		1,40	0,018	0,260	0,054	0,75	0,0033	0,0400	0,0160	0,2200	0,0080	0,1300
Каолинитовые глины с примесью гидрослюд, оксидов железа и реликтовых минералов	116,7*	2,82	0,180	5,100	0,018	0,51	0,0300	0,8460	0,0317	0,8940	0,0011	0,0310
	117,5*	2,80	1,020	28,560	0,070	1,98	0,0180	0,5040	0,0300	0,8400	0,0200	0,8600
	124	1,48	0,008	0,112	0,120	1,68	0,0015	0,0210	0,0047	0,0660	0,0200	0,2600
	126	1,40	0,0008	0,010	0,018	0,25	0,0051	0,0710	0,0169	0,2370	0,0300	0,4200
	121,5	1,45	0,008	0,116	0,050	0,72	0,0124	0,1798	0,0141	0,2040	0,0091	0,1319
	120	1,48	Сл.		0,048	0,71	0,0003	0,0040	0,0062	0,0918	0,0002	0,0030
	111,8	1,60	0,054	0,860	0,100	1,60	0,0047	0,0750	0,0153	0,2450	0,0300	0,4800
Среднее		1,46	0,014	0,220	0,067	0,99	0,0050	0,0700	0,0120	0,1700	0,0180	0,2600
Каолинитовые и монтмориллонитовые глины с примесью хлорита, гидрослюд и реликтовых минералов	136,3	1,48	Сл.		0,035	0,52	0,0050	0,0740	0,0090	0,1330	0,0300	0,1330
	137,5	1,50	0,0008	0,012	0,018	0,27	0,0300	0,4500	0,0356	0,5340	0,0119	0,1790
	113	1,60	Сл.		0,088	1,41	0,0070	0,1120	0,0300	0,4800	0,0027	0,0432
	132	1,71	0,008	0,140	0,110	1,88	0,0047	0,0800	0,0073	0,1250	0,0300	0,5130
	140	1,74	0,054	0,940	0,110	1,91	0,0057	0,0099	0,0144	0,2510	0,0200	0,5220
	141	1,88	0,031	0,580	0,070	1,32	0,0037	0,0700	0,0072	0,1350	0,0200	0,3800
	142,8	2,02	0,023	0,460	0,018	0,36	0,0059	0,2300	0,0147	0,2970	0,0060	0,1200
Среднее		1,68	0,017	0,320	0,064	1,09	0,0090	0,1500	0,0170	0,2800	0,0180	0,2700
Коренная порода	144,7	2,34	0,360	8,420	0,022	0,51	0,0082	0,1920	0,0187	0,4400	0,0005	0,0047
	143,7	2,48	0,210	5,210	0,090	2,23	0,0073	0,1810	0,0147	0,3650	0,0119	0,2950
	144,2	2,68	0,190	5,090	0,031	0,83	0,0104	0,2790	0,0380	1,0200	0,0018	0,0482
Среднее**		2,50	0,190	5,950	0,048	1,18	0,0080	0,2100	0,0350	0,7000	?	?

* При пересчете средних содержаний данные по этим глубинам в расчет не принимались.

** Среднее из семи образцов данного и соседних разрезов.

ше половины от всего количества элемента, выносимого в данном разрезе. Однако заметный разброс цифр указывает на неравномерный характер выщелачивания, а также на неравномерное распределение некоторых элементов в исходной породе. Так, вынос марганца более 90%,

выветривания амфиболита. Украинский кристаллический щит

Zn		Pb		Cr		V		Zr	Ga		
0,0024 0,0021 0,0395	0,0648 0,0588 1,0823	0,0003 0,0003 0,0003	0,0081 0,0084 0,0082	0,1000 0,1000 0,0260	2,700 2,800 0,712	0,1000 0,1000 0,0287	2,700 2,800 0,786	He опр. > >	0,0068 0,0068 0,0029	0,1836 0,1848 0,0795	
0,0147	0,4020	0,0003	0,0082	0,0750	2,070	0,0760	2,095	—	0,0051	1,493	
0,0050 0,0373 0,0253 0,1145 0,0210 0,0280 0,0081 0,0022 0,0042 0,0029 0,0027 0,0033 0,0033 0,0026	0,0700 0,5446 0,7337 0,1929 0,2772 0,3696 0,1061 0,0284 0,0580 0,0400 0,0353 0,0502 0,0514 0,0413	0,0008 0,0091 He опр. > > 0,0010 0,0013 He опр. 0,0057 0,0006 0,0006 0,0023 0,0103 0,0089	0,0112 0,1329 0,0084 > > 0,0132 0,0170 > 0,0787 0,0083 0,0079 0,0350 0,1607 0,1451	0,0300 0,0396 0,0300 — 0,0300 0,1000 0,0300 0,0300 0,0480 0,0390 0,0428 0,0345 0,0473 0,0450	0,420 0,539 0,870 — 0,396 1,320 0,396 0,387 0,662 0,538 0,561 0,524 0,7379 0,715	0,0500 0,0186 0,0201 0,0420 0,0297 0,0296 0,0300 0,393 0,0300 0,414 0,0300 0,0270 0,0300 0,0490	0,700 0,272 0,583 0,559 0,392 0,568 0,393 0,352 0,593 0,414 0,393 0,330 0,468 0,779	He опр. > > > > 0,0303 He опр. 0,1118 0,2222 0,0133 0,0155	0,0750 0,0017 0,0012 0,0045 0,0040 0,0035 0,0035 0,0035 0,0040 0,0025 0,0030 0,0035 0,0032	0,1050 0,0248 0,0348 0,0598 0,0528 0,0462 0,0458 0,0451 0,0483 0,0552 0,0370 0,0460 0,0546 0,0509	
0,0089	0,1100	0,0035	0,0530	0,0430	0,600	0,0330	0,480	0,0186	0,2598	0,0037	0,0504
0,1170 0,8600 He опр. 0,0024 0,0037 0,0054 0,0031	3,2994 2,4080 0,0336 0,0799 0,0497	0,0011 0,0014 He опр. 0,0007 He опр. 0,0006 0,0016	0,0310 0,0392 0,0098 0,0098 0,0089 0,0256	0,0173 0,0347 0,0300 0,0400 0,0300 0,0560 0,0445	0,488 0,972 0,450 0,560 0,435 0,829 0,712	0,0179 0,0300 0,0304 0,0300 0,0282 0,0700 0,0300	0,506 0,840 0,426 0,420 0,4089 1,036 0,480	He опр. 0,0148 He опр. > 0,0185 0,0207	0,4144 0,4144 > 0,2738 0,3312	0,0019 0,0019 He опр. > 0,0034 0,0040	0,0536 0,0532 0,0420 0,0507 0,0503 0,0640
0,0037	0,0542	0,0010	0,0148	0,0410	0,590	0,0380	0,550	0,0180	0,3397	0,0035	0,0523
0,0019 0,0044 0,0535 0,0015 0,0020 0,0044 0,0182	0,0281 0,0660 0,8560 0,0256 0,0342 0,0827 0,3676	0,0008 0,0009 He опр. > > 0,0006 0,0011	0,0118 0,0135 0,0350 0,0300 0,0104 0,0222	0,0510 0,0350 0,0300 0,0253 0,0300 0,0490	0,755 0,525 0,560 0,513 0,440 0,564 0,990	0,0800 0,0300 0,0228 0,0230 0,0720 0,0239 0,1300	0,444 0,450 0,365 0,393 1,253 0,449 2,626	0,0163 He опр. 0,0133 He опр. 0,0155 He опр. >	0,2412 0,2128 0,2697 0,2697 >	0,0025 0,0025 He опр. 0,0035 0,0025 0,0025 0,0032	0,0370 0,0375 0,0420 0,0507 0,0435 0,0470 0,0646
0,0123	0,2086	0,0008	0,0145	0,0380	0,620	0,0470	0,850	0,0150	0,2412	0,0029	0,0482
0,0188 0,0065 0,0075	0,4399 0,1612 0,2010	0,0009 0,0008 0,0012	0,0211 0,0198 0,0322	0,0220 0,0350 0,0397	0,515 0,868 1,064	0,0140 0,1200 0,0470	0,328 2,976 1,260	0,0118 He опр. 0,0074	0,2761 0,1983	0,0028 0,0022 0,0025	0,0655 0,0546 0,0670
0,0109	0,2674	0,0010	0,0244	0,0470	1,262	0,0380	0,980	0,0096	0,0025	0,0025	0,0624

Примечание. В левой части графы для элементов указывается содержание (в вес. %), в правой — абсолютные количества на 1 см³ породы.

по-видимому, завышен, тогда как вынос кобальта (10%) необычно мал. В последнем случае, возможно, играет роль минеральная форма нахождения элемента в исходном амфиболите. Это относится также к фосфору и цирконю. Фосфор более чем на 50% сохраняется в продук-

Содержание малых элементов в продуктах выветривания амфиболита и кристаллических сланцев и их вынос (в % от исходного количества). Украинский кристаллический щит, южная часть

Элемент	Каолинитовые и монтмориллонитовые глины с примесью гидрослюд, хлорита и реликтовых минералов		Каолинитовые глины с примесью гидрослюд, окислов железа и реликтовых минералов		Каолинитовые глины с примесью гидроокислов и окислов железа и гиббсита	
	Содержание	Вынос	Содержание	Вынос	Содержание	Вынос
Mn	5	95	4	1	4	—
P	90	10	84	6	60	24
Co	70	30	30	40	20	10
Ni	40	60	24	16	30	+6
Cu	22	> 70	22	—	24	—
Zn	80	20	20?	40—60?	40	?
Pb	60	40	60	—	> 100?	?
Cr	50	50	50	—	50	—
V	90	10	60	30	50	10
Zr	> 100	—	> 100	—	> 100	—
Ga	80	20	80	—	80	—

тах выветривания, частично за счет апатита. Вынос циркония в данном разрезе трудно определить, поскольку главный носитель этого элемента — циркон — неравномерно распределен и в исходном амфиболите, и в элювии, где его количество для исследованных образцов, вероятно, превышает исходное.

Вынос элементов продолжается и на следующей стадии формирования каолинитовых глин с примесью гидрослюд. Дополнительно выносятся (в %) марганец — 1, фосфор — 6, кобальт — 40, никель — 16, циркон — 40—60 (?), ванадий — 30 от содержания каждого элемента в равном объеме исходного амфиболита. Для некоторых элементов (например, для кобальта и ванадия) несколько повышенный вынос компенсирует недостаточно активное удаление элементов на ранней стадии выветривания.

На стадии формирования каолинитовых глин с примесью гиббсита отмечен вынос фосфора — 24%, кобальта — 10% и никеля — 10%. Для большинства элементов он редуцирован или не отмечается совсем, поскольку главная масса подвижного в данных условиях материала удалена на более раннем этапе формирования профиля выветривания.

Итак, из гиббсит-каолинитовых пород удалены (в %) марганец — более 90, фосфор — 40, кобальт — 80, никель — 70, медь > 70, цинк — 60, хром и ванадий — 50, галлий — 20.

О динамике выноса малых элементов при формировании профиля выветривания амфиболитов (без верхней зоны боксита) можно судить по данным табл. 75. В гиббсит-каолинитовой зоне профиля выветривания амфиболитов сохранились относительно небольшие количества подвижных элементов; что же касается малоподвижных, то некоторая доля каждого из них к этому времени также удалена из элювия в соответствии с физико-химическими свойствами элемента. Имея в виду эти данные, трудно ожидать на следующей стадии формирования боксита концентрации таких элементов, как Mn, Co, Ni, Cu, Zn. Накопление в нем заметных количеств V, Cr, Zr, Ga, напротив, является завершением общего процесса распределения элементов в профиле выветривания. Данные табл. 73 показывают, что средние процентные содержания элементов в боксите таковы: Mn — 0,0150, Co — 0,0010, Ni —

Вынос малых элементов при формировании элювия амфиболита и кристаллического сланца
Украина

Порода	Среднее содержание малых элементов, мг/см ³	Вынос малых элементов, мг/см ³	Вынос малых элементов (в % от содержания в амфиболитах)
Каолинитовые глины с примесью гидроокислов и окислов железа и гиббсита	2,8581	0,4523	4,0
Каолинитовые глины с примесью гидрослюд, окислов железа и реликтовых минералов	3,3104	1,4846	13,1
Каолинитовые и монтмориллонитовые глины с примесью гидрослюд и реликтовых минералов	4,7950	6,4944	57,5
Амфиболит	11,2894		

74,6

0,0038, Cu — 0,0030, Pb — 0,0003, Zn — 0,0147, Cr — 0,0750, V — 0,0760, Ga — 0,0051, P — 0,059. Для Co, Ni, Cu и особенно для Pb они значительно меньше, чем в нижележащих каолинитовых глинах. То же самое можно сказать и о цинке, который присутствует в двух образцах из трех в количестве 0,0021—0,0024%. В третьем же его содержание повышено, по-видимому, за счет примеси магнетита. Что касается Cr, V, Ga и P, то процентные содержания этих элементов значительно выше, чем в каолинитовых глинах. Уже по этим данным можно говорить о дальнейшем выносе Mn, Co, Ni, Cu, Pb, Zn при формировании гиббсит-гематит-гётитовых пород (бокситов) и относительном накоплении в них Cr, V, Ga и P.

Рассмотрим абсолютные количества (мг/см³) этих элементов в бокситах: Mn — 0,42, Co — 0,0265, Ni — 0,1042, Cu — 0,0824, Pb — 0,0082, Zn — 0,402 или 0,0618 (без образца, с глубины 66,5 м), Cr — 2,07, V — 2,095, Ga — 1,493, P — 1,64. Любопытно, что для подвижных элементов (Co, Ni, Cu, Zn, Pb) не только процентные содержания, но и абсолютные количества в единице объема меньше, чем в каолинитовых глинах. Количество марганца в 1 см³ боксита несколько больше, чем в 1 см³ каолинитовых глин, но значительно меньше, чем в том же объеме исходной породы. Эти сравнения подтверждают вывод о том, что вынос Mn, Co, Ni, Cu, Pb и Zn продолжается и при формировании верхней гиббсит-гематит-гётитовой зоны профиля. Абсолютные количества Cr, V, Ga и P превышают таковые не только в каолинитовых глинах, подстилающих боксит, но и в исходной породе. Несомненно поэтому, что они накапливаются в боксите в значительных количествах. Мы не можем, однако, оценить подвижность элементов при формировании боксита, поскольку единица его объема не соответствует единице объема породы, из которой путем длительных и сложных изменений в конечном счете этот боксит образуется.

Следовательно, строго говоря, оценка подвижности элементов в нашем разрезе на последнем этапе элювиального процесса остается лишь качественной. Отдавая себе в этом отчет, сравним все-таки содержания хрома, ванадия и галлия в единице объема боксита с их содержаниями в единице объема амфиболита (см. табл. 73). При этом получается, что содержание хрома возрастает в 1,6 раза, ванадия — более чем в 2 раза, галлия — в 2,4 раза. Фосфор, хром, ванадий и галлий, а также, вероятно, цирконий, сохранившиеся в верхней зоне профиля, в какой-то степени перераспределяются в боксите при формировании в нем

пятнистых и конкреционных структур. Уплотнение же бокситовой породы приводит к еще большей концентрации элементов в каждой единице объема.

Итак, в гиббсит-гематит-гётитовой породе в верхах разреза коры выветривания амфиболита наряду с алюминием, железом и титаном (см. распределение главных элементов) концентрируются хром, ванадий, галлий, фосфор и, вероятно, цирконий. Из всех рассмотренных нами разрезов (помимо украинского) конкреционная порода, гиббсит-гематит-гётитовая по составу, имеется только в гвинейском разрезе современного — четвертичного элювия. Как было отмечено ранее, при ее формировании выносятся те же элементы: Co, Ni, Cu, Zn и Mn; накапливаются Cr, V, Ga. За счет уплотнения породы и перераспределения элементов содержания хрома возрастают более чем в 2,3 раза, ванадия — почти в 1,5 раза, галлия — в 1,3 раза. Принципиально картина та же, что и в древнем элювии амфиболитов.

Обсуждение данных о выносе малых элементов в древних корях выветривания

Общие черты динамики выноса элементов не отличаются от наблюдаемых в современном — четвертичном элювии. Как уже отмечалось при рассмотрении конкретных разрезов, большая часть выносимого количества малых элементов удаляется в начальную стадию разложения породы и формирования нижней зоны профиля выветривания. Порода теряет при этом от 48 до 57% исходного количества малых элементов. Далее, при формировании верхних зон профиля вынос сильно уменьшается (до 1—17%). При формировании коры выветривания лабрадоритов (Украина) на этой стадии выносятся 27% исходного содержания элементов, однако этот случай не типичен и объясняется пониженным водообменом и сравнительно слабым выносом материала на ранней стадии элювиального процесса. Таким образом, усиленный вынос малых элементов, так же как и главных, отмечается на ранней стадии выветривания; в дальнейшем, при формировании верхних зон профиля, он редуцирован. Если принять общий вынос малых элементов в каждом разрезе за 100%, то в коре выветривания амфиболитов на раннюю стадию формирования нижней зоны полиминеральных глин приходится примерно 77% общего количества малых элементов, выносимых из породы, на более позднюю стадию формирования средней зоны каолиновых глин с примесью гидрослюд — около 18%, образованию зоны гиббсит-каолиновых пород с примесью гётита соответствует вынос более 5% общего количества малых элементов.

Состав выносимого комплекса малых элементов на разных стадиях выветривания (набор элементов) не претерпевает существенных изменений (см. фиг. 28), так же как и в современных — четвертичных корях выветривания.

Суммарный вынос малых элементов составляет в разных типах элювия 55—76% от их содержания в исходной породе, т. е. принципиально не отличается от наблюдаемого в современных — четвертичных корях, где выносятся 57—73% исходного содержания малых элементов. Это обстоятельство весьма примечательно, поскольку косвенно свидетельствует о сходных условиях формирования тех и других кор.

Из табл. 68, 71, 74 можно видеть, что подвижность всех малых элементов (вынос в % от исходного содержания) довольно сильно меняется от разреза к разрезу. Причина, как мы видели при рассмотрении современных — четвертичных кор, в неравномерном распределении этих элементов в исходной породе. В частности, большинство из них концентрируется в устойчивых аксессуориях (магнетит, титаномагнетит,

ильменит, циркон, апатит и др.) и частично удерживается в элювии вплоть до верхней зоны профиля выветривания. Непостоянство содержания циркония в исходных породах и в элювии вообще исключает возможность оценки его подвижности в некоторых разрезах.

Ряды подвижности малых элементов, наблюдаемые в разных разрезах, также подвержены изменениям, в основе которых лежат приведенные выше причины. Наиболее закономерна последовательность выноса малых элементов в коре выветривания амфиболитов (подвижность убывает слева направо): $Mn > Co > Ni > Cu > Zn > Pb (?) > Cr > Zr > Ga$. Исключение представляет фосфор, связанный в апатите, и потому — малоподвижный, неопределенно поведение свинца. В других разрезах также наблюдаются значительные изменения выносимых количеств отдельных элементов. Для древних кор выветривания необходимо сразу же разделить причины, связанные с вторичными, наложенными, процессами, и причины первичные. К первичным прежде всего относятся влияние минеральных форм нахождения элемента в породе, а также условия среды. Воздействие тех и других и объясняет резкие колебания содержания одних и тех же элементов в разных типах древнего элювия (см. фиг. 28), тогда как в современном — четвертичном элювии мы видим несколько более закономерные ряды подвижности, как, например, в гавайском разрезе (см. фиг. 14).

Что касается особенностей выноса малых элементов непосредственно в элювиальном процессе, то здесь принципиальных отличий современного и древнего процесса не отмечено.

Резюмируя сказанное, приходится отметить, что в древних корах подвижность элементов убывает следующим образом: $Mn > Co > Ni > Cu > Zn > Pb? > Cr > V > Zr? > Ga$. Однако промежуточные члены ряда могут меняться местами в зависимости от конкретных условий. Фосфор, например, выступает в двух формах: как подвижный (фосфор силикатов) и как малоподвижный (фосфор апатита и фосфор, сорбированный окислами железа).

Закономерности выноса элементов при формировании разных типов латеритных кор выветривания основных пород

В результате рассмотрения особенностей поведения главных и малых элементов в современных — четвертичных и древних корах выветривания мы можем коротко сформулировать основные закономерности выноса элементов при латеритном выветривании основных пород.

Динамика выноса элементов при формировании латеритных профилей выветривания

Вынос главных элементов при выветривании основных пород в условиях влажных тропиков и субтропиков при свободном водообмене происходит по единой схеме. Главная их масса теряется на ранней стадии, соответствующей формированию нижней зоны профиля выветривания (слабо выветрелых пород). На этой стадии в разных типах элювия выщелачивается от 35—40 до 66% исходного количества главных элементов, что составляет 80 и до 95% всего выносимого материала. Далее, при формировании умеренно и сильно выветрелых пород верхней зоны профиля, или средней и верхней в растаянутых разрезах, выносимое количество элементов резко сокращается до 5—15% их исходного содержания. Состав выносимого комплекса главных элементов при этом меняется весьма закономерно. На ранней стадии, которую мы называем стадией массового выноса, в нем принимает участие

полный набор элементов от легкоподвижных оснований до малоподвижных элементов — гидролизатов. Позднее, в процессе формирования верхних зон профиля, в редуцированном выносе роль оснований и особенно элементов-гидролизатов сокращается до минимума. Главное место в выносе принадлежит кремнию. Эта особенность динамики выноса главных элементов является одной из наиболее характерных для тропического выветривания в условиях свободного водообмена.

Динамика выноса малых элементов в количественном отношении не отличается от главных. На ранней стадии массового выноса выщелачивается от 40 до 57% их исходного содержания. В процессе дальнейших преобразований глинистого элювия — формирование средней и верхней зон профиля — выносятся 11—19% исходного количества малых элементов.

