

Корр. В. И. Р. Е. Т. Ф. И. В. А. Н. И. Ч. 2

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,  
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

# КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ

ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ,  
ПРОЦЕССЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ,  
МИНЕРАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

*Выпуск 2*



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА—1956

Главный редактор  
академик А. Г. БЕТЕХТИН

Ответственный редактор  
И. И. ГИНЗБУРГ



БОРИС БОРИСОВИЧ ПОЛЫНОВ  
(1877—1952)

---

*Посвящается светлой памяти  
академика  
Бориса Борисовича ПОЛЫНОВА*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящем выпуске освещены вопросы состава, возраста, условий залегания и развития древних кор выветривания и полезных ископаемых, генетически связанных с ними. Как и в первом выпуске, здесь также уделено большое внимание экспериментальным работам и методам исследования.

Статьи, помещенные в настоящем выпуске, излагают новые исследования советских ученых в области изучения древних кор выветривания, написанные после выхода в свет в 1952 г. первого выпуска серии «Кора выветривания». Они касаются коры выветривания, развитой на Урале, в Казахстане, на Русской платформе и в Западной Сибири. К сожалению, размер сборника не позволил поместить весь полученный редакцией материал, что заставило отложить часть его до следующего выпуска.

В отличие от первого выпуска редакция нашла необходимым поместить статьи об исследованиях, связанных с изучением минералов, возникающих при современном почвообразовательном процессе. Исследования эти иллюстрируют успехи почвоведов по изучению минералогии и геохимии почв и расширяют существующие взгляды на происхождение минералов коры выветривания. Эти успехи в значительной степени связаны с работами академика Б. Б. Полынова, памяти которого посвящен настоящий выпуск.

Кроме оригинальных статей, в этом выпуске помещен также ряд рефератов и рецензий, дающих представление о той огромной работе, которая ведется в научно-исследовательских институтах и лабораториях нашей страны в области изучения коры выветривания. В библиографическом разделе приведен перечень работ по коре выветривания, опубликованных в 1950—1952 гг. в разных изданиях.

Ни в первом, ни во втором выпусках не опубликованы работы, которые касаются исследований, связанных с железными шляпами, зонами окисления и обеления и т. д. Точно так же в них не затрагиваются проблемы геохимических и химико-минералогических поисков в районах развития коры выветривания и зон окисления минеральных месторождений.

Редакция имеет в виду расширить тематику последующих выпусков серии «Кора выветривания» и отвести этим проблемам достаточное внимание.

У работников геологических, геологоразведочных и исследовательских организаций по всем упомянутым выше вопросам, несомненно, накопились очень важные и ценные наблюдения, представляющие теоретический и практический интерес для широкого круга нашей геологической общественности. Редакция обращается к читателям с просьбой присылать свои статьи, заметки, отдельные интересные наблюдения и замечания по вопросам, связанным с задачами изучения коры выветривания, зон окисления рудных месторождений и геохимических методов поисков полезных ископаемых. Материалы эти следует направлять по адресу: Москва, В-17, Старомонетный пер., д. 35, Лаборатория процессов выветривания и геохимических методов поисков Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР (ИГЕМ АН СССР).

---

---

*А. И. Шерельман*

## ЗНАЧЕНИЕ ТРУДОВ АКАДЕМИКА Б. Б. ПОЛЫНОВА ДЛЯ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

К числу замечательных моментов истории естествознания, несомненно, относится возникновение в конце прошлого века докучаевской школы ученых.

Глубокое проникновение в сущность изучаемых процессов, особое внимание к взаимосвязи между отдельными явлениями природы и, как следствие, восприятие природы как целого, замечательная способность к научному синтезу, умение объединять представителей различных наук и организовать комплексность в научной работе, увязка самых отвлеченных вопросов теории с практикой народного хозяйства, выражающаяся в разработке смелых проектов комплексного использования сил природы — вот основные черты научного творчества Докучаева, унаследованные многими его учениками и последователями.

В числе учеников и последователей В. В. Докучаева мы находим целую плеяду выдающихся ученых. Среди них следует назвать В. И. Вернадского, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, Н. М. Сибирцева, К. Д. Глинка и др. Ярким представителем докучаевского направления являлся и Б. Б. Полюнов.

Круг научных интересов Б. Б. Полюнова был чрезвычайно широк. Здесь мы находим и почвенно-географические исследования различных природных районов — украинских и донских степей, влажных субтропиков Западной Грузии, амурской тайги, степей и полупустынь Монголии, и детальное изучение различных генетических типов почвообразования, как, например, процессов засоления, рассоления, красноземообразования, и изучение процессов выветривания. Б. Б. Полюнову принадлежит заслуга создания нового геохимического направления в географии. Интересовался он и такими общетеоретическими проблемами естествознания, как происхождение жизни на Земле, геологическая роль организмов, влияние химических элементов земной коры на эволюцию жизни на нашей планете.

Поэтому понятно, что Б. Б. Полюнов был известен не только как крупный ученый почвовед, но также и как выдающийся геохимик и географ.

Настоящее сообщение не представляет собой всестороннего обзора научного творчества академика Б. Б. Полюнова — это задача его будущих биографов. Мы ограничимся рассмотрением тех его работ, которые имеют наибольшее значение для геологии и геохимии.

Геологам и геохимикам нашей страны Б. Б. Полюнов известен главным образом своим учением о коре выветривания и новыми представлениями о сущности процесса выветривания пород и минералов. Как

известно, эти вопросы издавна привлекали внимание широкого круга специалистов, в связи с чем им посвящены многочисленные работы как в нашей стране, так и за ее пределами. Вместе с тем во всей мировой литературе нет ни одного исследования, в котором бы с такой глубиной, как в монографии Б. Б. Полынова «Кора выветривания» (1934) и в ряде его последующих статей (1944<sub>2,3</sub>, 1945, 1947<sub>1,3</sub> и др.), рассматривались эти вопросы.

Для подхода Б. Б. Полынова к изучению коры выветривания чрезвычайно характерна концепция развития, которая пронизывает все его построения, причем в этом развитии он вскрывает ряд противоречивых черт. В само понятие «кора выветривания» автор вкладывает очень широкое содержание: «Итак, кора выветривания есть та верхняя часть литосферы, которая слагается рыхлыми продуктами раздробления изверженных и метаморфических пород» (1934, стр. 24).

При выветривании, как и при всяком процессе, наряду с превращением веществ, происходит и превращение энергии, которое также является предметом исследований Полынова. Он устанавливает, что для коры выветривания характерно сосуществование экзоэнергетических и эндоэнергетических процессов. К первым относятся реакции окисления, гидратации, перехода веществ из парообразного состояния в жидкое, а ко вторым — растворение, синтез органических соединений, восстановление минеральных соединений, испарение водных растворов и др.

Среди общих закономерностей, свойственных миграции веществ в коре выветривания, особое внимание Б. Б. Полынова привлекает их круговорот, причем исследователь отвергает метафизическую концепцию замкнутых циклов и рассматривает круговорот веществ как необратимый и поступательный процесс.

В своей книге автор рассматривает круговорот в коре выветривания наиболее распространенных химических элементов земной коры — кислорода, углерода, азота, кремния, алюминия, железа, щелочных и щелочноземельных металлов, хлора, серы и фосфора. При изложении этого материала, наряду с широким привлечением литературы, Полынов использует также материалы личных исследований и устанавливает ряд общих положений.

Однако наибольший интерес, несомненно, представляет заключительная, V глава книги, в которой автор излагает новое учение о формах коры выветривания и их распределении.

Рассматривая судьбу различных химических элементов в коре выветривания, автор устанавливает понятие об их миграционной способности<sup>1</sup>. Если бы миграционная способность всех элементов в коре выветривания была одинаковой, то естественно, что состав горных пород и состав сухого остатка речных вод были бы также одинаковыми. Однако это не так. В то время как в сухом остатке вод преобладают обычно такие элементы, как Ca, S (в виде  $SO_4$ ) и другие, в горных породах преобладают  $SiO_2$ , Al и Fe. Отсюда можно сделать вывод о большей миграционной способности первых элементов, по сравнению со вторыми. Сравнивая средний химический состав сухого остатка речных вод, дренирующих изверженные горные породы, со средним химическим составом этих пород и при-

<sup>1</sup> В более ранних работах Б. Б. Полынов употребляет термин «относительная подвижность элементов» (1934), но в дальнейшем (1944) заменяет его «миграционной способностью», подчеркивая тем самым, что здесь речь идет не о чисто химической подвижности ионов, а о более сложном явлении, в котором большую роль играют живые организмы и коллоиды.



меня особый метод пересчета, Б. Б. Полынов вывел ряды миграции элементов в коре выветривания, получившие широкую известность.

В дальнейшем автор неоднократно уточнял эти ряды и в последней редакции (1948<sub>1</sub>) представил их в следующем виде (табл. 1).