Изменение состава выносимого комплекса малых элементов на разных стадиях выветривания невелико. Вынос большинства из них происходит наиболее интенсивно при разложении исходной породы, однако продолжается и позднее при формировании верхних зон профиля. В этом существенное отличие динамики выноса малых элементов от главных. Основная причина — влияние минеральной формы нахождения элементов в исходной породе и, в частности, тесная связь большинства малых элементов с устойчивыми аксессуарами, магнетитом и т. д.

Итак, массовый вынос элементов происходит при разложении материнской породы. Он может быть длительным в корях выветривания постепенного развития (например, в элювии украинского типа) или происходит сравнительно быстро при высоких темпах разложения, например, в элювии гвинейского типа. Независимо от этого в пути миграции в бассейны осадконакопления поступает наибольшее количество материала, а набор выносимых элементов максимально разнообразен. В эту стадию, совпадающую с переходом породы в глинистый элювий, кора выветривания становится активным источником питания формирующихся осадочных пород и руд.

Редуцированный вынос соответствует периоду дальнейших преобразований во вновь сформированной толще продуктов выветривания. Длительность его меняется в широких пределах в зависимости от типа элювия. Она особенно велика в древних корях выветривания и соответствует в каждом случае периоду времени, в течение которого успевает сформироваться мощная толща глинистых продуктов. При этом кора выветривания уже не является активным поставщиком растворенных компонентов. Поступление их в пути миграции ограничено, а набор элементов обеднен. Практически выносятся главным образом кремний. Вынос кремния, продолжающийся и занимающий ведущее место в процессе преобразования элювия, ведет к относительному накоплению алюминия, титана и железа. На последней стадии развития в некоторых типах элювия, когда в породе почти нет щелочей и щелочных земель и остается минимальное количество кремния, образуются железисто-глиноземистые породы (латериты). На этой стадии преобладает перераспределение устойчивых элементов с образованием конкреционных структур, свойственных латеритам (остаточным бокситам).

Общее количество и состав выносимого материала при формировании разных типов элювия

Суммарный или общий вынос главных элементов в разных типах латеритных кор выветривания меняется очень мало. В рассмотренных нами разрезах современного и древнего элювия за редкими исключениями он составляет 62—67% от содержания в исходной породе и очень

слабо возрастает по мере усиления интенсивности выветривания, например, от вьетнамского типа к гвинейскому.

Более существенны различия в составе выносимого комплекса элементов. Соотношения их имеют специфические особенности в разных типах элювия. Они наиболее отчетливо выражены на ранней стадии массового выноса:

Тип элювия	Основания, %	Кремний, %	Алюминий, железо, титан, %
украинский	50	35—40	10—15
вьетнамский	40	40	20
тихоокеанский	40	50	10
гвинейский	40	60	Нет

Приведенные цифры показывают, что соотношения элементов, выносимых из элювия, довольно определены для каждого типа и могут рассматриваться как геохимические параметры климатических типов. В древнем элювии украинского типа более всего выносятся оснований, меньше кремния, отмечен вынос малоподвижных элементов (Al, Fe, Ti?). В элювии вьетнамского типа основания и кремний выносятся в равных количествах, что говорит об относительном росте выносимого кремния, также отмечен вынос алюминия, железа и титана (?). В элювии тихоокеанского и гвинейского типов вынос кремния преобладает над основаниями, а алюминий, железо и титан (?) почти или совсем не выносятся.

Пользуясь приведенными выше данными и анализируя цифры, характеризующие абсолютный вынос элементов (см. табл. 41, 44, 46, 49), можно сформулировать следующие закономерности:

а) по мере увеличения степени интенсивности выветривания заметно растет вынос кремния как в абсолютном выражении, так и относительно других элементов;

б) абсолютный вынос оснований также увеличивается вместе с ростом интенсивности выветривания, однако их роль в выносимом комплексе несколько уменьшается или остается постоянной;

в) малоподвижные элементы (главным образом алюминий и железо) могут выноситься только в постепенно развивающихся корах; с увеличением интенсивности процесса их вынос практически прекращается (имеются в виду окислительные условия среды).

Таким образом, при убыстрении процесса выветривания создаются максимально благоприятные условия для накопления устойчивых элементов — алюминия, железа и титана, т. е. процесс латеритизации в этом случае наиболее эффективный. Малые элементы в разных типах элювия в количественном отношении ведут себя подобно главным. Суммарный их вынос меняется и составляет 57—60% от содержания в исходной породе, в разрезах острова Оаху он возрастает до 73%. Что касается соотношений малых элементов в выносимом комплексе, то их изменения в связи с изменением интенсивности выветривания выражены менее отчетливо, чем для главных элементов. Намечается лишь тенденция к увеличению выноса некоторых легкоподвижных элементов с увеличением интенсивности выветривания и замедление выноса малоподвижных элементов (Cr, V, Zr, Ga) в том же направлении.

Следовательно, при быстром разложении породы, например в элювии гвинейского типа, создаются благоприятные условия для накопления малоподвижных малых элементов (Cr, V, Zr, Ga) в большей степени, чем в медленно развивающихся типах кор. Однако эта закономерность не всегда четко выражена из-за связи малых элементов с устойчивым магнетитом и некоторыми акцессорными минералами. Эта же причина влияет на изменение относительной подвижности малых эле-

ментов в разных типах элювия. Иными словами, поведение малых элементов является функцией минеральной формы их нахождения в исходной породе в значительно большей степени, чем поведение главных.

Подвижность главных и в еще большей степени малых элементов в разных типах элювия меняется в зависимости от трех факторов: во-первых, от минеральной формы нахождения элементов в исходной породе, т. е. от их кристаллохимических свойств, во-вторых, от химических свойств элементов и, в-третьих, от физико-химических условий среды выветривания. Поэтому ряды подвижности элементов для разных типов элювия, как мы видели, заметно отличаются друг от друга. Они показаны в сводной табл. 76, где по вертикали размещены типы кор выветривания, по горизонтали — главные и малые элементы в зависимости от коэффициентов их устойчивости. Из табл. 76 видно, что

Таблица 76

Относительная подвижность элементов при выветривании основных пород в условиях влажных тропиков и субтропиков

Тип элювия и кора выветривания	Коэффициент устойчивости элементов															
	легкоподвижных			подвижных		малоподвижных		устойчивых								
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1						
Современные-четвертичные	гвинейский	Na Ca Si Mg	K	Ni	Mn	Cu	Zn	Co?	Cr	V	Ga	Fe Al Ti Pb?				
	тихоокеанский	Mg Na Ca		P K Si Mn	Cu	Co		Ni Zn Pb	V	Cr	Ti	Ga Al Zr				
	вьетнамский	Na Ca	K	Mg			P	Si	Zn Pb	Mn Cu	V Ga?	Ni	Al	Fe, Ti(?)	Zr	
Древние	украинский	Mg Ca,	Mn, Na		K	Co	Cu	Ni	Zn Si		Cr	P?	V	Al	Fe Ga	Zr Al Ti Pb?

Примечание. Ряд подвижности — Na>Ca>Mg>K>Mn>P>Co>Si>Ni>Zn>Pb>Cu>Cr=V>Ga>Al≈Fe≈Zr≈Ti.

коэффициенты устойчивости каждого элемента хотя и меняются в разных типах элювия, но в определенных пределах. Поэтому все элементы могут быть разбиты на группы, отличающиеся своей подвижностью.

Для рассмотренных нами латеритных типов элювия намечаются следующие группы:

- 1) легкоподвижные — коэффициент устойчивости (K) — сотые доли — 0,3. Среди них выделяются: а) более легкоподвижные Na, Ca, Mg, K (K не поднимается выше 0,15), б) менее легкоподвижные — $0,1 < K < 0,3$. К их числу относятся Mn, Co, P;
- 2) подвижные элементы ($0,3 \leq K \leq 0,5$) Si, Ni, Pb, Cu;
- 3) малоподвижные элементы ($0,5 \leq K \leq 0,7$) Cr, V;
- 4) устойчивые элементы ($0,7 \leq K \leq 1$) Al, Fe, Ti, Ga, Zr.

Эти группы составляют ряд подвижности для условий выветривания основных пород влажных тропиков. Напомним, что подвижность ряда элементов меняется весьма закономерно по мере усиления интен-

сивности выветривания (рост подвижности кремния, уменьшение подвижности алюминия, ванадия и др.).

Необходимо отметить также ряд отклонений от общей схемы, которые свойственны определенной группе элементов и зависят от многих факторов, перечисленных в начале этого раздела. Более других меняют подвижность марганец и железо (под влиянием Eh среды); фосфор, медь, свинец, хром и цирконий — в зависимости от минеральной формы нахождения в материнской породе; галлий — под влиянием обоих факторов.

Тип элювия определяется на ранней стадии выветривания.

Рассмотрение динамики выноса элементов, а также состава выносимого комплекса в разных типах элювия позволяет придти к одному, как нам кажется, существенному выводу. Поскольку главная масса (более 50%) всех элементов выносятся на ранней стадии выветривания, именно на этой стадии определяется тип элювия. Это обстоятельство существенно по той причине, что количественные соотношения выносимых элементов весьма заметно отличаются в разных типах элювия. Мы уже знаем, что в условиях влажных тропиков по мере роста интенсивности выветривания происходит не столько увеличение общего количества выщелачиваемого материала, сколько количественное изменение выноса разных элементов. Поэтому, например, усиленный вынос алюминия и железа на ранней стадии при формировании нижней зоны профиля выветривания повлияет на состав конечных продуктов, которые будут обеднены этими элементами.

Итак, тип элювия определяется на ранней стадии выветривания, когда выносятся главная масса элементов. Дальнейшее развитие процесса во многом зависит от соотношений элементов в выносимом комплексе на ранней стадии. *Вынос подвижных элементов приводит к накоплению свободных окислов алюминия, железа и титана в верхней зоне профиля выветривания.* В некоторых типах элювия происходит их перераспределение с образованием конкреционных структур.

Перераспределение элементов на заключительной стадии выветривания

Свободные окислы алюминия, железа и титана, накапливающиеся в результате выноса оснований и кремнезема, в некоторых разрезах составляют до 90% элювия и энергично перераспределяются (гвинейский и индонезийский типы элювия).

В корях постепенного развития (украинский и вьетнамский типы) процесс выветривания обычно не идет далее частичного разложения каолинита и образования гиббсит-каолинитовой зоны. Появление линз и конкреций гиббсит-гематит-гётитового состава в элювии амфиболитов является, как уже отмечалось, результатом усиления интенсивности выветривания и выноса кремния. Было подсчитано, что на этой стадии дополнительно выносятся 20—30% кремния, что увеличивает суммарный вынос элемента до 80—92% исходного содержания. Алюминий, железо и титан при этом накапливаются. Их окислы и гидроокислы составляют более 90% породы, которая представляет собой кондиционный боксит.

Поведение главных и некоторых малых элементов на стадии перераспределения на примере элювия амфиболитов (украинский тип)

В табл. 77 рассчитаны средние содержания четырех главных элементов во всех разновидностях пород двух самых верхних зон профиля, а именно: на участках железистой вкрапленности и в пятнах оже-

Распределение кремния, титана, алюминия и железа в разновидностях пород верхних зон коры выветривания амфиболитов. Украина

Порода	Количество образцов	Кремневый модуль Al_2O_3/SiO_2	Среднее содержание (в %)				Коэффициенты концентрирования			
			Si	Ti	Al	Fe	Si	Ti	Al	Fe
Вмещающие каолиновые глины	5	0,7—0,9	20,1	0,9	18,7	3,1				
Вкрапленность и пятна гидроокислов и окислов железа	6	0,9—1,04	14,4	0,9	15,5	17,2	0,7	1,0	0,8	5,5
Глиноземисто-железистые конкреции	2	1,8	3,9	0,35	8,0	42,2	0,2	0,4	0,4	14
Железисто-глиноземистые конкреции	2	5,5—12	2,4	2	20,6	20,8	0,1	2,2	1,1	7
Среднее в конкрециях обоих типов	4	5,3	3,1	1,2	14,3	31,6	0,2	1,4	0,8	10
Гиббсит-каолиновые породы верхней зоны с примесью гидроокислов железа	14		17,3	0,9	16,9	13,9				

Порода	Среднее содержание (в mg/cm^3)				Коэффициенты концентрирования			
	Si	Ti	Al	Fe	Si	Ti	Al	Fe
Вмещающие каолиновые глины	273,6	11,9	255,3	44,7				
Вкрапленность и пятна гидроокислов и окислов железа	202,5	14,6	212,3	238,1	0,7	1,2	0,8	5,3
Глиноземисто-железистые конкреции	108,4	9,5	224,1	1193,6	0,4	0,7	0,9	26,7
Железисто-глиноземистые конкреции	64,8	54,9	567,1	573,8	0,2	4,6	2,2	12,8
Среднее в конкрециях обоих типов	86,6	32,4	395,8	883,8	0,3	2,7	1,6	19,8
Гиббсит-каолиновые породы верхней зоны с примесью гидроокислов железа	242,6	12,1	236,2	229,4				

лезнения, а также в глиноземисто-железистых конкрециях, переходящих в более крупные тела бокситов. Эти разновидности пород — пятна и железистая вкрапленность, с одной стороны, конкреция с разными соотношениями алюминия и железа, с другой, — мы рассматриваем как стадии постепенного концентрирования оставшихся в породе устойчивых элементов и сравниваем их состав с составом вмещающих каолиновых глин. В табл. 78 даны процентные содержания элементов и их абсолютные количества в mg/cm^3 , рассчитанные с учетом объемного веса пород. Там же приводятся коэффициенты концентрирования, представляющие собой отношения содержаний элементов в пятнах и конкрециях к их содержанию во вмещающих глинах. Как можно заметить, коэффициенты, рассчитанные с использованием процентных

содержаний, отличаются от рассчитанных по абсолютным количествам. Разница тем больше, чем больше концентрация элементов в конкрециях. Мы отдаем предпочтение коэффициентам, рассчитанным по абсолютным количествам (содержание элементов в единице объема), поскольку, таким образом, в значительной степени снимается «разбавляющее действие» максимально концентрирующегося элемента.

Из данных табл. 77 следует, что содержания кремния убывают от вмещающих каолинитовых глин к конкрециям, по мере накопления в них других элементов. Сравнивая содержания элемента в единице объема всех разновидностей, убеждаемся, что кремний не только не концентрируется, но продолжает выноситься из пород верхней зоны, что способствует в сильной степени концентрации других элементов. Абсолютные количества кремния в конкрециях ($64,8-108,4 \text{ мг/см}^3$) во много раз ниже, чем во вмещающей каолинитовой глине ($273,6 \text{ мг/см}^3$). Они ниже средних его содержаний в породах верхней зоны разреза, включающей конкреции ($242,6 \text{ мг/см}^3$). Остальные три элемента — Al, Fe и Ti — перераспределяются. Алюминий концентрируется наименее интенсивно. Его количества в единице объема ожелезненных пород и глиноземисто-железистых конкреций меньше, чем в том же объеме вмещающих глин и ниже среднего по зоне. Фактически перемещения алюминия на эти участки не происходит: коэффициенты концентрации меньше единицы (0,8—0,9). Только в железисто-глиноземистых конкрециях (боксит) абсолютные количества алюминия ($567,1 \text{ мг/см}^3$) более чем вдвое превышают абсолютные количества элемента в каолининовых глинах и средние по зоне. Коэффициент концентрации равен 2,2, здесь алюминий накапливается не только относительно (за счет продолжающегося выноса кремния), но и абсолютно.

Титан концентрируется несколько активнее алюминия. Он накапливается вместе с железом во вкрапленности и пятнах ожелезнения, где содержится в количестве $14,6 \text{ мг/см}^3$, т. е. превышает содержание во вмещающей глине и среднее по зоне. Коэффициент концентрации равен 1,2. В глиноземисто-железистых конкрециях его количество снижается, по-видимому, за счет очень сильного «разбавляющего действия» железа. В железисто-глиноземистых конкрециях (боксит) содержания титана ($54,9 \text{ мг/см}^3$) в 4,6 раза превышают его содержание во вмещающих глинах.

Железо наиболее активно. Его способность к перераспределению и образованию конкреций во много раз превышает такую способность у алюминия и титана, вместе взятых, и мало зависит от поведения кремния. Абсолютные количества железа во вкрапленности (238 мг/см^3) в 5,5 раза больше, чем во вмещающей глине ($44,7 \text{ мг/см}^3$). В глиноземисто-железистых конкрециях количество железа возрастает до 1194 мг/см^3 , коэффициент его концентрации здесь равен 26,7. В железисто-глиноземистых конкрециях абсолютные количества алюминия (567 мг/см^3) и железа (574 мг/см^3) примерно одинаковы, но степень концентрации железа в несколько раз больше (коэффициент = 12,8), ибо содержание его во вмещающей глине ($44,7 \text{ мг/см}^3$) во много раз ниже, чем содержание в ней алюминия ($273,6 \text{ мг/см}^3$). Эти закономерности отчетливо видны на графиках фиг. 30. Распределение кремния, алюминия, железа и титана в конкрециях и вмещающей глине приведено в табл. 77 в абсолютных количествах (в мг/см^3). При этом наблюдается достаточно четкая картина.

Итак, в результате выноса кремний и относительного накопления алюминия, железа и титана в верхней зоне профиля выветривания украинских амфиболитов происходит перераспределение этих элементов с образованием конкреций. Наиболее активно перераспределяется железо, в меньшей степени — титан, еще меньше алюминий. Максимальные

коэффициенты их концентрирования соответственно равны 26,7; 4,6; 2,2. Возникает, однако, вопрос, на котором следует коротко остановиться. Почти во всех платформенных бокситах обломочного генезиса заметную роль играют скопления алюмогелей и ферриалюмогелей. Они известны и в остаточных разностях украинских бокситов. По форме выделения алюмогели имеют вторичный характер и обычно агрессивны по отношению к структуре вмещающей породы. Они замещают отдельные ее участки и, следовательно, перемещаются в ней. Как согласовать эти известные факты с новыми, свидетельствующими о сравнительно слабой подвижности глинозема? Дело, очевидно, в том, что накопление алюмогеля в породе связано с потерей ею последних порций выносимого кремния. Тогда остаточный глинозем вместе с окислами железа и титана может находиться и перемещаться в виде гелей. Иными словами, как уже было сказано ранее (Лисицына, 1965), в процессе выветривания соблюдается следующая последовательность выделения и перемещения устойчивых элементов в виде их гидроокислов: железо—титан—алюминий.

Малые элементы

Ранее было показано (гл. III), что формирование железисто-глиноземистых конкреций и линз боксита в верхней части профиля выветривания амфиболитов, хотя и происходит на заключительной стадии его развития, однако представляет собой наложенный процесс, для которого характерно усиление выноса кремния. К другим подвижным элементам это относится в гораздо меньшей степени, поскольку главная масса большинства из них вынесена из элювия почти полностью несколько ранее.

Формирование боксита сопровождается перераспределением вещества. Как ведут себя при этом малые элементы? Для того, чтобы ответить на этот вопрос, мы сравнили средние содержания некоторых малых элементов в четырех разновидностях пород двух самых верхних зон

Распределение марганца, кобальта, никеля, меди, цинка, фосфора, хрома, ванадия и галлия

Порода	Количество образцов	Кремневый модуль Al_2O_3/SiO_2	Среднее содержание*					
			Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Pb
Вмещающие каолиновые глины	5	0,7—0,9	$\frac{0,0184}{0,2400}$	$\frac{0,0029}{0,0400}$	$\frac{0,0064}{0,0860}$	$\frac{0,0105}{0,0340}$	$\frac{0,0038}{0,0520}$	$\frac{0,0012}{0,0170}$
Вкрапленность и пятна гидроокислов и окислов железа	6	0,9—1,04	$\frac{0,0230}{0,3560}$	$\frac{0,0046}{0,0620}$	$\frac{0,0279}{0,3810}$	$\frac{0,0066}{0,0900}$	$\frac{0,0180}{0,2510}$	$\frac{0,0053}{0,0800}$
Глиноземисто-железистые конкреции	2	1,8	Следы Следы	$\frac{0,0022}{0,0630}$	$\frac{0,0053}{0,1518}$	$\frac{0,0094}{0,2702}$	$\frac{0,0324}{0,9080}$	$\frac{0,0003}{0,0082}$
Железисто-глиноземистые конкреции	2	5,5—12	$\frac{0,0230}{0,6300}$	$\frac{0,0008}{0,0220}$	$\frac{0,0036}{0,0988}$	$\frac{0,0030}{0,0825}$	$\frac{0,0022}{0,0618}$	$\frac{0,0003}{0,0082}$
Среднее в конкрециях обоих типов	4	5,3	? ?	$\frac{0,0015}{0,0430}$	$\frac{0,0045}{0,1253}$	$\frac{0,0062}{0,1764}$	$\frac{0,0173}{0,4850}$	$\frac{0,0003}{0,0082}$

Примечание. В числителе — содержания в весовых процентах и коэффициенты, рассчитанные по абсолютным количествам.

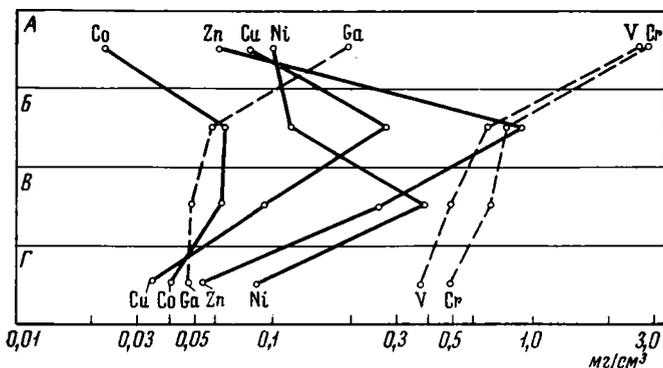
профиля: в скоплениях и вкрапленности гидроокислов и окислов железа. в глиноземисто-железистых, железисто-глиноземистых конкрециях и вмещающих их каолинистых глинах. Мы рассматриваем первые три разновидности пород как стадии концентрирования устойчивых окислов, сохранившихся после длительного выщелачивания породы и сравниваем содержания в них малых элементов с их количествами во вмещающей каолинистой глине. Соответствующие данные (в % и абсолютных количествах, $мг/см^3$) представлены в табл. 78. Были вычислены также отношения содержаний элементов во вкрапленности и конкрециях к их содержаниям в каолинистой глине, т. е. коэффициенты концентрирования (K_k), которые показывают степень накопления того или иного элемента в конкрециях. Как и для главных элементов, коэффициенты рассчитаны нами двояко: с использованием процентных содержаний, а также по абсолютным количествам элементов. Полученные значения отличаются друг от друга, хотя и показывают одну и ту же тенденцию поведения элементов. По причинам, указанным ранее при рассмотрении главных элементов, нами использовались коэффициенты, рассчитанные по абсолютным количествам. Сравнение коэффициентов концентрирования для разных стадий процесса показывает, что все элементы в той или иной степени накапливаются во вкрапленности и образующихся желваках и линзах. На ранней стадии (образование железистой вкрапленности) из числа малых элементов более других накапливаются никель, цинк и свинец. Коэффициенты их концентрирования соответственно равны 4,4; 4,8; 4,7 и приближаются к коэффициенту концентрирования железа 5,3. Содержание других элементов увеличивается в 1,3—2,6 раза (V, Cr, Mn, Co, Cu), содержание галлия почти не меняется, фосфор не накапливается. На следующей стадии образования глиноземисто-железистых конкреций наиболее активно концентрируется медь и цинк (K_k меди равен 7,9; цинка — 17,5), содержания других элементов возрастают в 1,2—2 раза по сравнению с вмещающей каолинистой глиной. Все элементы концен-

Т а б л и ц а 78

в некоторых разновидностях пород верхних зон коры выветривания амфиболитов. Украина

Среднее содержание				Коэффициенты концентрирования (K_k)									
Cr	V	Ga	P	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Cr	V	Ga	P
$\frac{0,0353}{0,4810}$	$\frac{0,0278}{0,3760}$	$\frac{0,0033}{0,0460}$	$\frac{0,0418}{0,8680}$										
$\frac{0,0490}{0,6820}$	$\frac{0,0330}{0,4930}$	$\frac{0,0034}{0,0470}$	$\frac{0,0497}{0,7080}$	$\frac{1,25}{1,50}$	$\frac{1,6}{1,6}$	$\frac{4,4}{4,4}$	$\frac{0,6}{2,6}$	$\frac{4,7}{4,8}$	$\frac{4,4}{4,7}$	$\frac{1,4}{1,4}$	$\frac{1,2}{1,3}$	>1	$\frac{1,2}{0,8}$
$\frac{0,0280}{0,7910}$	$\frac{0,0244}{0,6840}$	$\frac{0,0020}{0,0572}$	$\frac{0,0620}{1,7700}$	$\frac{?}{?}$	$\frac{0,8}{1,6}$	$\frac{0,8}{1,8}$	$\frac{0,9}{7,9}$	$\frac{8,5}{1,75}$	$\frac{0,25}{0,5}$	$\frac{0,8}{1,6}$	$\frac{0,9}{1,8}$	$\frac{0,6}{1,2}$	$\frac{1,5}{2,0}$
$\frac{0,1000}{2,8000}$	$\frac{0,1000}{2,8000}$	$\frac{0,0067}{0,1842}$	$\frac{0,0570}{1,5800}$	$\frac{1,25}{2,60}$	$\frac{0,3}{0,6}$	$\frac{0,6}{1,2}$	$\frac{0,3}{2,4}$	$\frac{0,6}{1,2}$	$\frac{0,25}{0,5}$	$\frac{2,8}{5,8}$	$\frac{3,6}{7,5}$	$\frac{2,0}{4,0}$	$\frac{1,4}{1,8}$
$\frac{0,0640}{1,7950}$	$\frac{0,0622}{1,7420}$	$\frac{0,0043}{0,1210}$	$\frac{0,0595}{1,6750}$	$\frac{?}{?}$	$\frac{0,5}{1,0}$	$\frac{0,7}{1,5}$	$\frac{0,6}{5,2}$	$\frac{4,5}{9,4}$	$\frac{0,25}{0,5}$	$\frac{1,8}{3,7}$	$\frac{2,3}{4,6}$	$\frac{1,3}{2,6}$	$\frac{1,4}{1,9}$

таные по процентным содержаниям, в знаменателе — содержания в $мг/см^3$ и коэффициенты, рас-



Фиг. 31. Распределение малых элементов в железистых участках, конкрециях и вмещающих глинах верхней части разреза элювия амфиболитов. Украина (на рис. 31—35—шкала логарифмическая)

Обозначения букв А, Б, В, Г см. на рис. 30

трируются во много раз слабее железа ($K_k=26,7$). Наконец, в железисто-глиноземистых конкрециях, в составе которых глинозем количественно преобладает, картина несколько меняется. Большая часть элементов, таких как никель, цинк, свинец, медь и марганец, умеренно накапливается. Коэффициенты их концентрирования составляют 1,2—2,6. Кобальт и свинец выносятся ($K_k=0,5-0,6$). Более других концентрируются ванадий ($K_k=7,5$), хром ($K_k=5,8$) и галлий ($K_k=4$).

Необходимо отметить, однако, что увеличение абсолютных количеств всех элементов в боксите (глиноземисто-железистые и железисто-глиноземистые конкреции) вызвано не только их перераспределением и концентрацией на определенных участках, но и уплотнением породы за счет нарушения пористости.

Итак, малые элементы с той или иной степенью активности участвуют в процессе перераспределения вещества на последних стадиях выветривания. Наиболее активным элементом в этом отношении остается железо, коэффициенты концентрирования которого не падают ниже 5 и возрастают в гётитовых и гематит-гётитовых желваках до 26.

Какие же из малых элементов при перераспределении ассоциируют с железом и какие с алюминием и титаном? На графиках фиг. 31, построенных по данным табл. 78 (масштаб логарифмический), отчетливо видны основные закономерности, т. е. рассмотренные элементы разделяются на две группы.

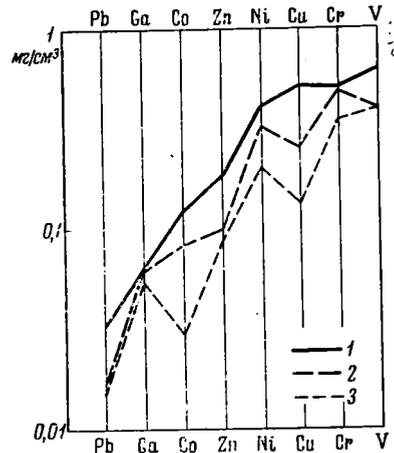
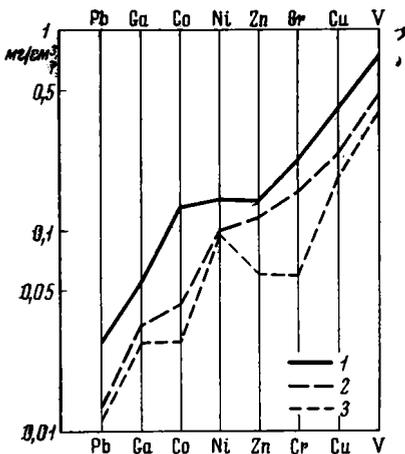
К первой относятся цинк, медь, кобальт и никель, которые концентрируются вместе с железом. Их содержания возрастают во вкрапленности гётита и гётит-гематитовых конкрециях. Менее определенно ведет себя свинец. Повышенные содержания этого элемента определены не во всех, а только в некоторых железистых скоплениях, в частности во вкрапленности, т. е. на раннем этапе концентрирования железа. С железом связано, по-видимому, и некоторое накопление марганца.

Ко второй группе элементов, ассоциирующих с алюминием и титаном, относятся хром, ванадий и галлий. Как видно из графика (фиг. 31), их содержания несколько увеличиваются в железистых и глиноземисто-железистых образованиях и особенно интенсивно растут в железисто-глиноземистых конкрециях. В последних коэффициенты концентрирования хрома, ванадия и галлия соответственно равны 5,8; 7,5; 4,0. Будучи более подвижными, чем алюминий и титан, они концентрируются активнее этих двух элементов.

Необходимо отметить, однако, что поведение элементов второй группы отличается некоторой сложностью. Так, железитые конкреции, в которых алюминий присутствует в подчиненных количествах, в ряде случаев содержат повышенные количества галлия и в особенности ванадия и хрома. Содержание последних достигает $1000 \cdot 10^{-4}\%$, тогда как вмещающие каолиновые глины содержат в среднем $270-350 \cdot 10^{-4}\%$ каждого элемента. Иными словами, ванадий, хром, а иногда и галлий могут концентрироваться не только с алюминием, но и с железом. Условия, благоприятствующие той или другой ассоциации элементов, требуют дальнейшего изучения.

Ассоциация одной группы малых элементов с железом, а другой с алюминием и титаном, по-видимому, объясняется не столько химическими, сколько кристалло-химическими их свойствами. Так, кобальт, никель, медь и цинк занимают октаэдрические позиции в решетке исходных силикатов и замещают двухвалентное железо или магний. Это положение способствует сравнительно легкому их освобождению уже на ранней стадии разложения породы. Поскольку в окислительной среде выветривания соединения этих элементов, как правило, растворимы (Перельман, 1961 и др.), то значительная часть исходного содержания каждого элемента выносится из породы, что мы и видели, рассматривая их поведение на ранней стадии процесса. Оставшиеся количества наследуют связи с железом и перераспределяются вместе с его гидроокислами. Ванадий, хром и галлий в исходных силикатах и алюмосиликатах замещают Fe^{3+} , Al^{3+} , иногда Ti^{3+} или компенсируют свободный заряд при частичном замещении Si^{4+} на Al^{3+} . На ранней стадии выветривания удаляется только часть каждого элемента, другая сохраняется в глинистом элювии, освобождается при разложении породы на свободные окислы и перераспределяется вместе с алюминием и титаном, освобождение которых из решетки происходит также главным образом на этой стадии.

В итоге рассмотрения особенностей распределения элементов в элювии отметим следующее. Минеральные формы элементов, сохранившихся

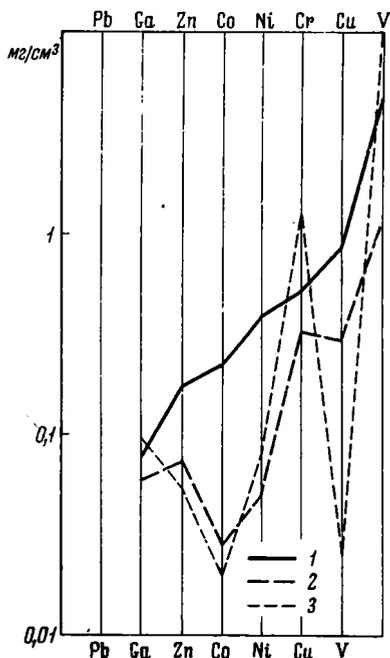


Фиг. 32. Спектры малых элементов в авгит-лабрадоровом порфирите и продуктах его изменения. Батумское побережье Кавказа

Спектр: 1 — порфирита, 2 — хлорит-металлаузитовых пород, 3 — гётит-металлаузитовых пород

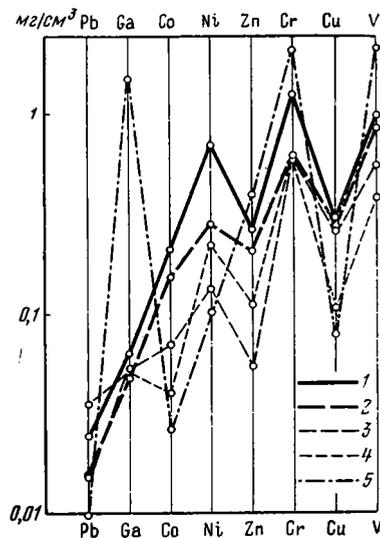
Фиг. 33. Спектры малых элементов в базальте и продуктах его изменения. Остров Оаху (Гавайские острова)

Спектр: 1 — базальта, 2 — металаузитовых глин, 3 — гибсит-металаузитовых глин



Фиг. 34. Спектры малых элементов в долерите и продуктах его изменения. Республика Гвинея

Спектр: 1 — долерита, 2 — структурного боксита, 3 — кирасы



Фиг. 35. Спектры малых элементов в амфиболите и продуктах его изменения. Украина

Спектр: 1 — амфиболита, 2 — нижней зоны коры выветривания, 3 — средней зоны коры выветривания, 4 — верхней зоны коры выветривания, 5 — латеритного боксита

ся в продуктах выветривания, претерпевают определенную эволюцию в процессе формирования элювия. На ранней стадии выветривания при разрушении исходных минералов они частично выносятся в соответствии с подвижностью каждого в данных условиях среды, частично сохраняются в продуктах выветривания минерала-носителя. Соотношения элементов в той или иной степени наследуются от исходной породы.

На поздней стадии разложения породы на свободные окислы с последующим их перераспределением черты унаследованности окончательно стираются. Происходит резкое дифференцирование элементов в зависимости от их свойств: подвижные выносятся, устойчивые накапливаются. Количество последних умножается благодаря перераспределению и уплотнению породы. Эти изменения в поведении малых элементов можно видеть на графиках фиг. 32—35, где показаны спектры малых элементов в исходных породах и продуктах их выветривания для трех разрезов коры выветривания основных пород.

Понятие о «спектре элементов» ввел Н. М. Страхов применительно к разным генетическим типам марганцевых руд (Страхов и др., 1968). Спектры элементов показывают, какие их количества и соотношения характерны для данного типа пород.

На графике фиг. 32 (масштаб логарифмический) показаны спектры малых элементов для порфирита и продуктов его выветривания (батумский разрез, вьетнамский тип элювия). В спектре порфирита (кривая 1) элементы расположены по мере увеличения их содержаний в породе. Сравнивая с ним спектры для слабо и умеренно измененных пород (кривые 2 и 3), видим, что соотношения элементов в первых

двух спектрах в общем сохраняются, в третьем они несколько нарушены за счет относительно слабого выноса никеля и усиленного выноса цинка и хрома. Сохраняются с небольшими исключениями соотношения элементов в базальте и продуктах его изменения (тихоокеанский тип элювия). Это видно из сравнения спектров этих пород на графиках фиг. 33. В обоих случаях выветривание происходило без существенных изменений структуры исходной породы.

Иначе выглядят спектры долерита, структурного боксита и кирасы в гвинейском типе элювия (фиг. 34). Если спектр структурного боксита еще напоминает спектр исходной породы, то кривая спектра кирасы сечет оба спектра: и долерита и структурного боксита. Это свидетельствует о перераспределении малых элементов на стадии разложения породы на окислы. Такая же картина наблюдается в мезозойской коре выветривания амфиболита (фиг. 35).

Глава V

ВЫНОС ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ВЫВЕТРИВАНИИ КИСЛЫХ ПОРОД

В главе IV было показано, что в сходных условиях выветривания на породах разного состава формируются одни и те же типы кор, т. е. исходная порода проходит одни и те же стадии разложения. При этом динамика выноса химических элементов должна быть сходной.

В настоящем разделе с количественной стороны рассмотрен вынос химических элементов при выветривании кислых пород в условиях влажных тропиков. Мы не имеем возможности представить здесь все описанные ранее типы элювия. В качестве объекта для изучения выбран поэтому один из разрезов — сейшельский. Элювий гранита в этом разрезе представлен глубоко измененными породами и по характеру профиля выветривания имеет определенное сходство с тихоокеанским элювием базальта, что позволяет провести сравнение этих двух объектов.

Нижняя часть коры выветривания гранита в сейшельском разрезе сложена каолинитом с примесью кварца, гиббсита и гидроокислов железа, верхняя часть — кварц-гиббсит каолинитовая. В отличие от элювия основных пород, преобладающий минерал каолининовой группы здесь не метагаллуазит, типичный для пород основного ряда, а каолинит. По всему профилю выветривания присутствуют зерна кварца. Химический состав гранита и продуктов его выветривания можно видеть из табл. 79. Содержание кварца по данным химических анализов составляет 30—47% в свежем граните и возрастает до 45—55% в коре выветривания. Следовательно, кварц ведет себя как инертный минерал и относительно накапливается при выветривании. Представляют интерес количественные данные о поведении химических элементов при разложении алюмосиликатной (бескварцевой) части гранита. Поэтому их содержания в исходной породе и продуктах выветривания были пересчитаны на бескварцевое вещество.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ВЫНОС ГЛАВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Для того чтобы определить вынос главных элементов, процентные содержания их окислов в бескварцевой части породы пересчитывались на элементы, а полученные данные выражались в $мг/см^3$. В табл. 80 даны содержания элементов для гранита, нижней части выветрелой толщи и верхней ее части. Сравнение полученных цифр показывает уменьшение количеств всех элементов снизу вверх по разрезу. Особенно энергично выносятся легкоподвижные щелочи и щелочные земли, в меньшей степени — кремний, железо, наиболее устойчивы титан и алюминий. Вынос кремния из алюмосиликатов и силикатов в этом разрезе составляет почти 70%, что ведет, как мы видели, к образованию свободного глинозема. Необходимо отметить, что по отношению

Таблица 79

Химический состав гранита и продуктов его выветривания (в вес. %). Остров Маэ (Сейшельские острова)

Порода		Обр., №№	SiO ₂ (общий)	SiO ₂ (кварц)	SiO ₂ (силы-кат)	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C	Сумма
Кора выветривания	Кварц-гиббсит-каолининовая	9	$\frac{69,64}{32,32}$	55,40	14,24	$\frac{16,50}{37,46}$	$\frac{0,70}{1,59}$	$\frac{2,89}{6,56}$	$\frac{0,24}{0,54}$	Нет	$\frac{0,55}{1,25}$	Нет	$\frac{0,04}{0,09}$	$\frac{0,09}{0,20}$	$\frac{0,11}{0,25}$	$\frac{7,08}{16,00}$	$\frac{1,58}{3,51}$	Нет	$\frac{0,10}{0,23}$	$\frac{99,52}{100}$
		8	$\frac{64,12}{26,12}$	51,62	12,50	$\frac{20,91}{43,70}$	$\frac{0,56}{1,17}$	$\frac{1,09}{2,28}$	$\frac{0,28}{0,58}$	»	$\frac{0,55}{1,15}$	»	$\frac{0,04}{0,08}$	$\frac{0,19}{0,30}$	$\frac{0,79}{1,65}$	$\frac{9,25}{19,29}$	$\frac{1,68}{3,51}$	»	$\frac{0,08}{0,17}$	$\frac{99,54}{100}$
	Кварц-каолининовая с примесью гиббсита	7	$\frac{63,98}{32,97}$	46,16	17,82	$\frac{16,99}{31,43}$	$\frac{0,75}{1,39}$	$\frac{7,90}{14,62}$	$\frac{0,22}{0,41}$	$\frac{0,05}{0,09}$	$\frac{0,55}{1,02}$	»	$\frac{0,06}{0,11}$	$\frac{0,09}{0,17}$	$\frac{0,10}{0,18}$	$\frac{7,16}{13,28}$	$\frac{2,14}{3,96}$	»	$\frac{0,20}{0,37}$	$\frac{100,19}{100}$
		4	$\frac{67,29}{31,27}$	52,40	14,89	$\frac{12,27}{25,77}$	$\frac{0,70}{1,47}$	$\frac{12,18}{25,58}$	$\frac{0,29}{0,61}$	$\frac{0,03}{0,06}$	$\frac{0,55}{1,16}$	»	$\frac{0,06}{0,13}$	$\frac{0,09}{0,19}$	$\frac{0,13}{0,27}$	$\frac{5,03}{10,41}$	$\frac{1,46}{3,00}$	$\frac{0,04}{0,08}$	Нет	$\frac{100,12}{100}$
		3	$\frac{73,32}{49,73}$	47,42	25,90	$\frac{13,17}{25,29}$	$\frac{0,80}{1,54}$	$\frac{2,65}{5,09}$	$\frac{0,29}{0,56}$	$\frac{0,05}{0,10}$	$\frac{0,61}{1,17}$	»	$\frac{0,06}{0,11}$	$\frac{1,28}{2,46}$	$\frac{2,99}{5,74}$	$\frac{3,36}{6,44}$	$\frac{0,92}{1,77}$	Нет	»	$\frac{99,50}{100}$
		2	$\frac{75,30}{63,47}$	32,70	42,60	$\frac{11,22}{16,72}$	$\frac{0,51}{0,76}$	$\frac{0,93}{1,38}$	$\frac{2,15}{3,20}$	$\frac{0,03}{0,04}$	$\frac{1,10}{1,74}$	»	$\frac{0,11}{0,20}$	$\frac{4,21}{6,27}$	$\frac{3,74}{5,57}$	$\frac{0,07}{0,10}$	$\frac{0,18}{0,37}$	»	$\frac{0,12}{0,18}$	$\frac{99,67}{100}$
Коренная	Гранит	1	$\frac{74,29}{63,69}$	30,06	44,23	$\frac{11,70}{16,85}$	$\frac{0,47}{0,68}$	$\frac{0,80}{1,15}$	$\frac{2,43}{3,50}$	$\frac{0,03}{0,04}$	$\frac{1,35}{1,94}$	$\frac{0,06}{0,09}$	$\frac{0,13}{0,19}$	$\frac{4,52}{6,31}$	$\frac{3,91}{5,56}$	Нет	Нет	»	Нет	$\frac{99,69}{100}$

Примечание. В числителе — содержание в породе, в знаменателе — то же в пересчете на бескварцевое вещество.

ко всей породе, а не к ее бескварцевой части, выносится около 40% кремния, т. е. значительно меньше, чем необходимо для образования свободного глинозема. Это кажущееся несоответствие объясняется содержанием в породе большого количества инертного кремнезема, который присутствует в ней в виде кварца.