Таблица 1

## Миграционные ряды элементов

(по Б. Б. Полынову, 1948)

Миграционные ряды элементов	Состав рядов миграции	Показатель порядка величины миграции
Энергично выносимые . . . . .	Cl, (Br, J), S	$2n \cdot 10^1$
Легко выносимые . . . . .	Ca, Na/Mg, K	$n \cdot 10^0$
Подвижные . . . . .	SiO <sub>2</sub> (силикатов), P, Mn	$n \cdot 10^{-1}$
Инертные (слабо подвижные)	Fe, Al, Ti	$n \cdot 10^{-2}$
Практически неподвижные .	SiO <sub>2</sub> (кварца)	$n \cdot 10^{-\infty}$

Отметим, что эти данные получены для коры выветривания в целом и для случая выветривания изверженных пород. При рассмотрении отдельных частных циклов выветривания в конкретных природных районах, как подчеркивал Полынов, порядок величин миграционной способности и сама последовательность рядов миграции могут оказаться иными (1944<sub>2</sub>)<sup>1</sup>.

Ряды миграции Б. Б. Полынова имеют фундаментальное геохимическое значение, они в дальнейшем послужили их автору для ряда глубоких построений; не вызывает сомнений, что возможности их геохимического анализа еще не исчерпаны<sup>2</sup>.

В числе «неожиданных открытий» отметим более высокую миграционную способность кальция, по сравнению с натрием, магнием и калием. Это противоречит данным о растворимости простых солей (соли натрия, как известно, значительно легче растворимы, чем соли кальция) и геологической теории А. Е. Ферсмана (Ферсман, Геохимия, т. III, 1937, стр. 423). Однако это противоречие лишь кажущееся, и более высокая миграционная способность кальция легко станет понятной, если мы вспомним такие хорошо известные явления, как большая податливость к выветриванию первичных кальциевых минералов (основные плагиоклазы, амфиболы и др.), по сравнению с натриевыми и калиевыми (кислые плагиоклазы, ортоклаз и слюды) и др.

Таким образом, миграционная способность различных химических элементов в коре выветривания неодинакова и для важнейших элементов

<sup>1</sup> Особенно резко изменяется последовательность рядов миграции и величины миграционной способности при наличии в данном районе месторождения какого-либо элемента. Этим намечается возможность создания особых геохимических методов поисков полезных ископаемых на базе изучения миграции химических элементов в ландшафте. Некоторые из этих методов (например, поиски путем определения содержания элементов в водах и др.) уже используются в геологии. На основе учения Б. Б. Полынова о коре выветривания может быть построена общая теория данного вопроса, которая, несомненно, позволит намного расширить перспективы практического использования подобной методики.

<sup>2</sup> В частности, намечаются пути использования учения Б. Б. Полынова о последовательности миграции элементов для объяснения генезиса осадочных полезных ископаемых, на что указывал проф. Б. П. Кротов в своем выступлении на Всесоюзном совещании по осадочным породам в ноябре 1952 г.

колеблется в тысячи и даже десятки тысяч раз. Поэтому, если мы представим себе выветривание какого-либо массива изверженных пород, то, по Польшову, в ходе этого процесса можно будет наметить ряд стадий. Так, очевидно, что вначале в основном будут вымываться хлор и сера, позднее кора выветривания освободится от большей части оснований (причем кальций и натрий она будет терять быстрее, чем калий и магний), еще позднее кора выветривания лишится большей части  $\text{SiO}_2$  силикатов и в ней останутся главным образом полуторные окислы (особенно  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) и  $\text{SiO}_2$  кварца.

Подобные рассуждения привели Б. Б. Польшова к установлению четырех стадий развития ортоэлювия, т. е. остаточной коры выветривания изверженных пород.

Первая стадия носит название *грубого обломочного ортоэлювия*, который в общем мало отличается по химическому составу от коренной породы. Подобные формы коры выветривания встречаются в молодых горных странах (например, грубообломочные россыпи и др.).

Нам хорошо известны и другие, более развитые формы коры выветривания, покрытой развитым почвенным покровом и содержащей, помимо крупных обломков, значительное количество мелкозема, всегда включающего углекислый кальций. Это *объизвесткованный ортоэлювий* Польшова, который соответствует второй фазе развития коры выветривания, уже потерявшей значительную часть хлора и серы, но характеризующейся относительной устойчивостью  $\text{CaCO}_3$ , накапливающегося в ней. Подобный *объизвесткованный ортоэлювий* чрезвычайно широко распространен в горно-степных районах, например в нашей стране — в Средней Азии и Казахстане, а также в Монгольской Народной Республике, где он изучался Польшовым.

В природе встречаются и еще более развитые формы коры выветривания, из которой вынесен весь  $\text{CaCO}_3$  и значительная часть других оснований и начинается вынос части  $\text{SiO}_2$  (силикатов), что соответствует третьей фазе, по Польшову. В результате образуется *сиаллитный ортоэлювий*, состоящий в значительной части из глинистых минералов различного типа (каолинит, бейделлит, галлуазит и др.).

При дальнейшем развитии процесса выноса кора выветривания лишается почти всех оснований и  $\text{SiO}_2$  силикатов. В результате в ней относительно накапливаются наименее подвижные компоненты:  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и в ряде случаев —  $\text{SiO}_2$  кварца.

Эта четвертая стадия представлена *аллитным ортоэлювием*, широко распространенным в настоящее время в экваториальных странах (Конго, Гвiana, Индонезия и др.) в виде латеритов и аналогичных им образований.

Таким образом различные и хорошо известные геологам формы остаточной коры выветривания (латериты, каолиновая кора и др.) рассматриваются Польшовым не как изолированные типы, а как стадии общего процесса, выражающегося в удалении из коры выветривания различных подвижных соединений, причем по мере развития этого процесса удаляются все менее и менее подвижные компоненты.

В результате отчетливо выступает роль фактора времени в формировании коры выветривания. В частности, Б. Б. Польшов указывает, что наиболее поздняя стадия — стадия аллитного ортоэлювия — приурочена не только к областям, где выветривание протекает особо интенсивно (влажный и жаркий климат), но и к областям древней суши, где выветривание началось еще в третичном периоде и протекает непрерывно в течение мил-

лионов лет. В этих же областях на более молодых породах нередко латериты отсутствуют — они еще не успели образоваться, и там развита предшествующая им стадия развития коры — различные формы сиаллитного ортоэлювия. Таковы, например, четвертичные лавы Мадагаскара, которые отнюдь не несут на себе аллитной коры, хотя последняя характерна для соседних участков более древней суши (Польшов, 1934).

Автор особенно подчеркивает, что из его теории совсем не следует, что элювий в своем развитии всегда достигает аллитной стадии и что, например, в пустынях со временем должны образоваться латериты. Накопление  $\text{CaCO}_3$  в коре выветривания сухого климата задерживает наступление последующих стадий, а его вынос из элювия протекает настолько медленно, что практически в отрезки времени, представленные целыми геологическими периодами, господствует стадия обызвесткованного ортоэлювия. Точно так же мы не знаем латеритов в условиях влажного умеренного пояса — выветривание здесь не достигает аллитной стадии.

В областях с влажным климатом во многих случаях обызвесткованный ортоэлювий не образуется и кора выветривания быстро достигает сиаллитной стадии. Правда, и в этом случае этап относительного накопления кальция будет иметь место, но он проявится более слабо, не в форме аккумуляции больших масс  $\text{CaCO}_3$ , а в форме накопления обменного кальция в коллоидном комплексе глин (Польшов указывает, что иногда в подобных сиаллитных образованиях, макроскопически лишенных углекислой извести, микроскоп обнаруживает отдельные кристаллы кальцита).

Таковы общие представления В. Б. Польшова о формах и стадиях развития ортоэлювия. В дальнейшем изложении он переходит к судьбе растворимых продуктов выветривания, которые выносятся из ортоэлювия поверхностными и подземными водами. Эти продукты частично уносятся реками в океан, частично задерживаются на континенте в пониженных элементах рельефа, накапливаясь в различных континентальных отложениях (делювий, пролювий, озерный и речной аллювий и т. д.). В результате образуются различные формы аккумулятивной коры выветривания. Естественно, что такие наиболее подвижные продукты выветривания, как хлориды и сульфаты, будут уноситься дальше всего от области развития ортоэлювия, ближе будут отлагаться карбонаты кальция и еще ближе будет накапливаться кремниевая кислота.

Таким образом, по Польшову, элювиальная кора выветривания сопряжена с определенными формами аккумулятивной коры выветривания. Так, например, в области развития обызвесткованного ортоэлювия, из которого выносятся главным образом хлориды и сульфаты, в понижениях рельефа образуется хлоридно-сульфатная кора выветривания, представленная осадками различного состава (суглинки, супеси, пески и т. д.), пропитанными хлоридами и сульфатами. Таковы, в частности, хорошо известные геологам и почвоведом солончаки, соленые грязи и другие образования, широко распространенные в понижениях рельефа в пустынях и степях.