Распределение элементов в коре выветривания и динамика их выноса таковы. При разложении гранита, с образованием каолинитовых продуктов, содержащих примесь свободного глинозема (нижняя часть разреза), калий и натрий сохраняются в 2—3% от исходного содержания, кальций — около 50%, магний выносится полностью. В породе остается также около 40% кремния, весь титан и алюминий, количество железа утраивается. Последнее связано с ожелезнением за счет привноса железа из верхних горизонтов, где его количество, как мы увидим далее, сохраняется наполовину против исходного. В верхней гиббсит-каолинитовой части выветрелой толщи содержания главных элементов в процентах от исходного составляют 3—11% калия и натрия, около 50% кальция, магний вынесен полностью, кремний алюмосиликатов составляет 32%, железо — 65%, титан практически не выносится. Наблюдается увеличение абсолютных количеств алюминия по сравнению с исходным гранитом, что объясняется, по-видимому, перераспределением свободного глинозема. Последний не только замещает плагиоклазы и каолинит, но также кристаллизуется в трещинках, поррах, пустотах. Таким образом, на ранней стадии при разложении гранита почти полностью выносятся щелочи и щелочные земли, кроме кальция, вынос которого составляет около 50%. Кремний выносится из бескварцевой части породы более чем на 60%, железо привносится, абсолютные количества алюминия и титана почти не меняются.

При дальнейшем разложении породы содержание оснований не меняется, кроме калия, количество которого немного растет. Кремний из бескварцевой части породы вынесен почти на 70% от исходного содержания, железо — на 30%, алюминий и титан практически не выносятся. Располагая коэффициенты главных элементов в порядке возрастания, получим следующий ряд подвижности для элювия гранита Сейшельских островов: Mg — 0; Na — 0,03; K — 0,11; Si — 0,3; Ca — 0,5; Fe — 0,65; Ti — ~ 1; Al — > 1,0.

Общий вынос на разных стадиях выветривания виден из табл. 81. При разложении гранита с образованием кварц-каолинитовой породы, содержащей свободный глинозем в виде гиббсита, выносится $626,53 \text{ мг/см}^3$, что составляет примерно 50% исходного содержания главных элементов в граните. Дальнейшее разложение породы, увеличивающее содержание в ней свободного глинозема, сопровождается дополнительным выносом главных элементов в количестве около 4%. Выносится почти исключительно кремнезем. Вынос железа ($206,4 \text{ мг/см}^3$) не характерен для самого процесса разложения породы и в общем компенсируется его привносом в нижележащие породы ($175,1 \text{ мг/см}^3$). Привнос алюминия, как уже отмечалось, — результат некоторого его перераспределения.

В целом, вынос главных элементов при интенсивном разложении гранита с образованием кварц-гиббсит-каолинитовых продуктов составляет около 54% их исходного количества и происходит главным образом на ранней стадии выветривания.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ВЫНОС МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Распределение малых элементов в элювии гранита представлено в табл. 82 и имеет следующие особенности; в нижней части разреза сохраняется (в %) марганца — около 46, цинка и никеля — около 60,

Таблица 80

Распределение главных элементов в разрезе коры выветривания гранита (в пересчете на бескварцевое вещество). Остров Маэ (Сейшельские острова)

Порода	Обр., №№	Объемный вес, г/см ³	Na		K		Ca		Mg		Si		Fe		Al		Ti		
Кора выветривания	Кварц-гипсита-каолинистая	9	1,59	0,15	2,39	0,21	3,34	0,90	14,31	Нет	Нет	14,87	236,43	5,01	79,66	19,48	309,73	0,95	15,10
		8	1,59	0,22	3,50	1,37	21,78	0,83	13,20	»	»	12,02	191,12	2,05	32,60	22,72	361,25	0,70	11,13
	Среднее		1,59	0,18	2,94	0,79	12,56	0,86	13,75	»	»	13,44	213,77	3,52	56,13	21,15	337,49	0,82	13,11
	Кварц-каолинистая с примесью гипсита	7	1,58	0,13	1,90	0,15	2,37	0,73	11,53	»	»	15,17	239,69	10,55	166,69	16,34	258,17	0,83	13,11
4		1,95	0,14	2,73	0,22	4,29	0,84	16,38	»	»	14,38	280,41	18,38	358,41	13,40	216,30	0,88	17,16	
Среднее		1,77	0,14	2,32	0,18	3,33	0,78	13,95	»	»	14,77	260,05	14,46	262,55	14,87	237,23	0,85	15,14	
Коренная	Гранит	3	2,01	1,82	36,58	4,76	95,68	0,84	16,88	»	»	22,88	459,89	3,99	80,20	13,15	264,32	0,92	18,49
		2	2,62	4,64	121,57	4,62	121,04	1,18	30,92	»	»	29,20	765,04	3,43	89,87	8,69	227,68	0,46	12,05
		1	2,64	4,67	123,29	4,61	121,70	1,40	36,96	0,05	1,32	29,30	773,52	3,50	92,40	8,76	231,26	0,41	10,82
	Среднее		2,42	3,71	93,81	4,66	112,80	1,14	28,25	0,05	1,32	27,12	666,15	3,64	87,49	10,20	241,08	0,59 (мг/см ³)	13,78

Примечание. В левой части графы для элементов указывается содержание (в вес. %), в правой — абсолютные количества на 1 см³ породы (мг/см³).

Состав выносимого материала (главные элементы) в пересчете на бескварцевое вещество. Остров Маэ (Сейшельские острова)

Стадия выветривания	Абсолютные количества выносимых элементов (в мг/см ³)								
	Na	Ca	K	Mg	Si	Al	Fe	Ti	Сумма
Формирование кварц-гипсидит-каолинитовой породы	+0,62	0,2	+9,23	0	46,28	+100,26	206,42	Нет	46,48
Формирование кварц-каолинитовой породы с примесью гипсидита	91,49	14,30	109,47	1,32	406,10	3,85	+175,06	Нет	626,53
Среднее содержание в коренной породе	93,81	28,25	112,80	1,32	666,15	241,08	87,49	13,78	1243,68

Стадия выветривания	Проценты от суммы выносимых элементов								
	Na	Ca	K	Mg	Si	Al	Fe	Ti	Сумма
Формирование кварц-гипсидит-каолинитовой породы	+1,38	0,43	—	0	99,5				100
Формирование кварц-каолинитовой породы с примесью гипсидита	14,6	2,3	17,5	0,2	64,8	0,6	—	—	100
	34,6								

кобальта и фосфора — примерно 80, свинца — около 90 и весь галлий. Количества хрома, ванадия и меди увеличиваются по сравнению с гранитом. В верхней части толщи абсолютные количества большинства элементов уменьшаются. Фосфор выносится полностью, количество марганца составляет 25% от его содержания в граните, меди и цинка — 31—32, никеля — 60, кобальта и галлия — около 70, свинца — около 80%. Только ванадий и хром, по-прежнему, присутствуют в количествах, превышающих исходные.

Суммарно из породы выносятся (в %): фосфор полностью, медь и цинк на 70, кобальт и никель — на 40, галлий — на 30, свинец — на 20. Содержания хрома и ванадия превышают исходные. Если удвоенное против исходного количество меди в нижней части разреза можно дополнительно объяснить присутствием сульфидов, то причины постоянно повышенного содержания хрома и ванадия остаются неясными. Трудно предположить привнос этих малоподвижных элементов, более вероятно влияние неравномерности их распределения в граните (?). Ряд подвижности (цифры обозначают коэффициент устойчивости) малых элементов в этом разрезе следующий: P — 0; Mn — 0,35; Cu — 0,3; Zn — 0,3; Co — 0,6; Ni — 0,6; Ga — 0,7; Pb — 0,8; Cr — 1,2?; V — 1,6.

Говорить о динамике выноса элементов применительно к маломощному сейшельскому разрезу, по-видимому, трудно. Мы рассмотрели содержание элементов в нижней и верхней его частях для того, чтобы показать, что интенсивный их вынос происходит на ранней стадии при разложении гранита. Эта граница особенно ярко выражена у легкопод-

Средние содержания малых элементов в граните и продуктах его выветривания.
Остров Маэ (Сейшельские острова)

Порода		Объемный вес, г/см ³	P	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Cr	V	Ga	Число анали- зов
Кора выветривания	Кварц-гипс- сит-каолини- товая	1,59	Нет	0,03	0,0009	0,0012	9,0004	0,0026	0,0019	0,0015	0,0028	0,0027	4
				0,48	0,0143	0,0187	0,0064	0,0422	0,0310	0,0238	0,0437	0,0437	
	Кварц-каоли- нитовая с при- месью гипсис- та	1,58	0,02	0,05	0,0009	0,0009	0,0020	0,0046	0,0020	0,0014	0,0015	0,0040	3
		1,95	0,302	0,82	0,0170	0,0170	0,0377	0,0897	0,0361	0,0254	0,0302	0,0696	
	Коренная]	2,01	0,02	0,08	0,0009	0,0013	0,0009	0,0055	0,0017	0,0008	0,0011	0,0027	3
		2,64	0,38	1,92	0,0218	0,0309	0,0197	0,1374	0,0410	0,0194	0,0265	0,0650	

Примечание. В числителе — содержание элемента (в вес. %), в знаменателе — абсолютные ко-
личества на 1 см³ породы (в мг/см³).

вижных элементов и постепенно ступенчатается у стойких, вынос ко-
торых вообще минимален. Таким образом, общие закономерности вы-
носа элементов (стадия массового и стадия редуцированного выноса),
установленные для основных пород, отчетливо проявляются и при вы-
ветривании кислых разностей.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ВЫНОСА ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ СЕЙШЕЛЬСКОГО РАЗРЕЗА С ВЫНОСОМ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ВЫВЕТРИВАНИИ БАЗАЛЬТА В СХОДНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

В качестве объекта для сравнения мы привлекаем элювий базаль-
та, описанный на острове Оаху (Гавайские острова). Коэффициенты
устойчивости элементов для этого разреза даны в табл. 83 вместе с
коэффициентами сейшельского разреза. Сравнение их обнаруживает
некоторые черты сходства. В обоих случаях щелочи и щелочные земли
почти нацело выносятся, главная масса алюминия, титана, галлия и
железа накапливается в элювии. Остальные элементы занимают про-
межуточное положение. Значения коэффициентов их устойчивости ко-
леблются от 0,2—0,3 до 0,6—0,8. Для некоторых элементов они близко
совпадают, например для кремния алюмосиликатов, меди, цинка и
никеля. Однако, как правило, значения коэффициентов для Сейшель-
ских островов больше, чем для Гавайских. Иными словами, вынос
большинства элементов при выветривании гранитов несколько отстает
от их выноса при разложении базальта. Насколько закономерно это
соотношение, необходимо проверить на других объектах. Во всяком
случае, намечаются определенные черты сходства в поведении элемен-
тов при выветривании кислых и основных пород в близких климатиче-
ских условиях. Это сходство, особенно отчетливое для главных элемен-
тов, подтверждает ранее сделанный вывод о том, что, независимо от
исходного состава, породы при выветривании в равных климатических
условиях при свободном водообмене проходят одни и те же стадии
разложения.

Известно, однако, что состав материнских пород в той или иной сте-
пени определяет состав образующегося элювия. Сравним в связи с этим
содержания малых элементов в продуктах выветривания кислых и ос-
новных пород. Соответствующие данные для элювия гранита Сей-
шельских островов и базальта Гавайских приводятся в табл. 84.

Коэффициенты устойчивости химических элементов

Элемент	Сейшельские острова, элювий гранита	Гавайские острова, элювий базальта	Элемент	Сейшельские острова, элювий гранита	Гавайские острова, элювий базальта	Элемент	Сейшельские острова, элювий гранита	Гавайские острова, элювий базальта
Na	0,03	0,02	Si	(0,3)	0,22	Cr	1,2	0,7
K	0,11	0,14	Co	0,6	0,25	V	1,6?	0,56
Ca	0,48	0,03	Ni	0,6	0,5	Fe	0,64	0,73
Mg	Выносятся полностью	0,01	Cu	0,3	0,24	Ti	0,95	0,9
Mn	0,35	0,14	Zn	0,3	0,46	Al	1	1
P	Выносятся полностью	0,13	Pb	0,8	0,5	Ga	0,7	0,9

Т а б л и ц а 84

Содержание кобальта, никеля, меди, хрома, ванадия, свинца, галлия и цинка в наиболее измененных породах элювия гранита Сейшельских островов и базальта острова Оаху (Гавайские острова)

Порода	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Cr	V	Ga	Число анализов
Элювий гранита	0,0009	0,0012	0,0004	0,0026	0,0019	0,0015	0,0028	0,0027	2
	0,0143	0,0187	0,0064	0,0422	0,0310	0,0238	0,0437	0,0437	
Элювий базальта	0,0024	0,0167	0,0106	0,0072	0,0012	0,0299	0,0303	0,0048	7
	0,0288	0,1932	0,1246	0,0847	0,0151	0,3470	0,3500	0,0587	

Примечание. В числителе — содержание элемента (в вес. %), в знаменателе — абсолютные количества на 1 см³ породы (в мг/см³).

Из цифр табл. 84 следует, что элювий основных пород и в том числе наиболее измененная его часть намного богаче малыми элементами, чем максимально измененная часть элювия гранита, формировавшегося в сходных климатических условиях. Абсолютное содержание галлия в элювии гранита в 1,5 раза меньше, чем в элювии базальта, кобальта и цинка в 2 раза, никеля в 100 раз, меди почти в 20, ванадия и хрома, соответственно, в 9 и 15 раз. Элювий гранита обогащен свинцом, содержание которого вдвое превышает его количество в элювии базальта.

В этом сказывается влияние исходных пород — богатые темноцветными и рудными минералами основные породы дают продукты выветривания, обогащенные малыми элементами. По сравнению с ними, элювий гранитов из числа изученных элементов содержит только повышенные количества свинца. Содержание в нем галлия также сравнительно не намного уступает количеству галлия в элювии базальтов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнительно-литологическое и геохимическое изучение кор выветривания основных пород тропической зоны позволило выявить основные закономерности их формирования, а также историю ряда химических элементов в этом процессе.

1. Путем детального изучения и сопоставления разрезов элювия основных пород, характерных для разных климатических областей тропической зоны, установлены пять типов элювия, отличающихся минералогической зональностью и особым профилем выветривания, свойственным каждому типу. Четыре типа (вьетнамский, тихоокеанский, индонезийский и гвинейский) являются современными — четвертичными образованиями; украинский изучен на примере мезозойских кор Украины и Казахстана.

Специально проведенное сопоставление разрезов современных — четвертичных и мезозойских кор выветривания по собственным и литературным данным показало, что почти все типы современных — четвертичных кор формировались и в геологическом прошлом (по крайней мере в мезозое). По-видимому, достоверные древние аналоги гвинейского типа будут описаны при дальнейшем изучении кор выветривания, во всяком случае в экваториальной Африке.

Выделенные нами типы элювия составляют непрерывный ряд с постепенными переходами от одного типа к другому. В разрезах украинского и вьетнамского типов наблюдается наиболее постепенное изменение исходной породы (порфирит, амфиболит и др.), которая проходит несколько стадий от трехслойных глинистых минералов в начале процесса до гиббситсодержащих каолинистых глин. Наиболее интенсивный процесс разложения запечатлен в гвинейском разрезе, где исходный долерит превращается непосредственно в высокопористую породу гётит-гематит-гиббитового состава, состоящую почти исключительно из свободных окислов железа, алюминия и титана. Три других типа занимают промежуточное положение.

Формирование индонезийского и гвинейского типов происходит в два этапа:

первый этап — разложение исходных минералов — сравнительно короткий, приводит к образованию свободных окислов алюминия, железа и титана;

второй этап — перераспределение этих новообразований с возникновением сначала колломорфной, а затем конкреционной структуры. В этих породах окислы алюминия, железа и титана составляют, как правило, более 90%, т. е. мы имеем дело с бокситом. В разрезах украинского, вьетнамского и тихоокеанского типов более постепенное развитие элювиальной толщи приводит всего лишь к частичному разложению каолинита и выделению гиббсита. Верхняя зона профиля имеет, как правило, гиббит-каолинистый состав. Горизонты свободных окислов алюминия, железа и титана для этих кор не характерны.

Линзообразные прослои и конкреции бокситов, которые наблюдаются в ряде случаев в верхней зоне элювия, образуются в результате нового усиления элювиального процесса, связанного с изменением условий выветривания.

Выделенные нами типы элювия имеют широкое распространение. Разрезы, характерные для каждого из них, описаны многими авторами как среди современных — четвертичных образований влажных тропиков, так и среди древних.

2. Условия формирования того или иного типа тропического элювия зависят от совокупности факторов (климат, тектоническое строение, рельеф, состав, текстура пород и др.). Главным фактором, определяющим интенсивность химического выветривания, господствующего в зоне влажных тропиков, является климат (Страхов, 1960). Поскольку температурные различия в этой зоне невелики ($2-5^{\circ}\text{C}$), наиболее существенны при этом колебания количества выпадающих осадков.

Хорошим показателем степени измененности породы являются относительные количества каолинита и гиббсита в продуктах выветривания. Путем сравнения элювиальных пород из разных областей тропической зоны, нам удалось показать, что с увеличением количества осадков роль гиббсита, по сравнению с каолинитом, закономерно растет (Лисицына, 1967). Мы можем теперь сказать, что в общем случае тип формирующегося элювия на близких по составу и хорошо дренированных породах находится в прямой зависимости от количества влаги, фильтрующейся через породу и, следовательно, от среднегодового количества осадков. На примере современного — четвертичного элювия показано, что при среднегодовом количестве осадков порядка 2000 мм и более формируются разрезы вьетнамского типа, увеличение этого количества до 3000 мм и более способствует формированию разрезов гвинейского типа, остальные два типа занимают промежуточное положение. Разрезы украинского типа с еще более постепенным изменением пород, чем в элювии ДРВ, по палеогеографическим данным формировались в Казахстане в условиях влажной саванны при среднегодовой температуре около 20°C и осадках порядка 1500 мм в год (Синицын, 1962).

Выделенный нами ряд климатических типов кор выветривания включает только хорошо дренированные коры, образующиеся в условиях свободной фильтрации. В отличие от типов элювия, которые возникают при затрудненном водообмене или в восстановительных условиях среды, мы называем их корами выветривания нормального ряда.

3. Коэффициенты Гаррасовитца, вычисленные для рассмотренных типов элювия, не превышают 1,4 и свидетельствуют о латеритном (по Лакруа) или ферралитном (по Робинзону) характере процесса их формирования. Каждый тип элювия отражает процесс латеритного выветривания разной степени интенсивности.

Общая направленность минеральных преобразований во всех типах элювия одна и та же — от породообразующих минералов исходной породы до гиббсита и минералов окислов железа и титана. Однако эти преобразования специфичны для каждого типа. Преобразование главных минералов — пироксена, плагиоклаза и оливина — в элювии вьетнамского и отчасти тихоокеанского типов происходит через ряд промежуточных продуктов.

В разрезе гвинейского типа наблюдается непосредственное их разложение на свободные окислы.

Изученный нами ряд тропических кор выветривания может быть продолжен за счет типов элювия умеренных гумидных областей. Зная общую тенденцию (сокращение разреза за счет наиболее измененных пород верхних зон по мере уменьшения среднегодового количества

осадков и температуры), можно сказать заранее, что в разрезе следующего за украинским типом будут присутствовать две зоны: нижняя — полиминеральных глин и верхняя — каолинитовых глин. В еще менее благоприятных условиях и каолинитовая зона разреза тоже не образуется. Важно, что полиминеральные глины в областях умеренного климата состоят только из минералов с трехслойной решеткой.

4. Выявление минералогической зональности и характера преобразований главных минералов во всех типах элювия генетического ряда подтверждает идею, высказанную в свое время Б. Б. Полюновым о единой направленности процесса выветривания, которая по-разному реализуется в разных климатических областях.

5. Рассмотрение большого фактического материала позволяет прийти к выводу о том, что коры выветривания, формирующиеся на породах разного состава, но в сходных климатических и других условиях, проходят одни и те же стадии разложения. Благодаря этому, несмотря на некоторую разницу минералогического состава, они обладают одинаковой зональностью профиля выветривания и находятся на одной и той же стадии разложения. Мы относим такие коры к одному и тому же типу элювия. Этот вывод подтверждается многочисленными описаниями разрезов элювия на породах разного состава, опубликованными в литературе.

6. Распределение и вынос химических элементов при выветривании всех типов вполне закономерны как в отношении состава выносимых комплексов элементов, так и в их количественных соотношениях.

Проведенное изучение химических элементов отдельно в современных — четвертичных и древних типах элювия показало, что принципиальных различий в динамике выноса, распределении элементов в элювиальной толще и относительной подвижности в процессе современного и древнего (мезозойского) выветривания не существует. Установлены следующие закономерности:

1. Подвижность главных и, в еще большей степени, малых элементов меняется в разных типах элювия в зависимости от трех факторов:

а) минеральной формы нахождения элементов в исходной породе, определяемой в значительной степени их кристаллохимическими свойствами;

б) от химических свойств элементов;

в) от физико-химических условий среды выветривания.

Поэтому ряды подвижности элементов для разных типов элювия основных пород заметно отличаются друг от друга. Сравнение этих рядов позволяет выделить четыре группы элементов с различной подвижностью:

А. Легкоподвижные элементы (коэффициент устойчивости K составляет сотые доли — 0,3):

а) более легкоподвижные — Na, Ca, Mg, K (коэффициент устойчивости K — не более 0,15);

б) менее легкоподвижные — Mn, P, Co (коэффициент устойчивости $0,1 < K < 0,3$).

Б. Подвижные элементы ($0,3 < K < 0,5$) — Si, Ni, Zn, Pb, Cu.

В. Малоподвижные элементы ($0,5 < K < 0,7$) — Cr, V.

Г. Устойчивые элементы ($0,7 < K \leq 1$) — Al, Fe, Ti, Ga, Zr.

Эти группы составляют схематизированный ряд подвижности, характерный для условий выветривания основных пород во влажных тропиках.

2. Динамика выноса элементов имеет следующие особенности. Во всех типах элювия главная масса породообразующих элементов выносятся на ранней стадии процесса при разложении исход-

ной породы и образовании первых глинистых продуктов. В разрезе зонального строения максимальный вынос происходит при формировании нижней зоны профиля выветривания (зону дезинтеграции по указанным выше причинам мы не выделяем).

Так, в элювии вьетнамского типа максимальные количества каждого элемента выносятся при формировании нижней зоны полиминеральных глин, в элювии тихоокеанского типа — при формировании мономинеральных метагаллуазитовых глин, в гвинейском — при разложении исходного долерита с образованием гётит-гематит-гиббситовой зоны. Подсчитано, что в разрезах разных типов элювия на ранней стадии выщелачивается 35—40 и до 67% от содержания главных элементов в материнской породе. В процессе дальнейших преобразований в коре выветривания, после прохождения ею ранней стадии, вынос элементов, таким образом, сокращается. Исходя из этих данных, мы называем стадию разложения породы и образования нижней зоны профиля стадией массового выноса. В процессе дальнейшего развития профиля выветривания вынос редуцирован. Это первая закономерность, которая характеризует количественную сторону выноса элементов из кор выветривания.

Вторая закономерность динамики выноса главных элементов отражает качественный состав выносимого комплекса. Его изменения на разных стадиях процесса тропического выветривания также закономерны и единообразны для всех рассмотренных типов элювия. Они состоят в том, что в начале процесса (разложение исходной породы, формирование нижней зоны профиля) в составе выносимого комплекса присутствует полный набор главных элементов: легкоподвижные основания, подвижный кремний и малоподвижные алюминий, железо и, возможно, титан. Вынос последних трех элементов не обнаружен только в гвинейском разрезе.

Позднее, в процессе дальнейших преобразований элювиальной толщи (формирование верхних зон профиля выветривания) наряду с резким сокращением выноса существенно меняется состав выносимого комплекса элементов. Роль оснований и, тем более, устойчивых элементов (Al, Fe, Ti) в редуцированном выносе всех типов элювия сокращается до минимума. Главное место принадлежит кремнию, который и составляет 56% во вьетнамском типе и 87% в гвинейском типе от общего количества элементов, выносимых на этой стадии.

Таким образом, вторая закономерность состоит в том, что по мере развития процесса выветривания набор выносимых элементов обедняется и формирование верхних зон профиля сопровождается главным образом выносом кремния, хотя его абсолютные массы, вопреки довольно распространенному мнению, здесь не увеличиваются в выносе, а убывают.

Динамика выноса малых элементов в количественном отношении заметно не отличается от динамики выноса главных. Так же, как и для главных, на ранней стадии массового выноса выщелачивается от 40 до 57% исходного содержания малых элементов. В процессе дальнейших преобразований элювиальных пород — формирование средней и верхней зон профиля — выносятся только 11—19% исходного количества малых элементов.

Таким образом, первая закономерность динамики выноса главных элементов справедлива и для малых. Вторая закономерность для малых элементов неприменима. Различия проявляются в том, что изменение состава выносимого комплекса малых элементов на разных стадиях выветривания невелико. Вынос большинства из них происходит наиболее интенсивно при разложении исходной породы, однако продолжается и позднее, при формировании верхних зон профиля. Авто-

ром установлено, что основная причина этого — влияние минеральной формы нахождения элементов в исходной породе и в частности тесная связь большинства малых элементов с устойчивыми аксессуориями, магнетитом и т. д. Значительная примесь этих минералов меняет картину поведения малых элементов при выветривании.

Итак, массовый вынос элементов происходит при разложении материнской породы и образовании нижней зоны профиля. В этот период в пути миграции в бассейны осадконакопления поступает наибольшее количество материала, а набор выносимых элементов максимально разнообразен. Именно на этом этапе кора выветривания — активный источник питания формирующихся осадочных пород и руд. Начальный этап формирования профиля выветривания имеет, таким образом, наибольшее значение для всего осадочного процесса.

В период дальнейшего формирования профиля выветривания вынос редуцирован. Независимо от длительности этого периода поступление элементов в пути миграции ограничено. Главное место в выносе занимает кремний, что ведет к относительному накоплению в элювии алюминия, железа и титана, т. е. процесс выветривания в условиях влажных тропиков при свободной фильтрации является латеритным.

Рассмотрение динамики выноса элементов с количественной и качественной стороны позволяет прийти к одному существенному выводу — поскольку главная масса всех элементов выносится на ранней стадии выветривания, именно в это время определяется тип элювия. Дальнейшее развитие процесса во многом зависит от соотношений элементов в выносимом комплексе на ранней стадии.

3. Особенности выноса элементов при формировании разных типов элювия состоят в следующем. Общий вынос главных элементов в ряду рассмотренных нами типов меняется сравнительно мало и составляет 50—64% во вьетнамском типе и 67% в гвинейском типе от содержания элементов в исходной породе. Значительно более существенны закономерные изменения состава выносимого комплекса элементов. На ранней стадии массового выноса они наиболее отчетливо выражены и показывают, что соотношения выносимых элементов довольно определены для каждого типа элювия и могут рассматриваться как геохимические параметры климатических типов.

В древнем элювии украинского типа более всего выносятся оснований, меньше кремния, отмечен вынос малоподвижных элементов (Al, Fe, Ti?).

В элювии вьетнамского типа основания и кремний выносятся в равных количествах, что говорит об относительном росте выноса кремния. Довольно значителен вынос алюминия, железа и титана (?).

В элювии тихоокеанского и гвинейского типов вынос кремния преобладает над основаниями; алюминий, железо и титан почти или совсем не выносятся.

В редуцированном выносе на более поздних стадиях выветривания во всех типах элювия главную роль играет кремний. При этом доля его в общем выносе опять-таки растет от вьетнамского типа к гвинейскому, усиливая возможности относительного накопления устойчивых элементов. Пользуясь этими и другими данными, изложенными в тексте работы, мы можем сформулировать следующие закономерности:

А. По мере увеличения степени интенсивности выветривания от вьетнамского типа к гвинейскому заметно растет вынос кремния как в абсолютном выражении, так и относительно других элементов.

Б. Абсолютный вынос оснований также увеличивается вместе с ростом интенсивности выветривания, однако их роль в выносимом комплексе остается постоянной или уменьшается благодаря более сильному росту выноса кремния.

В. Малоподвижные элементы, главным образом алюминий и железо, выносятся только в постепенно развивающихся корах. С увеличением интенсивности процесса их вынос практически прекращается (имеются в виду окислительные условия среды).

Таким образом, при убыстрении процесса выветривания (индонезийский и гвинейский типы) создаются максимальные благоприятные условия для накопления устойчивых элементов, т. е. процесс латеритизации в этом случае наиболее эффективный. Появление горизонтов латеритных бокситов в верхней части профиля выветривания вьетнамского типа рассматривается нами как результат изменения среды и усиления интенсивности разложения породы, что способствует началу нового этапа выветривания, причем сформированная ранее элювиальная толща является теперь материнской породой. Таким образом, путем геохимического изучения тропического выветривания приходим к выводу о существовании двух путей формирования латеритных бокситов:

а) при быстром разложении исходной породы (индонезийский и гвинейский типы элювия);

б) при постепенном разложении исходной породы с последующим усилением процесса за счет изменившихся условий выветривания.

Формирование известных в настоящее время латеритных бокситов Советского Союза (Украина, Казахстан, Сибирь) происходит по второму способу.

Малые элементы в разных типах элювия в количественном отношении ведут себя подобно главным. Суммарный их вынос меняется мало и составляет 57—60% от содержания в исходной породе до 73% в разрезе острова Оаху (Гавайские острова).

Изменение выноса малых элементов при формировании разных типов элювия имеет ту же направленность, что и изменение главных,— с увеличением интенсивности выветривания растет вынос легкоподвижных элементов и замедляется вынос малоподвижных (Cr, V, Zr, Ga). Поэтому, например, в элювии гвинейского типа создаются благоприятные условия для накопления устойчивых элементов в большей степени, чем в медленно развивающихся типах кор. Однако в отношении малых элементов, в отличие от главных, мы можем говорить лишь о тенденции к увеличению выноса легкоподвижных элементов по мере роста интенсивности выветривания. Благодаря связи малых элементов с устойчивыми аксессуарами и магнетитом имеют место частые исключения из правила, лишний раз подтверждающие положение о том, что поведение малых элементов при выветривании связано не столько с историей породы в целом, сколько с историей отдельных минералов.

7. Формы нахождения элементов в корах выветривания, сохранивших реликтовую структуру (в структурном элювии), в значительной степени наследуются от исходной породы. Изучение главных и малых элементов в коре выветривания порфирита Батумского побережья Кавказа показало, что продукты выветривания темноцветных— главных носителей кобальта, никеля, хрома, ванадия, цинка в исходной породе— являются носителями этих элементов и в элювии. Свинец и галлий, а также медь (?), главная масса которых в порфирите, помимо магнетита, связана в плагиоклазах, в элювии обогащают продукты их изменения— метагаллуазитовые глины. Изменение соотношений породообразующих минералов в материнской породе отражается и на соотношениях, связанных с этими минералами элементов в продуктах выветривания.

8. Перераспределение элементов на заключительной стадии выветривания имеет следующие особенности. Свободные окислы алюминия, железа и титана, накапливающиеся в результате выноса оснований и кремнезема, в некоторых разрезах со-

ставляют до 90% элювия и энергично перераспределяются с образованием конкреций (индонезийский и гвинейский типы).

Путем сравнения содержаний элементов в конкрециях и вмещающей породе было установлено, что наиболее активно концентрируется железо. Коэффициент его концентрирования, представляющий собой отношение содержания элемента в конкрециях к его содержанию во вмещающей породе K_k (Fe), равен или больше 5, иногда достигает 26, однако часть железа в этом случае привнесена. Коэффициент концентрирования титана составляет 1,2—4,6, алюминия — 0,9—2,2.

Поведение малых элементов на этой стадии сходно с поведением главных. Они в разной степени сохраняются в элювии в зависимости от своей подвижности, и оставшаяся часть перераспределяется. При этом намечаются две группы элементов.

Элементы семейства железа (Co, Ni, Cu, Zn) концентрируются вместе с железом. Их содержания по сравнению с вмещающей глиной заметно увеличиваются в железистых конкрециях. Коэффициенты концентрирования элементов: Co — 1,6; Ni — 1,8; Cu — 7,9; Zn — 1,7.

Другая группа элементов, которые перераспределяются сходно с алюминием и титаном, объединяет хром, ванадий и галлий. Их содержания заметно растут в железисто-глиноземистых конкрециях, а коэффициенты концентрирования равны: Cr — 5,8; V — 7,5; Ga — 4,0. Будучи более подвижными, чем алюминий и титан, они концентрируются активнее этих двух элементов.

Ассоциация одной группы малых элементов с железом, а другой с алюминием и титаном, по-видимому, объясняется не столько химическими, сколько кристаллохимическими их свойствами. Таким образом, минеральные формы элементов, сохранившихся в продуктах выветривания, претерпевают определенную эволюцию в этом процессе. Это видно также из сравнения спектров элементов в исходной породе и продуктах выветривания (Страхов и др., 1968). Спектр элементов порфирита (Батумское побережье Кавказа) наследуется его структурным элювием. Спектр элементов амфиболита (Украина) также наследуется структурным элювием, но нарушается в конкреционной породе верхней зоны (латеритный боксит).

9. Картина распределения ряда элементов в древних корах выветривания может быть изменена под влиянием более поздних процессов вторичной минерализации. Было установлено (Лисицына, Лубченко, 1966), что эти наложенные процессы способствуют перераспределению ряда элементов в уже сформировавшихся корах выветривания. Так, содержание железа в сидеритизированных участках нижних зон профиля возрастает более чем в 6 раз, марганца в 21, цинка в 18, кобальта в 10—16 раз, никеля в 4—5 раз по сравнению со средним содержанием по зоне (кора выветривания амфиболита, Украина). При расщепленной сидеритизации (без привноса) в верхней зоне (кора порфиритов, Тургайский прогиб) те же элементы концентрируются слабее — количество железа почти не увеличивается, количество марганца увеличивается в 2—3 раза, никеля, кобальта, цинка в 1,5—2 раза. Возможно увеличение содержаний свинца, стронция, бария. Рост концентрации элементов происходит в такой последовательности: $Mn > Zn > Co > Fe > Ni$. Учитывая полученные данные, необходимо иметь в виду возможность поступления в бассейны седиментации материала, обогащенного рядом малых элементов при размыве вторично сидеритизированного элювия.

10. Количественное изучение выноса и распределения элементов в тропических корах выветривания позволяет наметить определенные закономерности поступления материала в пути миграции, а также формирования остаточных месторождений в элювии.

ЛИТЕРАТУРА

- Басс Ю. Б.* 1960. Новые данные о геологическом строении и условиях образования месторождений бокситов юга УССР. — В кн. «Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах». Киев, Изд-во АН УССР.
- Басс Ю. Б.* 1964. Кора выветривания кристаллического фундамента. — В кн. «Никопольский марганцеворудный бассейн». М., «Недра».
- Бейтс Т. Ф.* 1964. Образование галлуазита и гиббсита на Гавайских островах. — В кн. «Вопросы геологии и минералогии бокситов». М., «Мир».
- Бобров Е. Т.* 1962. Связь коры выветривания на траппах с бокситообразованием. — В кн. «Кора выветривания», вып. 4, М., Изд-во АН СССР.
- Борисенко Л. Ф.* 1959. Распределение галлия в горных породах Советского Союза. — Геохимия, № 1.
- Борисенко Л. Ф.* 1963. О некоторых особенностях распределения галлия в гипербази-тах. — Геохимия, № 8.
- Борисенко Л. А., Сауков А. А.* 1960. Геохимический цикл галлия. — В кн. «Геохимиче-ские циклы». М., Госгеолтехиздат.
- Брукс К.* 1952. Климаты прошлого. М., ИЛ.
- Бугельский Ю. Ю., Цимлянская Л. С.* 1966. О формах миграции никеля в природных водах. — В кн. «Миграция химических элементов при процессах выветривания». [Сб. Кора выветривания, вып. 7]. М., «Наука».
- Бучинская Н. И.* 1972. Древняя кора выветривания Северо-Западной части Украинского щита. Киев, «Наукова думка».
- Бушинский Г. И.* 1958. О генетических типах бокситов. — В кн. «Бокситы, их минера-логия и генезис». М., Изд-во АН СССР.
- Бушинский Г. И.* 1963. Титан в осадочном процессе. — Литол. и полезные ископ., № 2.
- Бушинский Г. И.* 1964. Латеритно-осадочная гипотеза происхождения бокситов. — В кн. «Латериты». М., «Недра».
- Вагер Л. Р., Митчелл Р. Л.* 1952. Предварительные данные о распределении редких элементов в породах интрузии Скаергаард, Гренландия. — В кн. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». М., ИЛ.
- Вахрамеев В. А.* 1964. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. — Труды ГИН АН СССР, вып. 102.
- Вахрушев В. А., Кривенко А. П.* 1966. Состав и внутренняя структура титаномагнетита из стратифицированной интрузии габбро Алтае-Саянской области. — Докл. АН СССР, 169. № 2.
- Ведеполь К. Х.* 1965. Геохимический обзор распределения цинка. — В кн. «Проблемы геохимии». М., «Наука».
- Веклич М. Ф.* 1966. Палеогеоморфологические области Украинского щита (мезозой и кайнозой). Киев, Изд-во АН УССР.
- Вернадский В. И.* 1912. Минералогия, вып. II. М., Печатня Яковлева.
- Вернадский В. И.* 1954—1960. Избранные сочинения. М., Изд-во АН СССР, т. I—V.
- Вершковская О. В., Краснова В. С., Салтыкова В. С.* 1960. Галлий. М., Изд-во АН СССР.
- Виноградов А. П.* 1956. Закономерности распределения химических элементов в зем-ной коре. — Геохимия, № 1.

- Виноградов А. П.* 1957. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. Изд. 2-е. М., Изд-во АН СССР.
- Виноградов А. П.* 1962. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, № 7.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г.* 1953. Оптическая минералогия. М., ИЛ.
- Волла Р.* 1964. Генезис месторождения бокситов в нижнем течении реки Конго. — В кн. «Вопросы геологии и минералогии бокситов». М., «Мир».
- Вольфенден Э. Б.* 1964. Бокситы Саравака. — В кн. «Вопросы геологии и минералогии бокситов». М., «Мир».
- Выветривание и литогенез. 1969. М., «Недра».
- Герасимов И. П.* 1961. Современные латериты и латеритные почвы. — Изв. АН СССР, серия геогр., № 2.
- Герасимов И. П.* 1964. Современные латериты и их образование. — В кн. «Латериты». М., изд-во «Недра». [Международный геол. конгресс. 22 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 14].
- Гинзбург И. И.* 1926. Каолины из лабрадоритов. — Труды Укр. Отделения Геол. Ком., вып. 9. Киев.
- Гинзбург И. И.* 1946. Стадийное выветривание минералов. — В кн. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М. — Л., Изд-во АН СССР.
- Гинзбург И. И.* 1947. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала, ч. 2. Геохимия и геология древней коры выветривания на Урале. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 81.
- Гинзбург И. И.* 1963. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация. — В кн. «Кора выветривания», вып. 6. М., Изд-во АН СССР.
- Гинзбург И. И., Кац А. А., Корин И. З., Попков В. Ф., Савельев И. И., Трубина К. Н.* 1946. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала, ч. 1. Типы и морфология древней коры выветривания. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 80, серия Уральск. компл. экспед. АН СССР (№ 1).
- 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., Руковишникова И. А.* 1951. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР.
- Глаголева М. А.* 1959. Формы миграции элементов в речных водах. — В кн. «К познанию диагенеза осадков». М., Изд-во АН СССР.
- Глинка К. Д.* 1904. О некоторых явлениях выветривания в Чакве близ Батума. — Почвоведение, 6, № 1—4.
- Гольдшмидт В. М.* 1938. Принципы распределения химических элементов в минералах и горных породах. — В кн. «Сборник статей по геохимии редких элементов». М. — Л., ГОНТИ.
- Гольдшмидт В. М., Петерс К.* 1938. К геохимии галлия. — В кн. «Сборник статей по геохимии редких элементов». М. — Л., ГОНТИ.
- Гоньшакова В. И.* 1961. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. — Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 61.
- Горецкий Ю. К.* 1960. Закономерности размещения бокситовых месторождений. — Труды Всес. научн.-исслед. ин-та мин. сырья, нов. серия, вып. 5.
- Горецкий Ю. К., Терентьева К. Ф., Пасова Ф. Г.* 1963. О бокситах некоторых месторождений Гвинейской республики. — В кн. «Минеральное сырье», вып. 7. М., Госгеолтехиздат.
- Гуру П.* 1956. Азия. М., ИЛ.
- Добровольский В. В.* 1969а. География и палеогеография коры выветривания СССР. М., «Мысль».
- Добровольский В. В.* 1969б. Кора выветривания Земли. — Природа, № 6.
- Додатко А. Д.* 1964. К вопросу о парагенезисе титана и алюминия в коре выветривания Среднего Приднепровья. — Литол. и полезные ископ., № 3.
- Докучаев В. В.* 1896. Почвенные зоны вообще и почвы Кавказа в особенности. Труды

- Еремин Н. И. 1964. Галлий. М., «Металлургия».
- Казаринов В. П. 1958. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Госгеолтехиздат.
- Келлер У. Д. 1963. Основы химического выветривания. — В кн. «Геохимия литогенеза». М., ИЛ.
- Кондрачук В. Ю., Бучинская Н. И., Онищенко Р. И. 1964. О зональности каолиновой коры выветривания. — В кн. «Материалы к Совещанию по геохимии гипергенеза». (Тезисы докладов). Минск.
- Куковский Е. Г. 1960а. Замещение каолинита гидраргиллитом в Новоселицком месторождении каолинита на Украине. — В кн. «Доклады к собранию международной комиссии по изучению глин». М., Изд-во АН СССР.
- Куковский Е. Г. 1960б. Две генерации гидраргиллита в коре выветривания хлоритовых сланцев на Украине. — Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 14.
- Куковский Е. Г. 1963. Некоторые соображения о кристаллохимических особенностях выветривающихся минералов. — В кн. «Кора выветривания», вып. 6. М., Изд-во АН СССР.
- Лавренчук В. Н., Серых В. И. 1966. О близости галлия к трехвалентному железу. — Acta Geologica Hung., vol. 10, fasc. 1—2. Budapest.
- Лажуани Ж. П., Бонифа М. 1964. Долериты бассейна р. Конкуре и их латеритизация. — В кн. «Вопросы геологии и минералогии бокситов». М., «Мир».
- Лебедев В. И. 1957. О некоторых факторах, определяющих миграцию щелочных и щелочноземельных элементов в зоне гипергенеза. — Геохимия, № 6.
- Лисицына Н. А. 1957. Коррозия кварца в мезо-кайнозойской коре выветривания Северного Казахстана. — Докл. АН СССР, 114, № 4.
- Лисицына Н. А. 1959. Древняя кора выветривания западной части Казахского нагорья М., Гос. науч.-техн. изд-во лит. по горн. делу.
- Лисицына Н. А. 1962. О гиббситоносной коре выветривания Батумского побережья Кавказа. — В кн. «Кора выветривания», вып. 4, М., Изд-во АН СССР.
- Лисицына Н. А. 1965а. Некоторые данные о геохимии коры выветривания основных пород гумидной зоны. — Докл. АН СССР, 163, № 2.
- Лисицына Н. А. 1965б. Особенности распределения и формы нахождения титана в коре выветривания основных пород. — Литол. и полезные ископ., № 4.
- Лисицына Н. А. 1966. К методике геохимического изучения кор выветривания. — Литол. и полезные ископ., № 1.
- Лисицына Н. А. 1967. Генетические типы современных и четвертичных кор выветривания основных пород влажных тропиков. — Литол. и полезные ископ., № 5.
- Лисицына Н. А. 1968. Геохимия кор выветривания основных пород. — В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». М., «Наука».
- Лисицына Н. А. 1970. К геохимии кор выветривания основных пород тропической зоны Тихого океана. — В кн. «Кора выветривания», вып. 11, М., «Наука».
- Лисицына Н. А., Богданов Ю. А. 1968. Некоторые данные о коре выветривания гранитов острова Маэ (Сейшельские острова). — Докл. АН СССР, 179, № 6.
- Лисицына Н. А., Газенко С. Д. 1967. Новые данные о коре выветривания лабрадоритов северо-восточной части Украинского кристаллического щита. — Литол. и полезные ископ., № 4.
- Лисицына Н. А., Глаголева М. А. 1966. Некоторые данные о геохимии галлия в коре выветривания основных пород. — В кн. «Генезис бокситов». М., «Наука».
- Лисицына Н. А., Глаголева М. А. 1968. Геохимия коры выветривания основных пород Батумского побережья Кавказа. — В кн. «Кора выветривания», вып. 10, М., «Наука».
- Лисицына Н. А., Лубченко И. Ю. 1966. Некоторые данные о влиянии вторичной минерализации на распределение элементов в коре выветривания основных пород. — Литол. и полезные ископ., № 6.
- Лисицына Н. А., Михайлов Б. М. 1968. Вынос химических элементов при формировании профиля выветривания на долеритах Гвинеи. — Литол. и полезные ископ., № 5.