Понятно, что с сиаллитным ортоэлювием будут сопряжены две формы аккумулятивной коры выветривания: ближе к ортоэлювию — аккумулятивная карбонатная кора (содержащая  $\text{CaCO}_3$ , отложенный из грунтовых и поверхностных вод) и дальше от ортоэлювия — аккумулятивная хлоридно-сульфатная кора.

Не следует, таким образом, думать, что хлоридно-сульфатные аккумуляции возможны только в условиях сухого климата, как это обычно излагается в учебных руководствах. В действительности они могут встречаться и в странах с влажным климатом при благоприятных геоморфологических и других условиях. Так, по Полюнову (1934), подобные образования известны в дельте Ганга у Калькутты и на бенгальских берегах Индостана, на западном побережье Тайваня и в других местах.

Свои основные выводы в области учения о коре выветривания Полюнов формулирует следующим образом (Полюнов, 1952, стр. 378).

«1. Кора выветривания образуется в двух различных формах: в форме остаточной коры (элювия) и в форме аккумуляций, обогащенных подвижными продуктами выветривания.

2. Остаточная кора выветривания переживает последовательно следующие фазы развития: грубообломочный элювий, карбонатный элювий, сиаллитный элювий (остаточных глин) и аллитный элювий.

3. Аккумулятивная кора выветривания представлена в виде трех основных типов: хлоридно-сульфатного, карбонатного и сиаллитного.

4. Между формами, фазами и типами остаточной и аккумулятивной коры выветривания, с одной стороны, и геоморфологическими элементами, — с другой, существуют известные закономерные отношения. Остаточные фазы коры выветривания свойственны водораздельным высотам и чем более господствующее положение занимает водораздел, тем типичнее и ярче представлены фазы остаточной коры выветривания на нем.

Последовательное развитие фаз — от обломочной до сиаллитной — должно сопровождаться последовательным изменением форм рассеченно-скалистых в формы плоскоравнинных водоразделов.

5. Хлоридно-сульфатные аккумуляции свойственны рыхлым отложениям, одевающим бессточные впадины, приморские и приозерные плоские и низкие побережья, низкие террасы речных долин и слабо дренируемые предгорные равнины.

6. Карбонатные аккумуляции, лишённые скоплений хлоридных и сульфатных солей, наиболее свойственны делювиальным, одевающим склоны плащом, пролювиальным предгорным равнинам, обладающим внутренним стоком, и террасам речных долин.

7. Сиаллитные аккумуляции свойственны всем континентальным отложениям (но не элювию) при условии достаточно ярко выраженного внутреннего стока.

8. В аллювиальных отложениях могут участвовать все типы аккумуляций».

Положения о связи между остаточными и аккумулятивными формами коры выветривания сводятся к следующему (там же).

«I. Остаточный карбонатный элювий водоразделов сопряжен с карбонатной аккумуляцией в одевающих склоны отложениях и хлоридно-сульфатной в отложениях депрессий наиболее низкого в данном бассейне уровня. При этом солесборной областью для хлоридов и сульфатов служит вся толща коры выветривания, как остаточной, так и аккумулятивной, слагающая водосборную площадь депрессий (гобийский тип).

II. Остаточный сиаллитный элювий водоразделов сопрягается с сиаллитными аккумуляциями в одевающих склоны отложениях, карбонатными — в нижней части этих же склонов и в связанных геоморфологически с водоразделом пролювиальных плащах и с хлоридно-сульфатными в от-

ложениях депрессий. Вся сиааллитная толща коры выветривания данного бассейна служит областью питания для карбонатных аккумуляций, для хлоридно-сульфатных же к ней прибавляется и карбонатная кора выветривания, т. е. аккумулятивная кора выветривания всей водосборной площади (северомонгольский тип, например бассейн Ихе-Тухум-Нора).

III. Аллитный элювий водоразделов сопрягается с теми же аккумуляциями в отложениях, одевающих склоны и депрессии, какие отмечены для предыдущего<sup>1</sup>.

Аллитных форм делювия, пролювия и аллювия не может быть, ибо переотложенный на склоны и понижения аллитный материал неминуемо подвергается действию приносящих кремнезем растворов и обогащается соединениями кремнезема. Только при условии формирования новых водоразделов и возникновения в их пределах этих новых центров элювия (неоэлювия) можно допустить возвращение процесса к типично аллитным остаточным образованиям<sup>2</sup>.

Выше мы кратко осветили взгляды Б. Б. Полюнова на развитие остаточной коры выветривания изверженных пород (ортоэлювия) и сопряженных с ней форм аккумулятивной коры выветривания. Но в природе нередко выветриванию подвергаются не только изверженные породы, но и морские осадочные породы и континентальные отложения, остаточная кора выветривания которых («п а р а э л ю в и й» и «н е о э л ю в и й», по Полюнову) также проходит в своем развитии стадии, имеющие ряд специфических особенностей. Весьма интересны также формы аккумулятивной коры выветривания, сопряженные с параэлювием и неоэлювием. Все эти вопросы подробно разбираются Полюновым, однако, из-за недостатка места, мы не будем на них останавливаться.

Таким образом, вопреки односторонним представлениям старых авторов, рассматривавших различные формы коры выветривания (латеритная кора и др.) как неизменные «климатические типы выветривания», работами Б. Б. Полюнова создано учение о трех основных циклах развития коры выветривания (циклы развития ортоэлювия, параэлювия и неоэлювия). При этом автор рассматривает не только формы остаточной (элювиальной) коры выветривания, которые только и описывались в прежних работах, но и сопряженные формы аккумулятивной коры выветривания, к которой, например, относятся хлоридно-сульфатные накопления пустынь и ряд других. В результате Полюновым выделены основные конкретные формы коры выветривания и установлены закономерности их географического распространения.

На место старых представлений, рассматривавших кору выветривания только как функцию климата, было внесено в науку новое представление о коре выветривания как функции не только климата, но и времени (учение о стадиях развития коры выветривания), геологического строения (циклы развития коры) и рельефа местности (элювиальная и сопряженная с ней аккумулятивная кора). В ходе этих исследований Б. Б. Полюнов также разработал методику геохимического изучения

<sup>1</sup> Нам неизвестны конкретные примеры, в которых бы аллитный аллювий был связан со всеми последовательными формами аккумулятивной коры выветривания, вплоть до карбонатной и хлоридно-сульфатной. Однако некоторое приближение к такой полной схеме дает Хангай с его южными склонами в Великую долину соляных озер Монголии. Здесь, начиная от выветривания субальпийской зоны, имеющего, как это уже было указано, аллитную тенденцию, можно проследить все формы аккумуляций, вплоть до хлоридно-сульфатных приозерных.

<sup>2</sup> Однако реальные случаи такого аллитного неоэлювия неизвестны.

коры выветривания, тесно связанную с изучением геохимии ландшафта. На характеристике этой методики мы остановимся несколько позже.

Свое учение о коре выветривания Польшов в значительной степени строил на материалах личных экспедиционных исследований. Так, известкованный ортоэлювий и сопряженные с ним хлоридно-сульфатные аккумуляции он наблюдал в степях и полупустынях Монголии, различные формы неозювия — в Заволжье и в Прикаспийской низменности, красноземную кору выветривания — в Западной Грузии.

Особенно детально им были изучены остаточная красноземная кора выветривания и хлоридно-сульфатная аккумулятивная кора выветривания, характеристике которых посвящен ряд классических исследований (красноземная кора выветривания — 1933<sub>1</sub>, 1935<sub>2</sub>, 1936, 1944<sub>3</sub>; хлоридно-сульфатная аккумулятивная кора выветривания и ее почвы — 1930<sub>2,3</sub>, 1931, 1932<sub>1,2</sub>, 1933<sub>2,3</sub>, 1934<sub>2</sub>, 1935<sub>3</sub>).

Единственным районом распространения современной красноземной коры выветривания в СССР, как известно, является район Батуми в Западной Грузии, издавна привлекавший внимание исследователей. Достаточно напомнить, что до Б. Б. Польшова здесь работали В. В. Докучаев, П. А. Земятченский, К. Д. Глинка, П. С. Коссович, С. А. Захаров и другие крупные геологи и почвоведы. На первом этапе исследования здешние почвы рассматривались как латериты (Докучаев), но позднее было доказано их отличие от типичных латеритов, в связи с чем они стали именоваться красноземами (К. Д. Глинка). При этом данные почвы рассматривались как реликты третичного времени, когда в условиях влажного тропического климата протекало интенсивное выветривание и шло красноземобразование. В современную же эпоху, согласно этой точке зрения, в связи с изменением климата красноземы не образуются и на них накладывается новый процесс почвообразования — подзолистый, различные проявления которого наблюдались в верхних горизонтах красноземов. Доводом в пользу этой теории, получившей общее признание и вошедшей в учебники, считали отсутствие красноземов на четвертичных террасах в данном районе. Исследования Б. Б. Польшова с сотрудниками, проводившиеся с целью расширения субтропического земледелия, привели к существенно иным выводам.