- Лисицына Н. А., Пастухова М. В.* 1963а. Соотношения двуокиси титана и глинозема в платформенных бокситах обломочного типа. — Литол. и полезные ископ., № 2.
- Лисицына Н. А., Пастухова М. В.* 1963б. Структурные типы мезо-кайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири. М., Изд-во АН СССР.
- Лисицына Н. А., Пастухова М. В.* 1964. К вопросу о генезисе латеритных и латеритно-осадочных бокситов. — В кн. «Латериты». М., «Недра».
- Литвиненко А. У., Додатко А. Д., Хорошева Д. П.* 1964. Геохимия и минералогия коры выветривания основных и ультраосновных пород Украины. — В кн. «Тезисы докладов на совещании по геохимии гипергенеза». Минск, Изд-во АН БССР.
- Луцицкий В. И.* 1947. Магматичний габбро-гранітний комплекс північно та середньої частини Українського кристаллічного масиву. — В кн. «Український кристаллічний масив». Київ, Вид-во АН УССР.
- Ляхович В. В.* 1959. Некоторые данные о составе акцессорного магнетита. — Труды ИМГРЭ, вып. 3.
- Ляхович В. В.* 1968. Акцессорные минералы. М., «Наука».
- Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А.* 1965. Четвертичный период, т. 2, М., Изд-во МГУ.
- Мигдисов А. А.* 1963. Геохимия титана в гумидном бассейне осадконакопления. — В кн. «Химия земной коры», т. I. М., Изд-во АН СССР.
- Мельничук Э. В., Кондрачук В. Ю.* 1964. Миграция элементов в коре выветривания и вопросы количественной ее оценки. В кн. «Тезисы докладов на совещании по геохимии гипергенеза». Минск, Изд-во АН БССР.
- Михайлов Б. М.* 1958. Некоторые вопросы геохимии древней коры выветривания. — В сб. «Исследование и использование глин». Изд-во Львовского ун-та.
- Михайлов Б. М.* 1966. Бокситы западных районов Либерийского щита. — В кн. «Генезис бокситов». М., «Наука».
- Михайлов Б. М.* 1968. Кора выветривания Либерийского щита. — В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». М., «Наука».
- Марковкина В. Ф.* 1964. Химические анализы изверженных горных пород и породообразующих минералов. М., «Наука».
- Никитин К. К.* 1956. Кора выветривания на диоритах Южного Урала. — В кн. «Кора выветривания», вып. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Никитин К. К.* 1962. Древняя кора выветривания Бурыктальского массива ультрабазитовых пород. — Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 69.
- Никитина А. П.* 1968. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М., «Наука».
- Нокколдс С. Г., Митчелл Р. Л.* 1952. Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород: исследование связи между основными и рассеянными элементами изверженных пород и минералов. — В кн. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». М., ИЛ.
- Остряков А. Н.* 1918. К познанию латеритных почв, ч. 2. Исследование латеритных почв Батумской области. Казань.
- Перельман А. И.* 1955. Очерки геохимии ландшафта. М., Географгиз.
- Перельман А. И.* 1957. Геохимия коры выветривания. — Природа, № 6.
- Перельман А. И.* 1961. Геохимия ландшафта. М., Географгиз.
- Перельман А. И.* 1963. Размещение геохимических типов коры выветривания и континентальных отложений на территории СССР. — В кн. «Кора выветривания», вып. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Перельман А. И.* 1965. Геохимия эпигенетических процессов. М., «Недра».
- Петров В. П.* 1949. Вольнские габбро-лабрадориты и проблема каолинизации плагиоклазов. — Труды Ин-та геол. наук. АН СССР, вып. 106, петрограф. серия (№ 30).
- Петров В. П.* 1962. О минеральном составе и генезисе боксита и других продуктов латеритного выветривания. — Геол. рудных м-ний, № 4.
- Петров В. П.* 1967. Основы учения о древних корах выветривания. М., «Недра».
- Пиккеринг Р. Д.* 1964. Некоторые эксперименты по выщелачиванию трех силикатных бескварцевых пород и их значение для познания процессов латеритизации. — В кн. «Вопросы геологии и минералогии бокситов». М., «Мир».

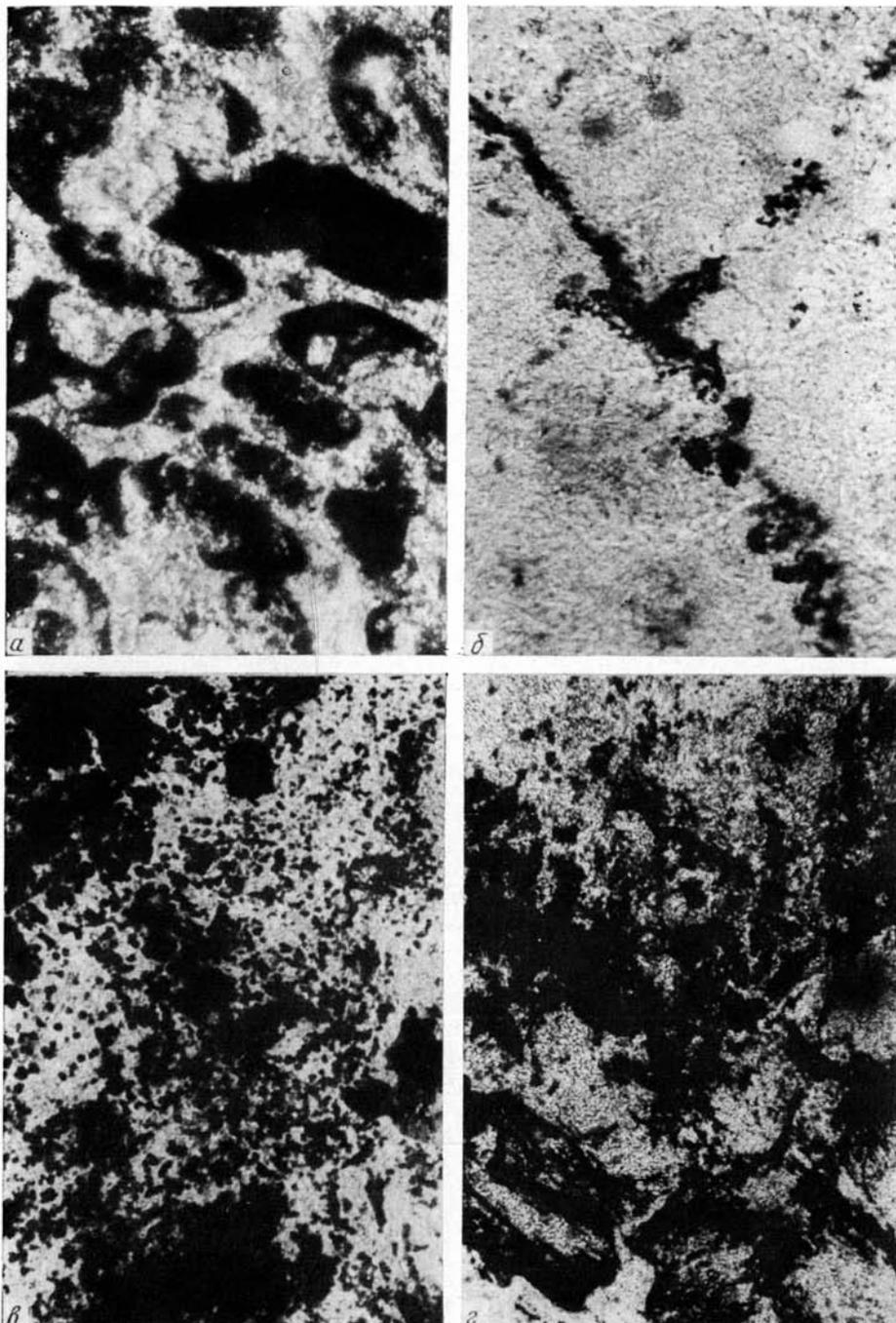
- Писемский Г. В.* 1959. Строение коры выветривания щелочных пород Приазовья. — Труды Центр. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 29.
- Писемский Г. В.* 1968. Геохимические особенности коры выветривания Гвинейской республики. — В кн. «Кора выветривания», вып. 10. М., «Наука».
- Полынов Б. Б.* 1933. Типы коры выветривания и их распределение в зависимости от геоморфологических условий. — Докл. АН СССР, 1, № 3.
- Полынов Б. Б.* 1934. Кора выветривания. Л., Изд-во АН СССР.
- Полынов Б. Б.* 1944. Современные задачи учения о выветривании. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Полынов Б. Б.* 1946. Руководящие идеи современного учения об образовании и развитии почв. — Вест. АН СССР, № 12.
- Полынов Б. Б.* 1956. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР.
- Полынов Б. Б., Романов В. В., Грабовская О. А.* 1933. Почвы черноморского берега Аджарии. — Труды Почв. ин-та АН СССР, 8, № 4.
- Пономаренко З. К.* 1966. Палеоклиматические условия образования бокситов Казахстана. — В кн. «Генезис бокситов». М., «Наука».
- 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.* 1966. Гиббситоносные коры выветривания основных пород и их типы. — В кн. «Труды Совещания по генезису бокситов». М., «Наука».
- Разумова В. Н.* 1967. Коры выветривания латеритного и каолинового типа основных пород. М., «Наука».
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А.* 1965. Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессе выветривания и осадконакопления. — Геохимия, № 2.
- Салтыкова В. С., Фабрикова Е. А.* 1958. Определение галлия в минералах при помощи родаминового фотометрического метода. — Аналитич. химия, 13, № 1.
- Самойлов Я. В.* 1903. Лабрадориты и каолиниты Елизаветградского уезда Херсонской губернии. — Бюлл. Моск. общ-ва естествоиспыт., 16.
- Санделл Э. Б.* 1952. Содержание галлия в изверженных породах. — В кн. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». М., ИЛ.
- Санделл Э. Б., Голдич С. С.* 1952. Редкие металлы некоторых американских изверженных пород. — В кн. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». М., ИЛ.
- Сапожников Д. Г.* 1968. О структурно-тектонической приуроченности древних кор выветривания. — В кн. «Кора выветривания», вып. 10. М., «Наука».
- Сапрыкина Н. В.* 1963. О миграции алюминия в коре выветривания кавказских субтропиков. — Мин. сырье, вып. 7.
- Серых В. И.* 1963. Распределение меди в генетически связанных сериях гранитоидов. — Геохимия, № 11.
- Серых В. И.* 1964. К геохимии никеля в гранитоидах. — Геохимия, № 9.
- Синицын В. М.* 1962. Палеогеография Азии. М., Изд-во АН СССР.
- Страхов Н. М.* 1954. Сравнительное литологическое изучение осадков. — В кн. «Образование осадков в современных водоемах». М., Изд-во АН СССР.
- Страхов Н. М.* 1960. Основы теории литогенеза, т. 1—2. М., Изд-во АН СССР.
- Страхов Н. М.* 1963. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат.
- Страхов Н. М.* 1965. Проблемы осадочного породообразования в освещении В. Н. Казаринова. — Литол. и полезные ископ., № 6.
- Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калинин В. В., Тихомирова Е. С.* 1968. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М., «Наука».
- Герентьева К. Ф.* 1959. Редкие элементы в бокситах. — Геол. м-ний редких элем., вып. 6.
- Трубина К. Н.* 1958. Древняя латеритная кора выветривания в районе Северо-Онежских месторождений бокситов. — В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР.
- Фагелер П.* 1935. Основы учения о почвах субтропических и тропических стран. М., Изд-во Советской секции Международной ассоциации почвоведов.

- Федоров П. В.* 1960. Стратиграфия четвертичных отложений Понто-Каспия. — В кн. «Хронология и климаты четвертичного периода». М., Изд-во АН СССР.
- Фридланд В. М.* 1961. Два пути формирования конкреций, образующих латериты. — Докл. АН СССР, 137, № 5.
- Фридланд В. М.* 1962. О латеритах Северного Вьетнама. — В кн. «Кора выветривания», вып. 4. М., Изд-во АН СССР.
- Фридланд В. М.* 1964. Почвы и коры выветривания влажных тропиков. М., «Наука».
- Хардер Е.* 1959. Примеры бокситовых месторождений различного происхождения. — В кн. «Происхождение бокситов». М., ИЛ.
- Хмелевская Л. В., Таганов Н. Г., Морозова К. И.* 1948. К вопросу о парагенезисе титана, органического углерода и некоторых других элементов. — Докл. АН СССР, 13, № 6.
- Хорошева Д. П.* 1964. Минералогия бокситовидных пород Среднего Приднепровья. — В кн. «Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений». М., «Недра».
- Хорошева Д. П.* 1966. Минералогия и геохимия бокситового горизонта Среднего Приднепровья. — В кн. «Генезис бокситов». М., «Наука».
- Чекин С. С.* 1968. О возрасте древней коры выветривания Иркутского амфитеатра. — Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Черняховский А. Г.* 1968а. Некоторые данные о геохимии алюминия в коре выветривания влажных субтропиков Западного Закавказья. — Докл. АН СССР, 182, № 3.
- Черняховский А. Г.* 1968б. Распространение и возраст коры выветривания в Западном Закавказье. — Докл. АН СССР, 182, № 1.
- Чирвинский П. Н.* 1925. Из итогов изучения габбро-норитовых пород Украины. — Вестн. Укр. Отд. Геол. ком., вып. 6. Киев.
- Чирвинский П. Н.* 1953. Средний химический состав главных минералов изверженных, метасоматических и осадочных пород. Харьков, Изд-во Харьковск. гос. ун-та.
- Чухров Ф. В.* 1968. Некоторые итоги исследований по генезису и использованию глинистых минералов. — В кн. «Итоги науки». Геохимия, минералогия, петрография. М., «Наука».
- Шокальская З. Ю.* 1948. Почвенно-географический очерк Африки. М. — Л., Изд-во АН СССР.
- Экспериментальные исследования по разложению минералов органическими кислотами. 1968. Под ред. Д. Г. Сапожникова. М., «Наука».
- Юнг Р. С.* 1959. Геохимия кобальта. — В кн. «Геохимия редких элементов». М., ИЛ.
- Яковлева М. Н.* 1958а. О геохимии алюминия, титана, железа и кремния в условиях сернокислого выветривания (в связи с вопросом о происхождении боксита). — В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР.
- Яковлева М. Н.* 1958б. Об аллитной коре выветривания во влажных субтропиках Закавказья. — В кн. «Исследование и использование глин». Львов, Изд-во Львовск. ун-та.
- Abbot A. T.* 1958. Occurrence of gibbsite in the Island of Kauai, Hawaiian Island. — Econ. Geol., 53.
- Alexander L. T., Cady J. T.* 1962. Genesis and hardening of Laterite in soils. — U. S. Dept. Agriculture Techn. Bull. N 1282.
- Allen V. T.* 1948. Formation of bauxite from basaltic rocks of Oregon. — Econ. Geol., 43, N 8.
- Allen V. T.* 1952. Petrographic relations in some typical bauxite and diasporite deposits. — Bull. Geol. Soc. Amer., 63.
- Allen V. T., Sherman G. D.* 1965. Genesis of Hawaiian Bauxite. — Econ. Geol. 60, N 1.
- Allen V. T., Sherman G. D.* 1966. Comparison of bauxite deposits in Oregon and Hawaii, U. S. A. — Travaux du Comité International per L'étude des bauxites, des oxydes et des hydroxydes d'aluminium, N 2.
- Altschuler Z. S., Dwornik E. J., Kramer H.* 1963. Transformation of montmorillonite to kaolinite during weathering. — Science, vol. 141, p. 148—152.
- Atterberg A.* 1909. Analysen dreier Laterite aus Brasilien. — Separatabdruck aus Jahrbuch Min., N 12.

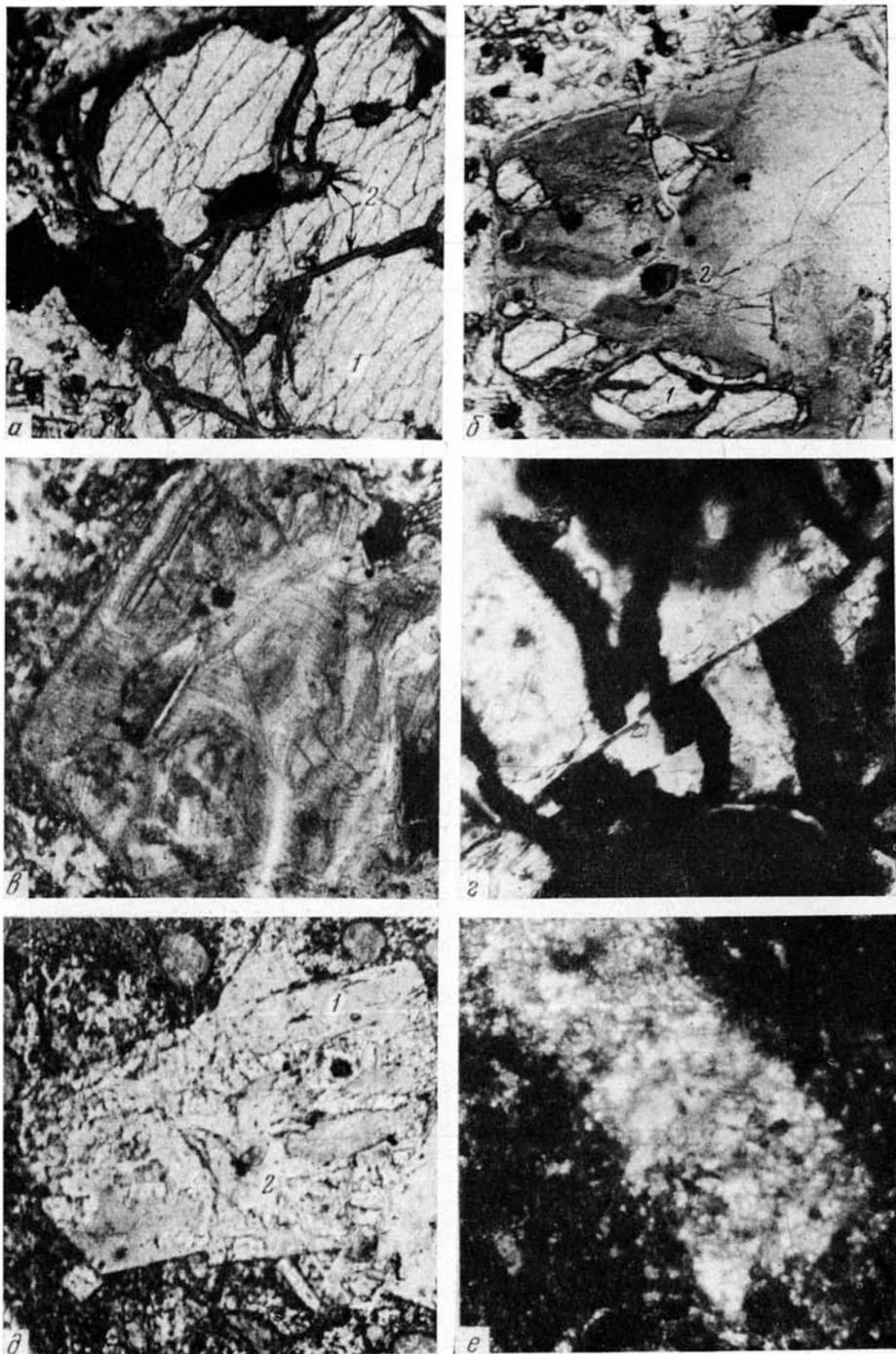
- Aubert G.* 1963. Soil with ferruginous or ferralitic crusts of tropical regions. — *Soil Sci.*, 95, N 4.
- Balkay B., Bardossy G.* 1967. Lateritesede'si Reszfolyamatvizsgálaton Guineai Lateriteken. — *Földtani Közöny*, 97, N 1.
- Bardossy G.* 1959. The geochemistry of Hungarian bauxites. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 6.
- Bates T. E.* 1962. Halloysite and gibbsite formation in Hawaii. — *Clays and Clay minerals*, 9.
- Bauer M.* 1898. Beiträge zur Geologie der Saischellen insbesondere zur Kenntniss des Laterits. — *N. J. für Min. Geol. u. Palaeontol.*, Bd. 2.
- Bilgrami S. A.* 1961. Distribution of Cu, Ni, Co, V and Cr in rocks of the Hindubagh igneous complex, Zhob Valley, West Pakistan. — *Geol. Soc. Bull.*, 72, N 12.
- Bonifas M.* 1959. Contribution a l'étude géochimique de l'alteration lateritique. — *Mem. du Serv. de la Carte géol. d'Alsace et de Lorraine*, N 17.
- Buchanan T. A.* 1807. Journey from Madres through the countries. London.
- Burton J. D., Gulkin F., Riley J. P.* 1959. The abundances of gallium and germanium in terrestrial materials. — *Geochim. et cosmoch. acta*, 16, N 1/3.
- Butler J. R.* 1953. The geochemistry and mineralogy of rock weathering (1). The Lizard area Cornwall. — *Geochim. et cosmoch. acta*, 5, N 2.
- Butler J. R.* 1954. The geochemistry and mineralogy of rock weathering. (2). The Nordmarka area, Oslo. — *Geochim. et cosmoch. acta*, 6, N 5/6.
- Carroll D.* 1960. Ilmenite alteration under reducing conditions in unconsolidated sediments. — *Econ. Geol.*, 55, N 3.
- Carroll D., Hathaway J. C.* 1963. Mineralogy of selected soils from Guam. — *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper*, N 403-F.
- Carroll D., Neal K. Jones.* 1947. Laterite developed on acid rocks in Southwestern Australia. — *Soil Sci.*, 64, N 1.
- Carroll D., Woof M.* 1951. Laterite developed on Basalt of Inverell. New South Wales. — *Soil. Sci.*, 72, N 2.
- Clarke E. W.* 1924. The data of geochemistry. — *U. S. Geol. Surv. Bull.*, N 770.
- Correns C. W.* 1949. Einführung in die Mineralogie. Berlin.
- Danse A.* 1954. Génèse organo-chimique de la latéritisation et de l'argilisation dans les paysages latéritique. Congo Belge, 4-e Direction Générale Serv. géol. — *Bull.*, N 9, fasc. 1.
- Evans R. C.* 1939. An untrouction to crystal chemistry. Cambridge.
- Fox C. S.* 1923. Bauxite and aluminous laterite occurrences of India. — *India Geol. Surv. Mem.*, 49, pt. 1.
- Fox C. S.* 1932. Bauxite and aluminous laterite. London.
- Fromaget J.* 1952. Etudes géologiques sur le Nord-Quest du Tonkin et le Nord du Haut-Laos. — *Bull. Serv. Geol. l'Indochine*, 29, fasc. 6.
- Fromaget J., Saurin E.* 1952. Carte géologique de l'Indochine a l'échelle du 1/2 000 000. 2-e éd. Paris.
- Goldich S. S.* 1938. A study in rock-weathering. — *Journ. Geol.*, 46, N 1.
- Goldich S. S.* 1948. Origin and development of aluminous laterites. — *Geol. Sov. Amer. Bull.*, 59, Fasc. 12.
- Goldman M. J.* 1955. Petrography of bauxite surrounding a core of caolinized nepheline syenite in Arkansas. — *Econ. Geol.*, 14, N 6.
- Goldman M. J., Tracey J. J.* 1946. Relations of bauxite and kaolin in the Arkansas bauxite deposits. — *Econ. Geol.*, 14, N 4.
- Goldschmidt V. M.* 1944. Crystal chemistry and geochemistry. — *Chemical Products*, 1, March-April.
- Goldschmidt V. M.* 1954. Geochemistry. Oxford.
- Gordon M., Murata K. J.* 1952. Minor elements in Arkansas bauxite. — *Econ. Geol.*, 47, N 2.
- Gordon M., Tracey J. J., Ellis M. W.* 1958. Geology of the Arkansas bauxite region. — *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper.*, N 229.
- Harrassowitz H.* 1926. Laterit. — *Forsch. Geol. u. Palaeontol.*, 4, H. 14.