Прежде всего Б. Б. Польшов установил, что нельзя латериты и красноземы рассматривать как почвы, как понятия того же порядка, что черноземы или подзолы. Никто, указывает Б. Б. Польшов, не видал черноземов или подзолов мощностью в десятки метров, а красноземы и латериты нередко характеризуются именно такими мощностями. Латериты и красноземы суть формы коры выветривания, аналогичные лессам, каолинам, моренным суглинкам, которые теперь, после работ В. В. Докучаева, уже никто не называет почвами. Таким образом, наличие подзолистой почвы на красноземе нельзя рассматривать как наложение современного подзолистого почвообразования на древнее красноземное, так же как чернозем на лёссе никто не рассматривает как наложение современного почвообразования на древнее. По Польшову, на красноземной коре выветривания могут формироваться различные почвы, которые, кстати, как им было показано, отнюдь не относятся к подзолистому типу. Но правилен ли взгляд на красноземы как на реликтовые образования? Б. Б. Польшов убедительно доказал, что и в современную эпоху выветривание в районе Батуми протекает в сторону образования красноземов. Об этом, в частности, свидетельствует высокое содержание  $\text{SiO}_2$  в сухом остатке речных вод этого района, указывающее на современный вынос кремнекислоты из коры выветривания и, следовательно, на относительное накопление в ней

соединений железа и алюминия. Что же касается отсутствия красноземов на низких террасах, то там они и не могут образоваться, так как красноземы — это форма элювиальной (остаточной) коры выветривания, не образующейся на террасах, для которых характерны формы аккумулятивной коры выветривания. Современный влажный субтропический климат района Батуми (до 2500 мм осадков в год) также благоприятствует интенсивности выветривания. Вместе с тем красноземная кора выветривания района Батуми является очень древним образованием: формирование ее началось еще в третичном периоде в условиях равнинного рельефа, благоприятствовавшего образованию мощной коры и препятствовавшего смыву. Впоследствии, в результате тектонических поднятий, произошло омоложение рельефа, начался интенсивный размыв красноземной коры, в которой был заложен современный холмистый рельеф предгорий. Современные геоморфологические условия данного района (холмистый рельеф) не благоприятствуют дальнейшему формированию мощной коры выветривания (интенсивный смыв), но направленность процесса выветривания остается той же, что и в третичном периоде.

В красноземах района Батуми нет свободных гидрокислов алюминия, в связи с чем это не аллитная кора, а с и а л л и т н о - ф е р р и т н а я, в которой железные глины разрушаются целиком с образованием гидрокислов железа, а среди алюминиевых глин преобладают каолинитогаллуазитовые. Таким образом, это переходная стадия к настоящей аллитной коре выветривания, в которой разрушаются как железные, так и алюминиевые глины.

Б. Б. Польшов (1944<sub>3</sub>) обнаружил интересное явление в красноземах — они нередко содержат  $Cl'$  и  $SO_4''$  больше, чем двухвалентных катионов, как это видно, например, из следующего анализа одного из образцов красноземной коры выветривания, в котором катионы определялись в 20%-HCl вытяжке:

$Cl'$ — 2,77	$Ca^{++}$ — 0,09
$SO_4''$ — 0,28	$Mg^{++}$ — 0,69
—	$Na^+$ — 0,08
—	$K^+$ — 0,11

Даже без перечисления на эквиваленты, как указывает Польшов, видно преобладание анионов, причем последние не извлекаются из краснозема водой, но переходят в раствор при обработке образца фосфорнокислыми солями. Б. Б. Польшовым совместно с А. И. Троицким (1935<sub>2</sub>) было показано, что в данном случае, очевидно, имеет место обменная адсорбция анионов, поглощенных положительно заряженными железистыми коллоидами, которыми так богаты красноземы.

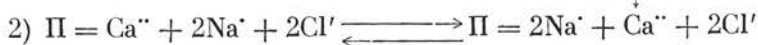
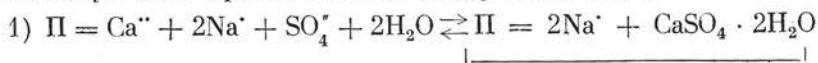
Рассматривая миграционную способность элементов в красноземной коре выветривания района Батуми (по вышеизложенной методике), Польшов устанавливает, что наименее подвижным элементом здесь является железо. Алюминий, миграционная способность которого также невелика, все же характеризуется значительно более высокой миграционной способностью, о чем свидетельствует его наличие в листьях деревьев, растущих на красноземной коре выветривания (в золе листьев граба было определено до 16%  $Al_2O_3$ ) и обогащение им (по сравнению с  $Fe_2O_3$ ) аккумулятивной коры выветривания. Польшов предполагает, что алюминий мигрирует в данном случае или в виде золя (органо-минерального, кремне-глиноземного), или даже частично в ионной форме. Это обстоятельство необходимо учитывать геологам, исследующим условия образования

осадочных месторождений алюминия. Очень высокой миграционной способностью обладает в этих условиях  $\text{SiO}_2$ , которая выносится почти с такой же интенсивностью, как и кальций. Для магнезия на поздних этапах формирования коры, напротив, устанавливается сравнительно слабая миграционная способность, что находит отражение в образовании абсорбционных магнезиальных соединений и накоплении обменного Mg в коре выветривания. Таковы основные особенности геохимии красноземной коры выветривания, впервые установленные Б. Б. Польшовым.

В итоге этих исследований, которые были потом продолжены его учениками и сотрудниками (Троицкий и др.), вышло новое представление о красноземной коре выветривания и ее почвах, имеющее большое значение для развития субтропического земледелия в СССР, особенно для развития чайной культуры. Эти представления также весьма важны для геологов, изучающих древнюю красноземную кору выветривания, широко распространенную на территории СССР.

Не менее плодотворным было изучение Б. Б. Польшовым хлоридно-сульфатной аккумулятивной коры выветривания и связанных с ней почв, проводившееся в 30-е годы. Эти работы выполнялись главным образом в связи с проектированием ирригации Заволжья и явились основой для последующих мелиоративных изысканий.

Особенно интересны были экспериментальные работы Б. Б. Польшова с сотрудниками (Б. И. Философов, С. В. Быстров, П. Ф. Мартынов и др.), характеризующие процессы изменения химического состава грунтовых вод при их передвижении в почвах и грунтах. В качестве примера приведем одну группу опытов, в которых изучалось капиллярное поднятие в грунте растворов, состоящих из хлоридов и сульфатов натрия. При этом было обнаружено, что хлориды поднимаются значительно скорее, чем сульфаты, причем в этом случае в грунте появлялся гипс. Согласно Польшову, в данном случае происходила обменная реакция между поднимающимися растворами и поглощающим комплексом грунта (II) — катион натрия раствора вытеснял из поглощающего комплекса обменный кальций. В результате в растворе появлялся труднорастворимый гипс, который выпадал в осадок, скорость передвижения сульфатов замедлялась, в верхних горизонтах почвы начинали преобладать хлориды и, в частности, появлялся  $\text{CaCl}_2$  (опять-таки за счет обменной реакции катиона натрия раствора с катионом кальция поглощающего комплекса). Эти реакции могут быть представлены в следующем виде:



При дальнейшем развитии процесса засоления растворы, содержащие сульфаты натрия, могут подняться к поверхности и, реагируя с  $\text{CaCl}_2$ , привести к образованию здесь гипса.

Таким образом, по Польшову, при активном засолении отношение  $\text{Cl}' : \text{SO}^{--}_4$  в почве выше, чем в грунтовой воде. Накопление на поверхности  $\text{CaCl}_2$  также является признаком первых стадий засоления. При процессах рассоления, напротив, хлориды быстрее вымываются из почвы, чем сульфаты, в связи с чем отношение  $\text{Cl}' : \text{SO}^{--}_4$  в почве меньше, чем в грунтовой воде.

Изучая солевой состав почв и грунтовых вод, можно, по Польшову, решать важные в теоретическом и практическом отношении вопросы о направленности миграции солей, о наличии засоления или рассоления.



Мы не можем останавливаться здесь на всех экспериментальных работах, выполненных Б. Б. Полыновым с сотрудниками, и приведем упомянутые опыты лишь в качестве примера. Не менее интересными были опыты по экспериментальному воспроизведению десульфуризации, проводившиеся совместно с П. Ф. Мартыновым, и ряд других. Руководя исследованиями в Заволжье и Прикаспийской низменности, Б. Б. Полынов детально разработал методику полевого исследования процессов засоления и рассоления и внес много нового в понимание процессов миграции солей на всей этой огромной территории.

В частности, было введено понятие о критическом (для засоления) уровне залегания грунтовой воды и предложены методы определения этого уровня, разработана методика построения солевых профилей, широко используемая в настоящее время, созданы новые представления об эволюции засоленных почв Заволжья и разработаны основы генетической классификации засоленных почв.

Исследования по миграции солей в коре выветривания при образовании засоленных почв в дальнейшем продолжил ученик Б. Б. Полынова, член-корр. АН СССР профессор В. А. Ковда. Его исследования и исследования его сотрудников, охватившие различные районы распространения засоленных почв и грунтов (Средняя Азия, Кура-Араксинская низменность, Барабинская лесостепь и др.), дали много нового фактического материала и привели к дальнейшим обобщениям в этой области, представляющей теперь крупный самостоятельный раздел советского почвоведения (Ковда, 1937, 1946). Эти исследования Полынова и его последователей представляют большой интерес не только для почвоведов и мелиораторов, но также для геохимиков, гидрогеологов и лимнологов.

Широкие почвенно-географические исследования, проведенные Полыновым в различных природных районах нашей страны, привели его к идее о необходимости комплексных исследований, идее, столь характерной для почвоведов докучаевской школы, начиная с самого В. В. Докучаева<sup>1</sup>.

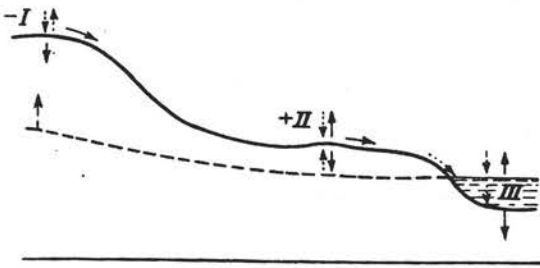
Необходимость совместной работы почвоведов, геологов, геохимиков, ботаников и других специалистов постоянно подчеркивалась Б. Б. Полыновым. Так, заканчивая свой предварительный отчет по рекогносцировочным исследованиям полупустынных областей Гоби (Монголия) и говоря о месте гидрогеологических и геохимических работ в этих исследованиях, Б. Б. Полынов указывал следующее (1930<sub>1</sub>).

«В заключение необходимо подчеркнуть, что как эти гидрогеологические, так и геохимические исследования не могут привести к желательным результатам, если они будут сосредоточены в каких-либо отдельных пунктах одностороннего проявления гидрогеологических и геохимических процессов (например, озера или колодцы). Только полное и координированное согласование этих работ с изучением почвенного покрова и грунтовых (подпочвенных) вод, изучением, охватывающим геохимическую жизнь не отдельных точек, а общего покрова страны, и изучением, выясняющим общую картину режима грунтовых вод, — только такая совокупная работа и может привести к результатам высокой ценности».

Из сказанного понятен интерес Б. Б. Полынова к ландшафтному направлению в географии, проявившийся в его исследованиях донских песков (1926, 1927) и Монголии (1926<sub>1</sub>, 1930<sub>1</sub>). Эти работы справедливо счи-

<sup>1</sup> Вспомним Нижегородские и Полтавские экспедиции последнего, в которых, помимо почвоведов, участвовали также геологи, ботаники, климатологи, агрономы и другие специалисты.

таются классическими образцами ландшафтных исследований. Вопреки существовавшему в то время представлению о ландшафтах как о «гармонической системе», Польшов показал, что в каждом природном ландшафте следует различать «прогрессивные», «консервативные» и «реликтовые» элементы. Изучение последних (и, в частности, реликтовых признаков почв) позволяет восстановить историю развития ландшафта, что им было мастерски показано на примере развития долины Дона. Из этих же региональных исследований родилось понятие об «элементарном ландшафте». Б. Б. Польшов совместно с И. М. Крашенинниковым разработал особый метод детального ландшафтно-почвенного картографирования и



Фиг. 1. Основные типы форм земной поверхности в природном ландшафте (по Польшову, 1948<sub>1</sub>)

составления особых типов карт — «карт элементарных ландшафтов».

Географические работы Польшова получили полное признание со стороны географов, выразившееся, в частности, в присвоении их автору высших наград Всесоюзного географического общества — Большой золотой медали и медали имени П. П. Семенова-Тян-Шанского.

Однако физико-географическое направление в изучении ландшафтов не удовлетворяло полностью Б. Б. Польшова; он искал новых путей в этой области и во 2-й части «Кора выветривания» предполагал изложить учение о формировании ландшафтов на геохимической основе (предисловие к книге «Кора выветривания», 1934). Реальное воплощение эти планы получили лишь в последние годы, когда Польшов заложил основы нового, геохимического направления в географии. Обоснованию этих положений, а также изложению методики геохимического исследования ландшафтов посвящаются статьи «Современные задачи учения о выветривании» (1944<sub>2</sub>) и «Геохимические ландшафты» (1946<sub>1</sub>).

В каждом природном ландшафте Польшов различает три категории форм земной поверхности по условиям миграции химических элементов (фиг. 1).

К первой (I) категории относятся водораздельные участки, где формируется элювиальная кора выветривания, получающая воду только с атмосферными осадками; понятно, что эти участки не могут обогащаться элементами твердого и жидкого стока, которые на них не поступают.

Ко второй (II) категории принадлежат участки, расположенные ниже по рельефу над уровнем грунтовых вод, из которых в почву и растения поступают различные химические соединения, оказывающие значительное влияние как на супераквальные (надводные) почвы, так и на весь ландшафт.

И, наконец, к третьей категории (III) относятся подводные поверхности местных водоемов, где развиты субаквальные (подводные) почвы. Понятно, что и супераквальные и субаквальные почвы и соответствующие им ландшафты находятся в значительной зависимости от ландшафтов первого типа, от которых они получают с грунтовыми и поверхностными водами наиболее растворимые химические соединения. В итоге миграция химических элементов связывает между собой все три элемента поверхности, образующих единое целое — геохимический ландшафт.

Методика изучения геохимии ландшафта предусматривает исследование всех трех упомянутых выше элементов поверхности, их почв, растительности, коры выветривания, поверхностных и подземных вод.

Эта же методика является той новой геохимической методикой изучения коры выветривания, о которой мы говорили выше. В ее основе лежит изучение ландшафтов, сложенных одним типом горных пород (на первом этапе исследования — изверженных). Изучая химический состав речных вод, которые дренируют эти породы, и сравнивая его с составом самих пород, делают заключение о миграционной способности элементов в данном конкретном ландшафте.

Понятно, что эта миграционная способность может несколько отличаться от рядов миграции, выведенных для коры выветривания в целом<sup>1</sup>. Установление миграционной способности элементов в данном ландшафте уже позволит сделать интересное заключение о его геохимии (интенсивная миграция одних элементов и инертность других и т. д.).

Следующим этапом является изучение остаточной (элювиальной) коры выветривания.

Далее изучается состав почвенных и грунтовых вод, вод небольших ручьев, по сравнению с составом речной воды, дренирующей весь район. Такое сравнение дает представление о процессах концентрации химических элементов, задерживаемых внутри ландшафта на разных путях их миграции (в коре выветривания, в почвах понижений, в осадках небольших озер и т. д.). Важным моментом геохимического познания ландшафта является также изучение зольного состава растительности водоразделов и нижних частей склонов и сравнение этого состава с составом почв, коры выветривания и вод.

Совокупность всех этих исследований, по Польшову, позволит выявить основные особенности геохимической жизни ландшафта, установить связь между отдельными его частями (растительность — почва — кора выветривания — воды или водораздел — речная долина — река — озеро и т. д.), наметить пути переделки природы ландшафта.

Новые представления о геохимии ландшафта были доложены Б. Б. Польшовым Общему собранию Академии наук СССР 28 октября 1947 г. во время сессии, посвященной тридцатилетию Великой Октябрьской социалистической революции. В этом докладе автор, развивая идеи В. И. Вернадского о геологической роли живых организмов, рассматривает ряды миграции элементов в коре выветривания, о которых мы писали выше, и, наконец, приходит к представлению о конкретных ландшафтах и о миграции химических элементов в них. В сжатой форме он дает геохимическую характеристику ландшафтов пустынь Средней Азии, черноземных степей, таежно-лесной зоны и влажных субтропиков; показывает, что эти ландшафты различаются по характеру миграции и накоплению химических элементов в почвах, природных водах и организмах.

Так, например, для ландшафтов пустынь Средней Азии характерна интенсивная миграция лишь «энергично выносимых» элементов рядов миграции (Cl, SO<sup>4</sup>). «Миграция этих элементов, — указывает Б. Б. Польшов, — накладывает яркий отпечаток и на почвы, и на местные воды, и на растительность и связывает все эти «черты ландшафта» между собой крепкой причинной обратимой связью» (1948<sub>1</sub>, стр. 9).