- Harrison J. B.* 1933. The katamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions. Harpenden.
- Henderson P.* 1968. The distribution of phosphorus in the early and middle stages of fractionation of some basic layered intrusions. — *Geochim. et cosmochimica acta*, 32, N 8.
- Holmes A.* 1959. A geological time scale. — *Trans. Edinburgh Geol. Soc.*, 17.
- Hough G. J., Gile P. L., Foster Z. C.* 1941. Rock weathering and soil profile development in the Hawaiian Islands. — U. S. Dept. of Agrical. Techn. Bull., N 752.
- Jackson M. L., Tyler S. A., Willis A. L.* 1948. Weathering sequence of claysize minerals in soils and sediments. — *J. of Phys. a. Colloid Chemistry*, 52, N 7.
- Yamasaki K., Iida Ch., Yokoi H.* 1955. A spectrographic determination of the distribution of trace elements in a granodiorite and in its weathering products. — *The J. of Earth Sci. Nagoya. Univer.*, 3, N 1.
- Kersen J. F. van.* 1956. Bauxite deposits in Surinam and Demerara. (British Guiana). — *Leidse geol. Mededel. Del. 21, Aflevering 1. Leiden.*
- Koritnig S.* 1965. Geochemistry of phosphorus. I. The replacement of Si^{4+} by P^{5+} in rock-forming silicate minerals. — *Geochim. et cosmoch. acta*, 29, N 5.
- Köster H. M.*, 1955. Beitrag zur Kenntnis indischer Laterite. — *Heidelberg. Beitr. Min. u. Petrogr.*, 5, N 1.
- Köster H. M.* 1964. A contribution to the knowledge of Indian Laterites. — *India, Geol. Surv., Rec.*, 93, pt. 2.
- Krauskopf K. B.* 1959. The geochemistry of silica in sedimentary environments. Silica in sediments. — *Soc. Econ. palaeontol. a. Min., Symposium 7.*
- Lacroix A.* 1913. Les Laterites de la Guinée et les produits d'alteration qui leur sont associés. — *Nouv. Arch. Mus.*, 5 ser.
- Lacroix A.* 1923. Mineralogie de Madagascar, t. III. Lithologie. Paris.
- Macdonald G. A., Katsura T.* 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. — *J. Petrology*, 5, N 1.
- Magistad O. C.* 1925. The aluminium content of soil solution and its relation to soil reaction and plant growth. — *Soil. Sci.*, vol. 20, N 3.
- Makenzie G. I. R., Murata K. I.* 1952. Minor elements in Arkansas bauxite. — *Econ. Geol.*, 47, N 2.
- Maksimovic Z.* 1968. Distribution of trace elements in bauxite deposits of Herzegovina, Jugoslavia. — *Travaux du Com. Interrpour l'étude des bauxites, des oxydes et des hydroxides d'aluminium*, N 5.
- Martin F. J., Doyne H. C.* 1930. Lateritic soils in Sierra Leone. — *J. Agric. Res.*, 17.
- Millot G.* 1964. Géologie des argiles. Alterations sedimentologic, geochimic. Paris.
- Millot G., Bonifas M.* 1955. Transformations isovolumetriques dans les phenomens de lateritisation et bauxitisation. — *Bull. du Serv. de la Carte geol. d'Alsace et de Lorraine*. 8.
- Mohr E. C., van Baren F. A.* 1954. Tropical soils. Hague — Bandung — New York — London.
- Moir W. W. G., Allen O. N., Magistad O. C. a. oth.* 1936. A handbook on Hawaiian soils. Honolulu.
- Pedro G.* 1961. An experimental study on the geochemical weathering of crystalline rocks by water. — *Clay Min. Bull.*, 4, N 26.
- Pedro G.* 1964. Contribution à l'étude experimentale de L'alteration géochimique des roches cristallines. — *Ann. agron.*, 15, N 3.
- Pedro G.* 1966. Easai sur la caracterisation géochimique des differents processus zonaux resultant de l'alteration des roches superficielles (cycle aluminosilicique). — *C. R. Acad. Sci., Paris*, 262, serie D, N 18.
- Pedro G., Berrier J.* 1967. Sur l'alteration experimentale de la kaolinite et sa transformation en boehmite par lessivage à l'eau. — *C. R. Acad. Sci. Paris*, 262, serie D, N 7.
- Robinson C. W.* 1949. Soils, their origin, constitution and classification. London.
- Roy Chowdhury M. K., Phil D.* 1958. Bauxite in Bihar, Madhya Pradesh, Vindhya Pradesh, Madhya Bharat and Bhopal. — *India, Geol. Surv., Mem.*, 85.

- Roy Chowdhury M. K., Venkatesh V., Anandalwar M. A., Paul D. K. 1965/1966. Recent concept in the origin of Indian laterite. — Proc. Nat. Inst. Sci. India, A 31, N 6.
- Sen N., Nockolds S. R., Allen R. 1959. Trace elements in minerals from rocks of the S. Californian batholith. — Geochim. et cosmoch. acta, 16, N 1/3.
- Shaw D. M. 1957. The geochemistry of gallium, indium, thallium. A review. — In: „Physics and chemistry of the Earth“. London — New York.
- Sherman G. D. 1949. Factors influencing the development of laterites and lateritic soils in the Hawaiian Islands. — Pacif. Sci., 3, N 4.
- Sherman G. D. 1950. The genesis and morphology of Hawaiian ferruginous laterite crasts. — Pacif. Sci., 14, N 4.
- Sherman G. D. 1952. The genesis and morphology of the alumina — rich laterite clay. — In: „Symposium-Problem of clay and laterite genesis“. „Amer. Inst. Min. and Metallurg“. Engrs, New York.
- Short N. M. 1961. Geochemical variations in four residual soils. — J. Geol., 69, N 5.
- Singer A. 1966. The mineralogy of the clay fraction from basaltic soil in the Galilee, Israel. — J. Soil Sci., 17, N 1.
- Stas M. 1959. Contribution à l'étude géologique et mineralogique du Nord-Est du Mayumbe. — Acad. Roy. Sci. Colon. Bull. d. Saénces, n. serie, 5, fasc. 2.
- Stevens R. E., Carron M. K. 1948. Simple field test for distinguishing minerals, by abrasion pH. — Amer. Miner., v. 33.
- Troger Sper. 1935. Petrographie der Eruptivgesteine. Nomenklatur Kompendium. Berlin.
- Turekian K. K. 1963. The chromium and nicel distribution basaltic rocks and eclogites. — Geoch. et cosmoch. acta, 27, N 7.
- Turekian K. K., Carr H. H. 1960. The geochemistry of chromium, cobalt and nickel. — In: „Report of the 21-th Session of International Geological Congress, pt. 1. Proceeding of I“. Geochemical Cycles, Norden. Copenhagen.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H. 1961. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. — Geol. Soc. Amer. Bull., 72, N 2.
- Valeton I. 1966. Laterale Faziesdifferenzierung Laterit — Bauxite und deren Beziehung zum paläorelief in Gujerat (Indien). — Travaux du Com. international pour l'étude des bauxites des oxydes et des hydroxydes d'aluminium, N 2.
- Wager L. R., Mitchell R. I. 1950. The distribution of Cr, V, Ni, Co and Cu during the fractional cristallization of basic magma. — In: „Report of the 18-th Session of International Geological Congress“. Washington.
- Wager L. R., Mitchell R. J. 1951. The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma — a further study of the Skaergaard intrusion. East Greenland. — Geochem. et cosmoch. acta, 1, N 3.
- Wedepohl K. H. 1953. Untersuchungen zur Geochemie des Zinks. — Geochim. a cosmoch. acta, 3, N 1.
- Wedepohl K. H. 1956. Untersuchungen zur Geochemie des Bleis. — Geochim. a cosmoch. acta, 10, N 1/2.
- Wedepohl K. H. 1963. Beiträge zur Geochemie des Kupfers. — Geol. Rundschau, 52, Hf. 1.
- Wentworth C. K., Winchell H. 1947. Koolau basalt series, Oahu, Hawaii. — Geol. Soc. Amer. Bull., 58, N 1.
- Wilford G. B. 1955. The geology and mineral resources of the Kuching — Lundu area, West Sarawak. — British Territories in Borneo, Geol. Surv. Dept., Mem., 3.
- Wolfenden E. B. 1965. Geochemical behaviour of trace elements during bauxite formation in Sarawak, Malaysia. — Geochim. et cosmoch. acta, 29, N 9.

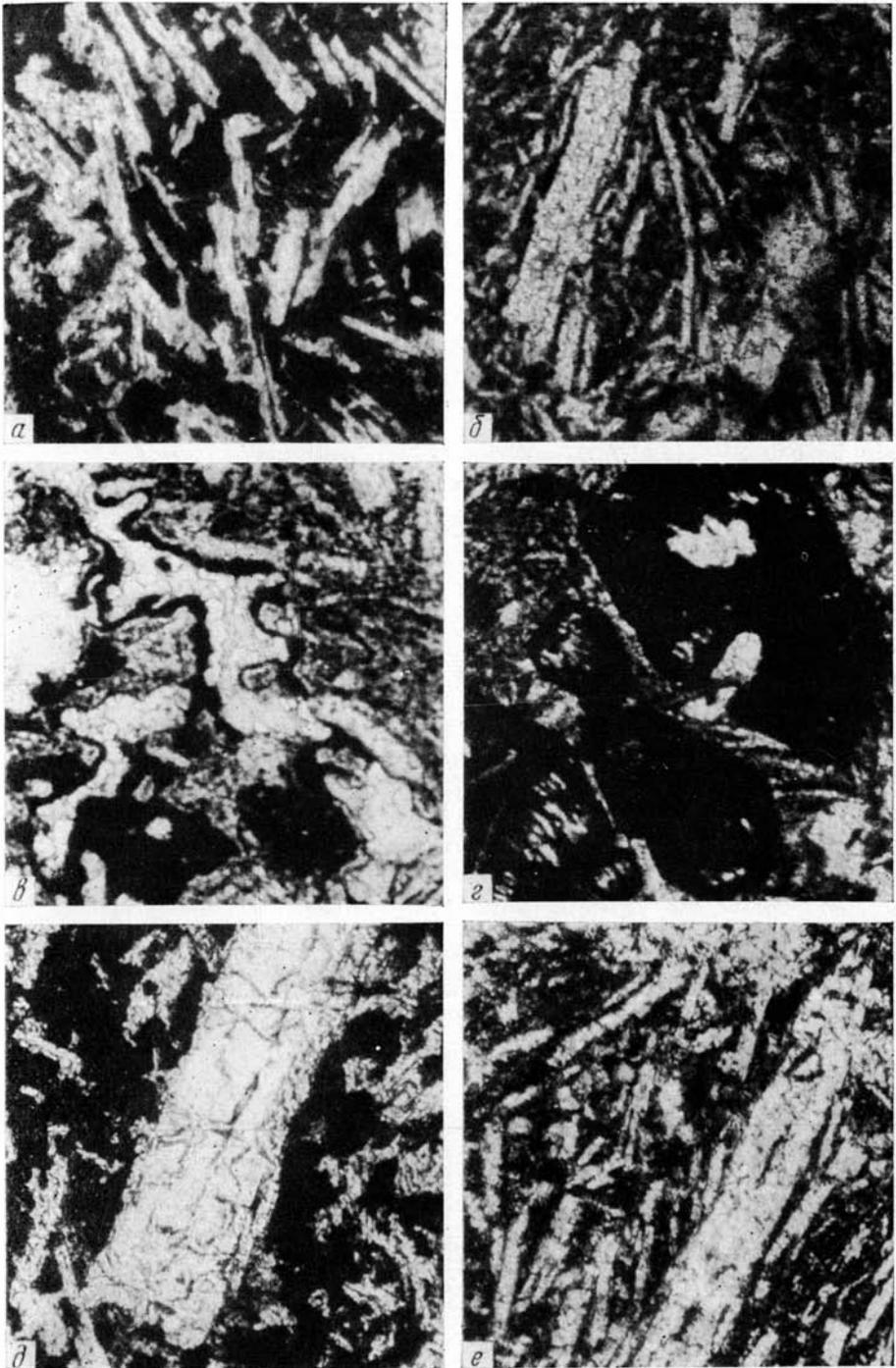


Формы нахождения окислов титана и железа в корках выветривания основных пород
a — лейкоксен в миндалниих порфирита, замещенного хлоритом, ув. 150, без анализатора. Кора выветривания порфирита, ДРВ; *б* — прожилкообразные скопления лейкоксена, ув. 150, без анализатора. Там же; *в* — точечная вкрапленность гидроокислов железа, лейкоксена, магнетита в каолинитовой глине, ув. 150, без анализатора. Кора выветривания порфирита, Казахстан; *г* — пятна лейкоксена в каолинитовой глине, ув. 72, без анализатора. Там же



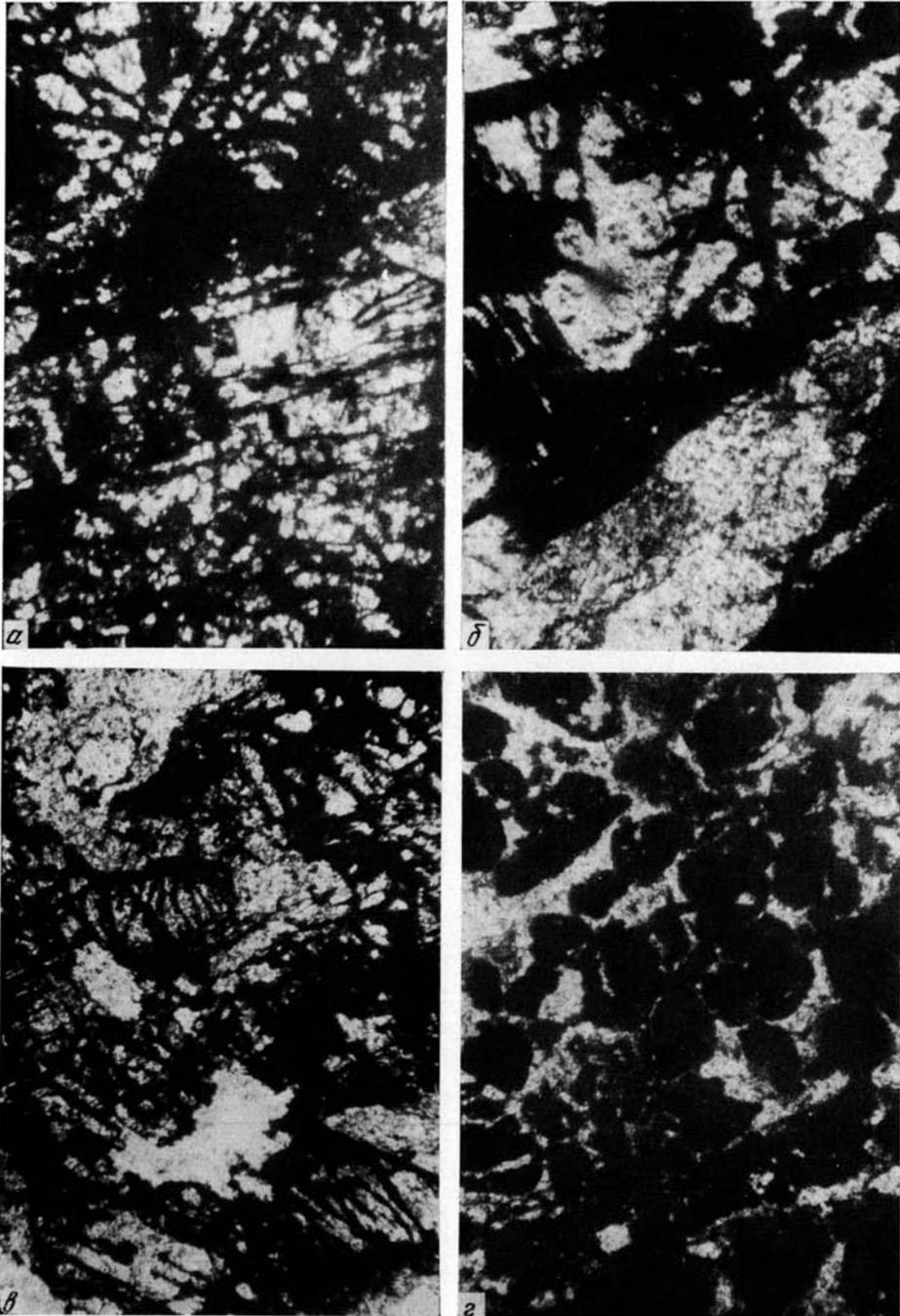
Минеральные преобразования при выветривании авгит-лабрадорового порфирита.
Батумское побережье Кавказа, вьетнамский тип элювия

Изменение авгита: *a, б* — частичное замещение свежих кристаллов хлоритом (*1* — авгит, *2* — хлорит). Ув. 150, без анализатора; *в* — почти полное замещение авгита хлоритом. Сохранились очертания первичного кристалла. Ув. 150, без анализатора; *г* — скелетная псевдоморфоза гётита по авгиту, в пустотах — кристаллы гибbsite. Ув. 300, без анализатора. Изменение плагиоклаза: *д* — кристалл плагиоклаза, частично замещенный метагаллузитом (*1*) и гибbsiteм (*2*). Ув. 150, без анализатора; *е* — кристалл плагиоклаза, замещенный гибbsiteм. Ув. 150. Николит+