Для черноземных степей особенно характерна интенсивная миграция кальция — элемента, относящегося ко второй группе рядов миграции —

<sup>1</sup> Эти отличия были показаны Б. Б. Польшовым на примере влажных субтропиков Западной Грузии и горных лугов Сванетии (1944<sub>2</sub>, 1946<sub>1</sub>).

«легко выносимых». Говоря о черноземных степях Европийской части СССР, Б. Б. Полюнов пишет: «Это страна, где первая группа энергично мигрирующих элементов уже вынесена и главным мигрирующим элементом является кальций, который налагает свой отпечаток на почвы, грунты, воды и организмы» (там же, стр. 10).

С позиций геохимии иногда можно разобраться в причинах резкого различия ландшафтов даже в пределах одного физико-географического района. Такой пример приводит Б. Б. Полюнов в своем докладе.

«Если ехать по железной дороге из Ленинграда во Псков, то недалеко от г. Порхова, у местечка, именуемого Красной Горкой, можно наблюдать интересную картину. По одну сторону дороги видна большая пологая возвышенность, частью покрытая дубовой рощей, частью же занятая культурными полями. В соответствующее время года эти поля отмечаются густыми всходами хлебных злаков и носят все признаки того, что обычно называется «тучными» полями. Внизу у подошвы этой возвышенности расстилается луг с небольшим ручьем чистой прозрачной воды, покрытый пестрым ковром цветов, среди которых заметно обилие головок клевера.

Совершенно иная картина по другую сторону дороги. И там возвышенность, но она покрыта темным еловым лесом с примесью березы и осины. И там около леса есть культурные поля, но простым глазом можно заметить, что и урожайность этих более редких всходов и самое качество хлебов явно ниже, и там есть луговое понижение у подножья возвышенности, но никаких ярких цветов на этих лугах нет. Они покрыты осоками, среди сплошных зарослей которых выделяются пятна болотных мочажин с кочками.

Чем же объясняется такое поразительное различие?

В первом случае возвышенность сложена из так называемой карбонатной морены — породы, которая обильна содержанием углекислой извести. При исследовании почвы возвышенности обнаружено, что на поверхности углекислой извести уже нет, она промыта и вынесена до глубины около метра. Но все же в другой форме кальция осталось достаточно, чтобы давать высокие урожаи хлебов, чтобы расти дубу, который, вообще говоря, в этих широтах не так уже распространен и подходит здесь к северной границе своего распространения. Но еще более углекислой извести внизу, куда она приносится водой, промывающей эту возвышенность; грунтовые воды и жесткая вода ручья содержат ее там в предельном количестве, т. е. в том количестве, в котором она может растворяться в воде. Эта вода питает луговые травы и потому-то мы и встречаем там клевер, ибо он, как и другие травы того же семейства, обладает особенно высокой избирательной способностью к извести.

Совершенно иное дело на другой стороне. Там моренные ледниковые отложения представлены выщелоченными глинами и суглинками, в которых кальций содержится в ничтожном количестве; в полном соответствии с этим находятся и почвы полей, в которых уже видны признаки подзолообразования, в результате чего — низкая урожайность хлебов и унылые, мокрые луга со мхами и осоками и мягкой, бедной солями водой.

В первом случае мы наблюдаем ландшафт, где степень миграции элементов находится еще в состоянии второй группы благодаря обильным запасам кальция в породе. Во втором случае весь ландшафт характеризуется уже состоянием пятой группы. Здесь устойчив только кварц подзолистого горизонта. Остальное либо вымыто из почвы, либо вымывается.

Свой доклад Б. Б. Полюнов заканчивает геохимической характеристикой ландшафтов влажных субтропиков.

«Еще один пример. Я имею в виду черноморские берега Аджарии. Это страна, где осадков выпадает в четыре раза больше, чем в Москве. Здесь воздух, пропитанный водяными парами, в жаркие летние дни напоминает воздух оранжерей. Возвышенности в девственном состоянии покрыты густым лесом, в котором буки, каштаны и грабы оплетены лианами, а подлесок состоит из рододендрона и лавровишни. На расчищенных местах — чайные плантации и на свежих вырубках — густые заросли папоротника. Здесь разбросаны усадьбы с цветниками и гортезии здесь — не белого и не красного цвета, а синего и фиолетового. В пониженных местах, куда стекают воды, промывающие почву, часто можно видеть буйные, густые заросли бамбуков. Они здесь не коренные обитатели, но они нашли настолько подходящие и сходные со своей родиной условия, что с их буйным расселением приходится уже вести борьбу.

Здесь мы как раз имеем случай образования под почвой древней коры выветривания, мощность которой достигает 10 м и больше. Именно она слагает холмистые возвышенности и она и почва на ней оранжево-красного цвета, напоминающего цвет кирпича.

Исследования показывают, что в этой коре выветривания накопилось большое количество алюминия и железа. Но это остаточное накопление. Их много не потому, что они откуда-либо принесены и накопились, а потому, что удалены огромные количества других элементов. И здесь, понятно, есть ничтожное количество извести. Ее часто оказывается больше в самом верхнем слое почвы, где она удерживается и поглощается растительностью. Воды, промывающие эту красную кору выветривания, в наибольшей степени содержат кремнезем, содержание которого составляет до 50% всей массы растворенных в воде веществ. Таким образом, мы имеем ландшафт, характеризующийся четвертой группой миграционного ряда, первые ряды уже в значительной степени вымыты, энергично вымывается третий ряд и, как мы увидим сейчас, некоторую подвижность начинают обнаруживать железо и алюминий. Мы это увидим, когда подвергнем анализу листья лесной растительности, в золе которых оказывается относительно большое содержание алюминия и железа, так как чай давно известен как растение, поглощающее алюминий, мы это узнаем по окраске цветов гортезии, ибо синяя окраска их в этом случае объясняется поглощением алюминия.

Ну, а если мы будем исследовать бамбук, то мы обнаружим там настолько большое количество кремнезема, что он образует в его стеблях особые кремневые тельца. И это происходит по очень простой причине: он питается теми водами, которые выносят из почв возвышенностей обильное количество кремнезема.

Таким путем мы устанавливаем зависимость между почвами различных элементов рельефа, вскрываем сущность связи между почвой и растительностью, расшифровываем целые ландшафты и их внутренние свойства».

Мы уделили много места докладу Б. Б. Польшова, так как в нем в чрезвычайно выпуклой и общей форме изложены основы новых представлений о геохимии ландшафта. В дальнейшем Польшов предполагал изложить геохимическое учение о ландшафте в особой книге, из которой он успел полностью закончить первую главу. В 1950 г. в своем письме в Географическое издательство относительно плана предполагаемой книги, он писал: «Книга имеет целью показать роль и перспективы развития нового учения о ландшафтах, возникшего в процессе развития идей русских и советских ученых и, прежде всего, В. В. Докучаева и В. И. Вернадского. Особенно подчеркивается широкое использование в

этом учении геохимии и в связи с этим возможность применения его в различных отраслях народного хозяйства (поиски полезных ископаемых, сельское хозяйство и др.)». Но разработка геохимического направления в географии не являлась для Польшова самоцелью, она была лишь частью еще более крупной проблемы, занимавшей его в течение всех последних лет его жизни. Это проблема геологической роли организмов, которой были подчинены основные его исследования 1940—1952 гг. В этих работах Б. Б. Польшов продолжал и развивал биогеохимическое направление В. И. Вернадского, труды которого он очень высоко оценивал. Прежде всего он подчеркивает, что в течение геологической истории организмы определяли те основные физико-химические условия, в которых протекают на земле процессы выветривания, почвообразования и осадконакопления. К этим условиям относятся присутствие свободного кислорода в атмосфере, количество свободной углекислоты, находящейся в атмосфере и гидросфере, щелочно-кислотные и окислительно-восстановительные условия, определяемые величинами рН и Е<sub>h</sub>.

Однако геологическая роль организмов сводится не только к этому, так как они в процессе жизнедеятельности захватывают все основные химические элементы горных пород. Особенно важно, что организмы «никогда не захватывают элементов в количествах, пропорциональных их содержанию в среде» (1948<sub>1</sub>, стр. 5). Поэтому организмы не только захватывают элементы горных пород, но и перерабатывают эти породы, обуславливая существенное изменение их состава. И в центре этих процессов изменения, по Польшову, находится почва.

«Именно здесь, в почвах, наиболее сосредоточена геологическая работа живого вещества; именно в почвах готовится тот материал континентальных и морских отложений, из которых в дальнейшем образуются новые породы» — пишет Б. Б. Польшов (1947<sub>1</sub>, стр. 198—199). В частности, он отмечает, что «питание рек минеральными элементами находится в прямой зависимости от процессов образования, развития и режима почв» (1948<sub>1</sub>, стр. 6).

Но каков же механизм этого влияния организмов на горные породы, как они изменяют их химический состав? Ответ на это дают исследования Польшова по вопросу о сущности выветривания.

Напомним, что согласно представлениям, господствовавшим до недавнего времени в науке и в учебной литературе, выветривание понималось как процесс, представляющий собой сочетание явлений двух основных категорий — «физического» и «химического» выветривания. При этом считалось, что на первых этапах действует физическое выветривание, приводящее к раздроблению породы, а затем развивается химическое выветривание. Последнее представляет собой ряд таких сравнительно простых химических реакций, как гидратация, окисление, гидролиз. При этом важнейшие продукты химического выветривания алюмосиликатов — глинистые минералы — трактовались как продукты ступенчатого гидролиза полевых шпатов. Правда, в некоторых работах еще описывалось «биологическое выветривание», но последнему в общем уделялось сравнительно небольшое место и, что самое главное, оно рассматривалось как особый процесс, противопоставлявшийся химическому и физическому выветриванию.

При изучении большинства почв, сформированных на осадочных породах, продукты выветривания современного почвообразования не всегда могут быть отделены от некоторых составных частей материнской породы, образование которых связано с процессами выветривания, протекавшими в прошлые геологические эпохи, когда формировались эти

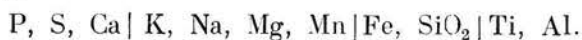
породы. В связи с этим свое исследование сущности процессов выветривания Польшов начал с изучения первых стадий выветривания и почвообразования на массивно-кристаллических породах, так как в этом случае продукты выветривания легко могут быть отделены от материнской породы. Эти исследования проводились вначале в Ильменском заповеднике на Урале, а затем охватили и некоторые другие районы нашей страны.

Как показали наблюдения, первоначально на скальной поверхности изверженных пород появляются так называемые накипные лишайники, которые всей своей поверхностью плотно прилегают к породе. Эти организмы своими гифами проникают в породу, отрывают от нее небольшие кусочки (остроугольные осколки) и частично разлагают их главным образом за счет выделяемых органических кислот. Растворимые продукты разрушения первичных минералов поглощаются лишайниками и переходят в органические соединения, составляющие тела этих организмов (белки и др.).

Б. Б. Польшов отмечает, что количества элементов, поглощенных лишайниками из изверженной породы, никогда не бывают пропорциональны содержанию этих элементов в породе.

Изучение золы лишайников показывает, что по количественному содержанию в ней можно выделить две группы элементов: к первой, характеризующейся наиболее высоким содержанием, относятся Si, K и Ca, а ко второй — Mg, Na, Mn, Fe, Al, Ti. Сера и фосфор занимают промежуточное положение между этими двумя группами, приближаясь то к первой, то ко второй группе. Напомним, что в изверженных породах преобладают Si, Al и Fe, а содержание таких элементов, как P и S, измеряется долями процента.

Иные соотношения получаются, если расположить элементы в ряд по интенсивности их поглощения лишайниками. Эта интенсивность характеризуется частным от деления количества элемента, содержащегося в золе лишайника, на содержание данного элемента в массивной породе. Подобные «ряды поглощения» были составлены Б. Б. Польшовым для лишайников, развитых на гранитных и близких к ним породах. Эти ряды имеют следующий вид:



Как видим, наиболее интенсивно поглощаются из породы фосфор, сера и кальций, в то время как такие основные части пород, как кремнезем и алюминий, поглощаются сравнительно слабо.

После отмирания лишайников за счет разложения их остатков образуется бурый мелкозем, содержащий большое количество органических веществ (до 30—40%). Рентгенографические исследования показали, что мелкозем содержит кварц, монтмориллонит и иллит. Этот мелкозем частично скапливается под пластинкой лишайника, а частично смывается атмосферными осадками в небольшие понижения на скалах, где на нем поселяются уже более требовательные растения — мхи. Так создается первичная почва, на которой затем поселяются и другие растения.

Характерен механический состав этих первичных почв — они состоят из грубых обломков пород более 2—3 см в диаметре и тонкого бурого мелкозема диаметром менее 1 мм.

Высокое содержание мертвых органических веществ типа гумуса, а также тонкий механический состав бурого мелкозема свидетельствуют о том, что он в основном образовался в результате разложения остатков лишайников, а не за счет постепенного разрушения породы, так как в

последнем случае первичная почва содержала бы и промежуточные фракции от 1 мм до 2—3 см. Отсюда можно сделать два основных вывода.

1. Уже на первых стадиях выветривания изверженных пород в этом процессе участвуют лишайники, причем не «физическое выветривание» подготавливает среду для поселения организмов, а последние, поселяясь на скальных поверхностях, приводят к изменению породы, в том числе способствуют и ее механическому разрушению<sup>1</sup>.

2. Почти все химические элементы изверженной породы захватываются лишайниками.

Какова же судьба этих химических элементов, которые из первичных минералов вошли в состав сложных органических и органо-минеральных соединений, составляющих тело лишайника?

После отмирания тела лишайника в процессе образования бурого мелкозема происходит минерализация органических веществ и переход ряда элементов снова в минеральную форму. Освободившиеся при разрушении органических веществ минеральные соединения частично снова поглощаются организмами, частично взаимодействуют друг с другом, а частично мигрируют с просачивающимися атмосферными осадками в нижние горизонты почвы, а в некоторых типах почв — и за пределы почвенного профиля.

В результате взаимодействия таких продуктов минерализации, как  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и других, в почве возникают новые минеральные образования. Полюнов полагает, что одним из таких образований являются глинистые минералы. Известно, что все организмы содержат кремнезем и алюминий, которые освобождаются при минерализации растительных остатков. Вместе с тем в большинстве почв мы не обнаруживаем свободных соединений  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Это свидетельствует о том, что после минерализации растительных остатков освобождающийся  $\text{Al}_2\text{O}_3$  вступает в новое взаимодействие, преимущественно с кремнеземом, кальцием и магнием, образуя глинистые минералы (монтмориллонит и др.).

Отсюда новые представления о природе глин, которые рассматриваются не как продукты постепенного гидролиза полевых шпатов, а как результат синтеза  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и других соединений, образующихся при минерализации растительных остатков. Иначе говоря, глинистым минералам приписывается биогенное происхождение: они в какой же степени «биогенны», как известняки или бурые угли.

Трудно переоценить значение такой концепции для геологии, концепции, вносящей единство в генезис основных компонентов осадочных пород.

В итоге своих работ Б. Б. Полюнов приходит к отрицанию существования «стерильного выветривания», сводящегося только к химическим и физическим процессам (выветривание, называемое в учебниках «физическим» и «химическим»). Согласно его представлениям, существуют физические и химические эффекты выветривания, которое на земной поверхности всегда протекает при ведущем участии организмов.

Приведенные взгляды о биогенном генезисе глинистых минералов не исключают и другого способа их образования — в результате реакции между кремнеземом и глиноземом, находящимися в истинном или коллоидном растворе, а также путем постепенного изменения первичных алюмо-

<sup>1</sup>Этим, понятно, ни в коей мере не отрицаются явления термического растрескивания пород и прочие эффекты так называемого «физического выветривания». Своими работами Б. Б. Полюнов подчеркивает, что эти явления не протекают изолированно и что уже на первых этапах выветривания большая роль в этом процессе принадлежит организмам.



силикатов, так называемого «стадийного выветривания». Последние процессы широко распространены в коре выветривания, они детально изучены советскими геологами, которым удалось обнаружить ряд переходных стадий между первичными аллюмосиликатами (главным образом слюдами) и типичными глинистыми минералами (работы П. А. Земятченского, И. И. Гинзбурга с сотрудниками и др.). Постепенность выветривания в ряде случаев удается наблюдать на одном образце, когда, например, одна часть представлена мусковитом, постепенно переходящим на противоположном краю того же листочка в типичный каолинит. В данном случае участие растений, описанным выше способом, в выветривании, очевидно, невозможно, но вообще участие организмов, особенно микроорганизмов, в подобном «стадийном выветривании», как указывает Б. Б. Полянов, понятно, не исключено (1947). При этом организмы выступают как фактор, обуславливающий физико-химические условия среды, в которой происходит выветривание (рН, окислительно-восстановительные условия и др.). Значительную роль играют также различные выделения организмов, имеющие кислотную природу. Поэтому и в данном случае формула Б. Б. Полянова об отсутствии «стерильного выветривания», о большой роли организмов в выветривании остается правильной.

Исследования Полянова над первыми стадиями почвообразования и выветривания были продолжены его учениками и другими почвоведом, собравшими новый материал о ведущей роли организмов в выветривании пород (работы Н. П. Ремезова, М. А. Глазовской, Е. И. Парфеновой и др.).