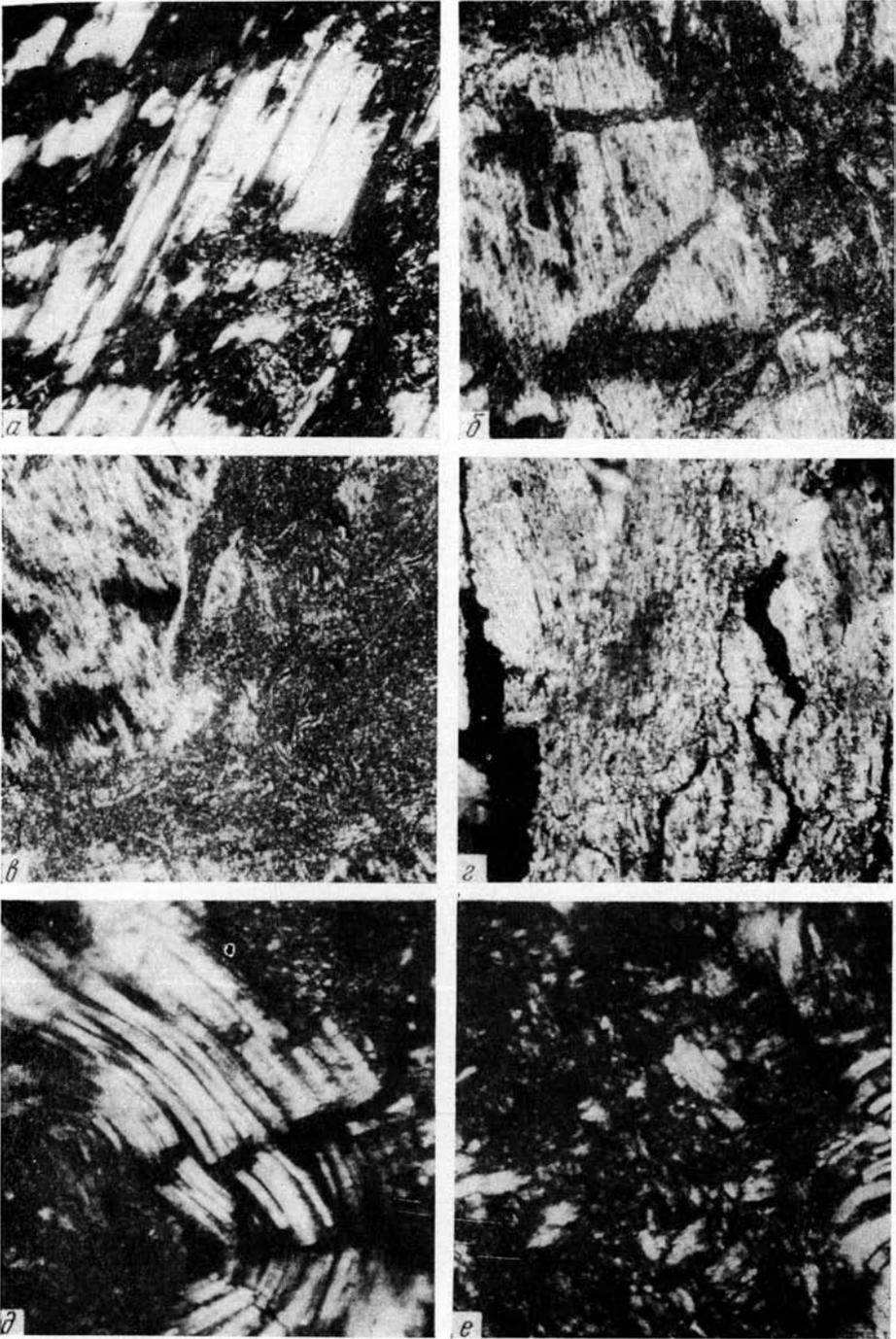
Минеральные преобразования при выветривании оливнивого базальта. Остров Оаху, Гавайские острова, тихоокеанский тип элювия

a — умеренно измененный оливнивый базальт. Сохранилась реликтовая структура. Плагноклаз замещен метагаллаузитом. Ув. 72, без анализатора; *b* — сильно измененный базальт, видна реликтовая структура, плагноклазы замещены гиббситом. Ув. 72, без анализатора; *в* — сильно измененный базальт. Гидроокислы железа (темное) и гиббсит (светлое) образуют каемки на стенках пор. Ув. 150, без анализатора; *г* — скелетные псевдоморфозы гётита по оливиному и пироксену. Ув. 72, без анализатора; *д* — псевдоморфозы метагаллаузита по плагноклазу. Ув. 150, без анализатора; *е* — псевдоморфозы гиббсита по плагноклазу. Ув. 150, без анализатора



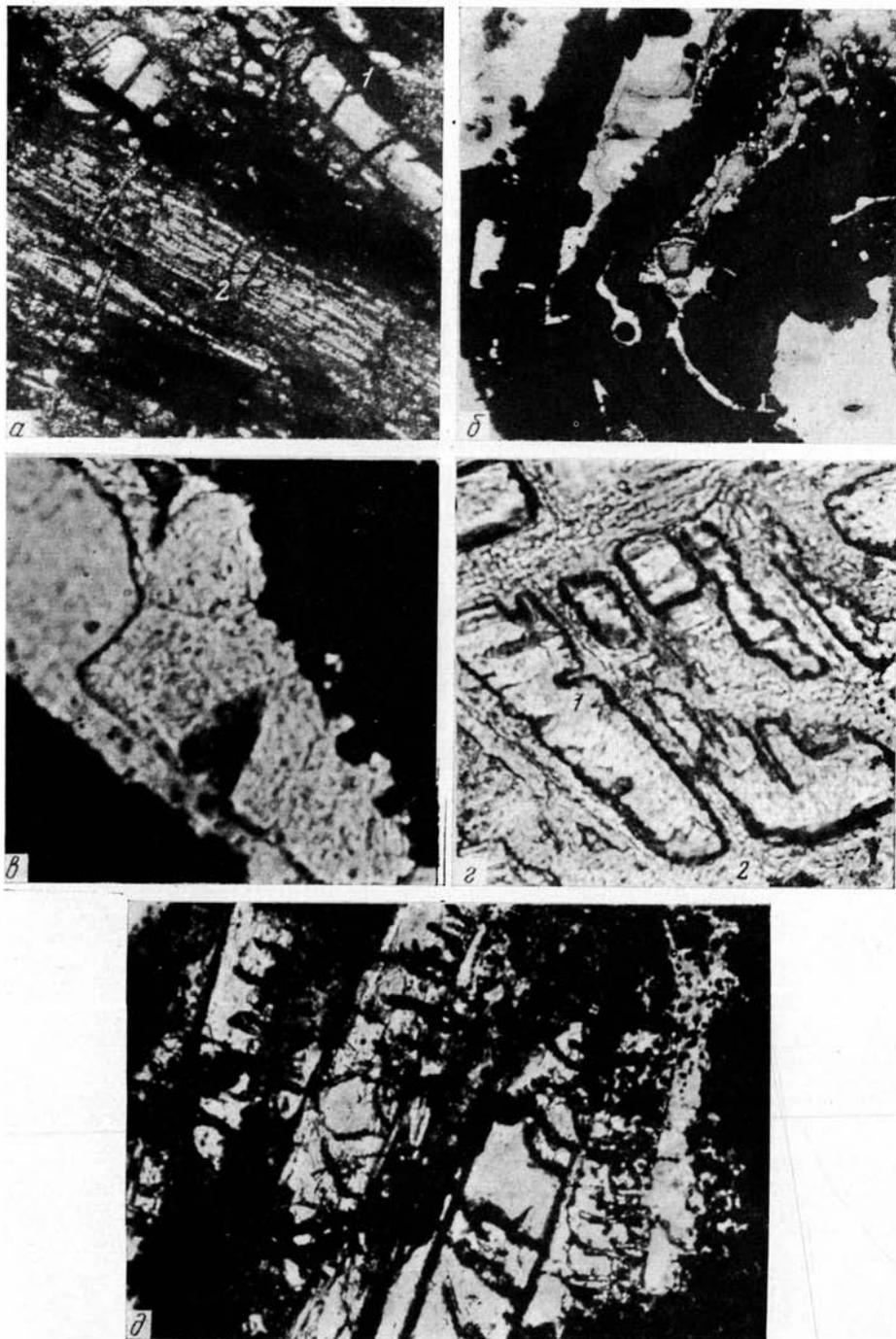
Минеральные преобразования при выветривании долерита. Лесная Гвинея (Республика Гвинея)

Нижняя часть разреза коры выветривания: *a* — долерит замещен гидроокислами железа и гибситом. Реликтовая структура сохранилась. Ув. 72, николи +; *б* — скелетная псевдоморфоза гётита по пироксену. Ув. 150, без анализатора. Верхняя часть разреза коры выветривания: *в* — долерит замещен гидроокислами железа и гибситом. В порах видны каемки кристаллического гибсита. Ув. 72, без анализатора; *г* — перераспределение гидроокислов железа. Видны железистые микробовины, Цемент гибситовый. Увел. 72, без анализатора



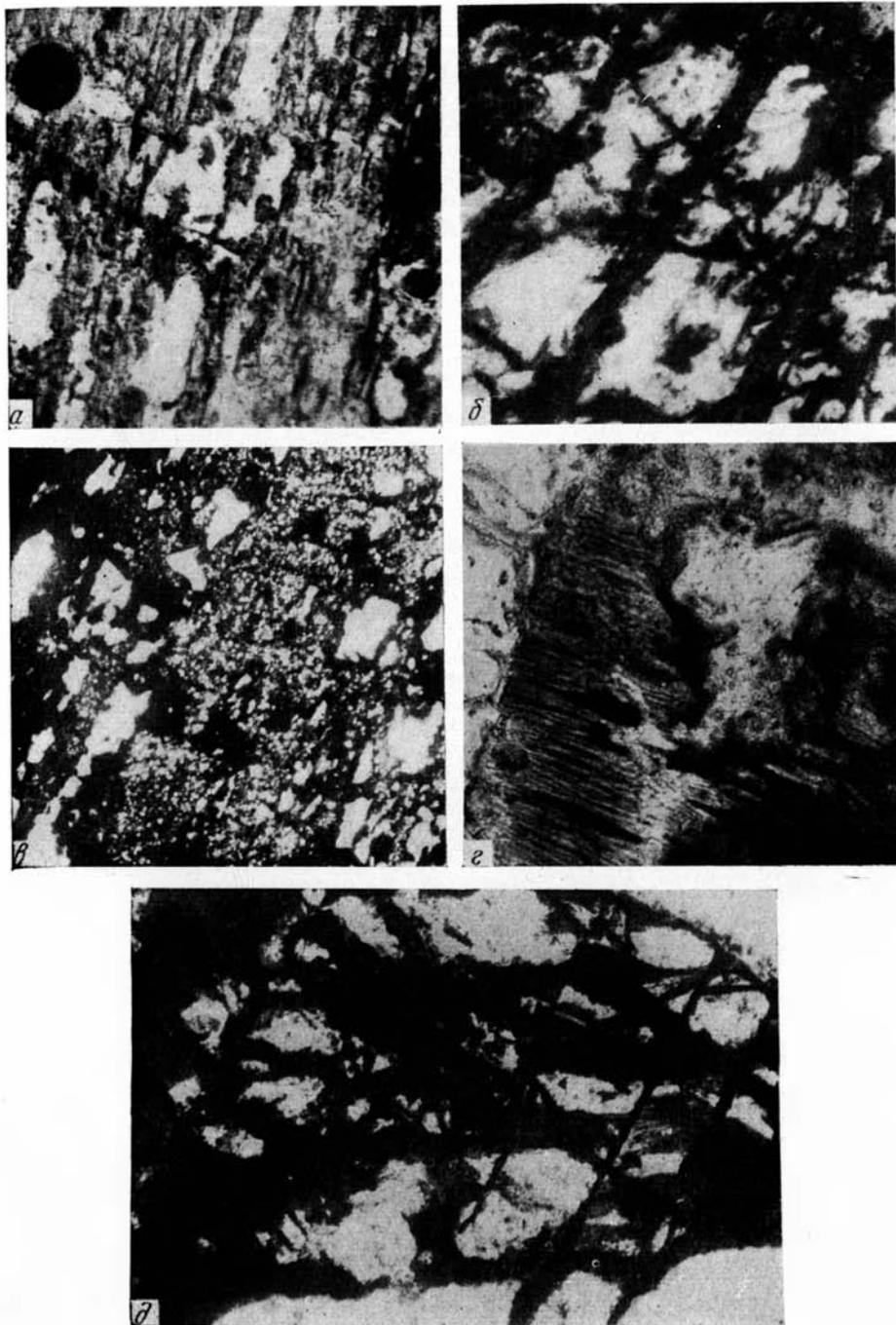
Минеральные преобразования при выветривании лабрадора. Украина

a, б, в — постепенное замещение лабрадора монтмориллонитом. Ув. 150 (*a*), 72 (*б, в*), николи +;
г — гидрослюдисто-хлоритовые агрегаты по темноцветным. Ув. 72, николи скрещены; *д* — крупно-
 кристаллический каолинит по лабрадору. Ув. 72, николи +; *е* — мелкокристаллический каолинит.
 Ув. 72, николи +



Продукты изменения кварц-биотит-силлиманитового сланца. ДРВ

a — выветрелый кристаллический сланец с полосчатой структурой (1 — силлиманит, 2 — биотит). Ув. 150, без анализатора; *b* — скелетная псевдоморфоза гидроокислов железа по гранату, в пустотах — кристаллический гипсцит. Ув. 150, без анализатора; *в* — то же. Ув. 300, без анализатора; *г* — сильно выветрелый кристаллический сланец. Видны останцы кристаллов силлиманита (1), замещенных каолинитом (2); *д* — вкрапленность и прожилки гематита (черное) в выветрелом кристаллическом сланце. Ув. 150, без анализатора



Продукты выветривания гранита. Сейшельские острова

a — кали-натриевый полевой шпат, замещенный каолинитом. Сохранились реликты микрелитовой структуры. Ув. 150, без анализатора; *b* — микрелитовые сростания кали-натриевого полевого шпата с кварцем (белое). Полевой шпат замещен каолинитом (темное). Ув. 150, николи +; *c* — полевой шпат выщелочен и замещен гиббситом. Ув. 150, николи +; *d* — хлорит (по роговой обманке) замещен каолинитом. Ув. 300, без анализатора; *e* — скелетная псевдоморфоза гётита по роговой обманке. Ув. 150, без анализатора

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава I	
Распределение химических элементов в исходных магматических породах и породообразующих минералах	9
Распределение малых элементов в разных типах магматических пород	10
Распределение малых элементов в породообразующих минералах магматических пород и их связи с главными элементами	12
Глава II	
Типы кор выветривания основных пород влажных тропиков и субтропиков	29
Типы современного — четвертичного тропического элювия основных пород	30
Типы древнего элювия основных пород	38
Сходство типов современного и древнего элювия	41
Современные — четвертичные коры выветривания основных пород	42
Описание разрезов	42
Разрез вьетнамского типа (ДРВ)	42
Разрез тихоокеанского типа	49
Разрез индонезийского (австралийского) типа	54
Разрез гвинейского типа	56
Полностью (равномерно) измененные и неполностью (неравномерно) измененные коры выветривания	58
Древние коры выветривания основных пород	59
Описание разрезов	59
Разрез коры выветривания лабрадоритов	59
Разрез коры выветривания амфиболитов с гиббсит-гематит-гётитовой верхней зоной	61
Изменения минералов исходных пород при выветривании	68
Пути возникновения свободного глинозема и кристаллизация гиббсита при выветривании	71
Некоторые геохимические параметры латеритных кор выветривания основных пород	77
Условия формирования латеритных кор выветривания	78
Глава III	
Латеритные коры выветривания на породах иного (не основного) состава	84
Типы тропического элювия кислых пород	85
Описание разрезов	86
Разрез коры выветривания кварц-биотит-силлиманитового сланца (район г. Фу-Тхо, ДРВ)	86
Разрез коры выветривания гранита (провинция Гуджарат, Индия)	88
Разрез коры выветривания гранита (остров Маэ, Сейшельские острова)	89
Разрез постмиоценовой — плиоценовой коры выветривания гранито-гнейса в Западной Австралии	91
Сопоставление разрезов	92

Глава IV

Распределение химических элементов в разных типах элювия основных пород	96
Главные породообразующие элементы	97
Современные — четвертичные коры выветривания	97
Элювий вьетнамского типа	97
Элювий тихоокеанского типа	106
Элювий индонезийского и гвинейского типов	114
Обсуждение полученных данных (современные — четвертичные коры выветривания)	115
Общие черты динамики выноса главных элементов	116
Особенности выноса главных элементов при формировании разных типов элювия	119
Особенности поведения разных групп главных элементов	122
Древние коры выветривания	134
Коры выветривания порфиритов с каолинитовой верхней зоной. Казахстан	134
Коры выветривания на лабрадоритах с гиббсит-каолинитовой верхней зоной. Украина	136
Кора выветривания на амфиболитах с гиббсит-гематит-гётитовой верхней зоной. Украина	139
Обсуждение полученных данных (древние коры выветривания)	145
Общие черты динамики выноса химических элементов	145
Особенности выноса главных элементов в разных разрезах древнего элювия	147
Малые элементы	148
Современные — четвертичные коры выветривания	148
Элювий вьетнамского типа	148
Элювий тихоокеанского типа	155
Элювий гвинейского типа	164
Обсуждение данных о выносе малых элементов при формировании современных — четвертичных кор выветривания	168
Общие черты динамики выноса элементов	168
Особенности выноса малых элементов при формировании разных типов элювия	170
Особенности поведения отдельных групп малых элементов	172
Древние коры выветривания	175
Кора выветривания порфирита с каолинитовой верхней зоной. Казахстан	175
Кора выветривания на лабрадоритах с гиббсит-каолинитовой верхней зоной. Украина	180
Кора выветривания на амфиболитах с гиббсит-гематит-гётитовой верхней зоной. Украина	183
Обсуждение данных о выносе малых элементов в древних корах выветривания	188
Закономерности выноса элементов при формировании разных типов латеритных кор выветривания основных пород	189
Динамика выноса элементов при формировании латеритных профилей выветривания	189
Общее количество и состав выносимого материала при формировании разных типов элювия	190
Перераспределение элементов на заключительной стадии выветривания	193

Глава V

Вынос химических элементов при выветривании кислых пород	202
Распределение и вынос главных элементов	202
Распределение и вынос малых элементов	204
Сопоставление выноса элементов при формировании сейшельского разреза с выносом элементов при выветривании базальта в сходных климатических условиях	207
Заключение	209
Литература	216
Фототаблицы (и подписи к ним)	225

CONTENTS

Introduction	5
 Chapter I	
Distribution of chemical elements in parent magmatic rocks and rock-forming minerals	9
Distribution of minor elements in various types of magmatic rocks	10
Distribution of minor elements in rock-forming minerals of magmatic rocks and their relation to major elements	12
 Chapter II	
Types of weathering on basic rocks in humid tropics and subtropics	29
Types of recent — quaternary tropical eluvium of the basic rocks	30
Types of old eluvium of the basic rocks	38
Affinity of recent and old eluvium types	41
Recent — quaternary weathering crusts on basic rocks	42
Description of profiles	42
Viet-Nam type profile	42
Pacific type profile	49
Indonesian (australian) type profile	54
Guinean type profile	56
Completely (uniformly) changed and incompletely (non-uniformly) changed weathering crusts	58
Old weathering crusts of the basic rocks	59
Description of profiles	59
Profile of the weathering crust on labradorites	59
Profile of the weathering crust of amphibolites with gibbsite-hematite-goethite upper zone	61
Changes of parent rock minerals in the course of weathering	68
Ways of derivation of alumina and crystallization of gibbsite in the course of weathering	71
Some geochemical parameters of lateritic weathering crusts of the basic rocks	77
Conditions of the formation of lateritic weathering crusts	78
 Chapter III	
Lateritic weathering crusts of different (not basic) rocks	84
Types of tropical eluvium of acid rocks	85
Description of profiles	86
Profiles of the weathering crust on quartz-biotite-sillimanite schist (Fu-Tho, DRV)	86
Profiles of the weathering crust on granite (Gudjarat province, India)	88
Profile of the weathering crust on granite. (Mahe island, Seychelles group of islands)	89
Profile of Post-Miocene — Pliocene weathering crust of granite-gneiss in the West Australia	91
Correlation of profiles	92

Chapter IV	
Distribution of chemical elements in various types of the basic rock eluvium	96
The main rock-forming elements	97
Recent — quaternary weathering crusts	97
Viet-Nam type eluvium	97
Pacific type eluvium	106
Australian (Indonesian) and Guinea types of eluvium	114
Discussion of the data obtained (recent — quaternary weathering crusts)	115
General features of major elements removal	116
Peculiarities of removal of major elements during formation of various eluvium types	119
Peculiarities of behaviour of various groups of major elements	122
Old weathering crusts of the basic rocks	134
Old weathering crusts of porphyrites with kaolinite upper zone. Kazakhstan	134
Weathering crust on labradorites with gibbsite-kaolinite upper zone. Ukraine	136
Weathering crust on amphybolite with gibbsite-goethite upper zone. Ukraine	139
Discussion of the data obtained (old crusts of weathering)	145
General dynamics features of the chemical elements removal	145
Peculiarities of removal of major elements in different types of old eluvium	147
Minor elements	148
Recent — quaternary weathering crusts	148
Viet-Nam type eluvium	148
Pacific type eluvium	155
Guinea type eluvium	164
Discussion of the data about carry out of minor elements during the formation of recent — quaternary crusts of weathering	168
General dynamics features of the element removal	168
Peculiarities of removal of minor elements during formation of various eluvium types	170
Peculiarities of behaviour of certain groups of minor elements	175
Old weathering crusts	172
Weathering crusts of porphyrites with kaolinite upper zone. Kazakhstan	175
Weathering crust on labradorites with gibbsite-kaolinite upper zone. Ukraine	180
Weathering crust on amphybolite with gibbsite-goethite upper zone. Ukraine	183
Discussion of the data about carry out minor elements in (old crusts of weathering)	188
Regularities of the element removal during formation of various types of lateritic weathering crusts of basic rocks	189
Dynamics of the elements removal during formation of lateritic weathering profiles	189
General quantity and composition of removed material during the formation of various eluvium types	190
Redistribution of elements at the final stage of weathering	193
Chapter V	
Removal of chemical elements in weathering of acid rocks	202
Distribution and removal of major elements	202
Distribution and removal of minor elements	204
Comparison of removal of elements during formation of the Seychelles profile to that during alteration of basalt under similar climatic conditions	207
Summary	209
Bibliography	216
Photo-tables (with legends)	225

Надежда Александровна Лисицына

**Вынос химических элементов
при выветривании основных пород**

*Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом*

Редактор издательства *Л. В. Миракова*

Художник *В. Г. Виноградов*

Художественный редактор *В. Н. Тихунов*

Технические редакторы *И. Н. Жмуркина, Е. Н. Евтянова*

Сдано в набор 5/VII 1972 г. Подписано к печати 1/XII 1972 г.

Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 2.

Усл. печ. л. 20,65. Уч.-изд. л. 21,6.

Тираж 1000 экз. Т-20501. Тип. зак. 1593.

Цена 2 р. 49 к.

Издательство «Наука»,

103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

Чеховский полиграфкомбинат Главполиграфпрома
Государственного комитета Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли,
г. Чехов Московской области