Исследования первых стадий почвообразования на скалах привели Полянова к новой гипотезе о зарождении жизни на земле и о роли элементов биосферы в эволюции организмов. По первому вопросу он вслед за В. Р. Вильямсом (1936) и Н. Г. Холодным (1942) считает, что местом зарождения жизни были не гидросфера, не океан, а поверхность суши, по второму же вопросу он создает оригинальную классификацию химических элементов по их влиянию на эволюцию организмов и рассматривает историю некоторых элементов (Ca, Si, Na, Fe) в связи с эволюцией организмов. Его взгляды по данному вопросу близко соприкасаются с идеями академика А. П. Виноградова о влиянии химических элементов на эволюцию организмов в ходе геологической истории (Виноградов. Почвоведение, 1945, № 7). Важнейшие выводы Полянова по данному вопросу сводятся к следующему (1948<sub>3</sub>, стр. 606).

1. Первые организмы появились в условиях первичного ортоэлювия, который являлся исходным центром как для образования наносов, осадков и соляного состава водных бассейнов, так и расселения первых поколений организмов.

2. Первые организмы были прототрофами, обладали способностью активного участия в разрушении первозданных горных пород и принуждены были поглощать наряду с литофилами — абсолютными органогенами — большое количество других элементов и микроэлементов, участвующих в составе минералов первозданных пород.

3. Эти особенности сообщали первым организмам и их непосредственным потомкам черты широкого космополитизма, т. е. способность приспособления к многообразным условиям жизни и широкого расселения.

4. Образование местных скоплений воды способствовало развитию форм организмов, приспособленных к водному образу жизни. Эти организмы в дальнейшем рассеялись по сформированным ранее водоемам вплоть до океана.

5. Образование региональных накоплений тех или иных элементов, а именно: хлоридно-сульфатной, обызвесткованной, карбонатной, кислой сиаллитной, аллитной (латеритной) коры выветривания, накоплений железа, марганца и пр., а равно и солевого состава бассейнов, никогда не происходило сразу. Такие накопления создавались, хотя иногда и в пределах одного геологического цикла, но все же постепенно — путем длительных процессов.

6. Соответственно этому и приспособление организмов к условиям этих местообитаний происходило эволюционным путем, усиливаясь от поколения к поколению. Кардинальными моментами этой эволюции были переходы элементов из состояния экологических примесей в состояние органоенов различного физиологического значения».

Выше были кратко охарактеризованы исследования Б. Б. Польшова, представляющие наибольший интерес для геологии и геохимии. Нам остается еще указать на некоторые общие черты его научного творчества.

Прежде всего отметим, что все труды Б. Б. Польшова, академика-коммуниста, были проникнуты чувством большого патриотизма, гордости за нашу страну, первую в мире строящую коммунизм, чувством ответственности ученого перед своим народом. Отсюда интерес Б. Б. Польшова к наиболее актуальным проблемам науки, имеющим большое народнохозяйственное значение. Он глубоко понимал необходимость связи научной теории с практикой, необходимость создания теории, освещающей практику путь вперед.

В последние годы его особенно увлекала идея комплексного развития производительных сил нашей страны. Он считал, что для решения этих вопросов должна быть создана новая синтетическая наука, основы которой были заложены еще В. В. Докучаевым. Главное внимание этой науки должно быть направлено на изучение связей между отдельными телами природы (горные породы — организмы — атмосфера — вода и т. д.), на изучение природных условий определенного района как единого целого.

Особенности научного мышления Польшова — его замечательная способность к обобщениям, его умение видеть связи между явлениями природы и разрабатывать конкретную методику изучения этих связей — позволяли ожидать крупных успехов в развитии этого важного для нашего народного хозяйства научного направления.

Смерть Польшова прервала эту работу. Он успел написать только первую главу новой книги, посвященной разработке указанной проблемы.

Чувством гордости за русскую науку проникнуты труды и выступления Б. Б. Польшова, посвященные различным вопросам истории естествознания. Особенно его привлекало творчество В. В. Докучаева, которому посвящены многочисленные выступления и статьи Польшова. Совместно с И. Крупениковым им была написана первая большая научная биография этого ученого. Из других трудов Польшова в этой области отметим «Очерк развития учения о почве как отрасли естествознания» (1948<sub>2</sub>), доклад о роли В. В. Докучаева и В. Р. Вильямса в естествознании и сельском хозяйстве (1949), выступления, посвященные творчеству Ф. П. Саваренского (1946<sub>2</sub>), Н. А. Димо (1948<sub>1</sub>), Л. И. Прасолова (1934<sub>3</sub>), памяти К. Д. Глинки (1927<sub>2</sub>, 1930<sub>4</sub> и др.).

В тяжелые для нашего народа дни Б. Б. Польшов всегда был на передовых участках борьбы. Он принимал активное участие в работах оборонного характера в период Великой Отечественной войны 1941—1945 гг.

Будучи профессором Ленинградского и Московского университетов, Польшов большое внимание уделял подготовке кадров, а также руководил работой аспирантов. Его лекции и доклады новизной сообщаемых фактов и идей всегда представляли выдающийся научный интерес, одновременно они отличались и блестящей формой изложения.

Б. Б. Польшов не был кабинетным ученым. Он много путешествовал по родной стране, проявлял интерес ко всем событиям общественной жизни, принимал активное участие в работе различных учреждений Академии наук. Помимо своей основной работы в Почвенном институте им. В. В. Докучаева АН СССР, он также был членом бюро Отделения геолого-географических наук, руководил одной из крупных экспедиций Совета по изучению производительных сил, был вице-председателем Монгольской комиссии АН СССР.

Б. Б. Польшов трижды представлял отечественную науку на международных конгрессах почвоведов: в 1927 г. — на Первом конгрессе в Вашингтоне, в 1930 г. — на втором — в Ленинграде и в 1935 г. — на третьем — в Оксфорде.

Много внимания он уделял также важнейшим событиям научной жизни нашей страны, выступая с докладами на собраниях Академии наук, участвуя в научных дискуссиях и, в частности, в дискуссии в области науки об осадочных породах, которой он посвятил подробную рецензию в журнале «Советская книга».

Многолетняя плодотворная научная, педагогическая и организационная деятельность Б. Б. Польшова получила высокую оценку со стороны нашего народа — он был награжден орденами Ленина и Трудового Красного Знамени и медалями, дважды избирался депутатом Московского Совета.

#### ЛИТЕРАТУРА<sup>1</sup>

- Польшов Б. Б. Особенности условий выветривания и почвообразования Амурской области. Ежег. геол. мин. Росс., т. 12, вып. 5-6, 1910.
- Польшов Б. Б. К вопросу об образовании вторичных минералов в орштейногенных горизонтах почв. Ежег. геол. мин. Росс., т. 14, вып. 9, 1912.
- Польшов Б. Б. Вторичные минералы орштейногенных горизонтов почвы. Предварительное сообщение, 2. Изв. Поч. комит., № 2, 1915.
- Польшов Б. Б. Общая программа изучения коры выветривания и послетретичных наносов России. Изв. Геол. комит., 1924, 43, № 4.
- Польшов Б. Б. (1) Константин Дмитриевич Глинка. К 35-летию юбилею научно-педагогической деятельности. Зап. Ленингр. сельскохоз. ин-та, т. 2, 1925.
- Польшов Б. Б. (2). Ландшафт и почва. Природа, № 1—3, 1925.
- Польшов Б. Б. и Крашенинников И. М. (1). Физико-географические и почвенно-ботанические исследования в области бассейна реки Убер-Джаргалантэ и верховьев Ара-Джаргалантэ. В кн.: Северная Монголия. 1. Предварительные отчеты экспедиций о работах, произведенных в 1925 году. АН СССР, 1926.
- Польшов Б. Б. (2). Пески Донской области, их почвы и ландшафты. Тр. Почв. ин-та, вып. 1, 1926 и вып. 2, 1927.
- Польшов Б. Б. (1). Развитие идей Докучаева в западноевропейской научной литературе. Тр. Почв. ин-та, вып. 2, 1927.
- Польшов Б. Б. (2). Академик Константин Дмитриевич Глинка. Природа, № 12, 1927.
- Польшов Б. Б. (1). К вопросу о факторах водопроницаемости естественных почв и грунтов. Изв. Научно-мелиор. ин-та, вып. 18, 1929.
- Польшов Б. Б. (2). К вопросу о классификации кластических грунтов. Изв. Научно-мелиор. ин-та, вып. 19, 1929.

<sup>1</sup> В списке приведены наиболее важные для геологии и геохимии труды Б. Б. Польшова.

- П о л ы н о в Б. Б. (3). К вопросу о соотношении составов солей в грунтовых водах и засоляемых ими почвах. Бюлл. почвовед, № 4-6, 1929.
- П о л ы н о в Б. Б. и Л и с о в с к и й В. И. (1). Рекогносцировочные исследования в области Северной Гоби. В кн.: Предварительный отчет почвенно-географической экспедиции в Северную Монголию в 1926 году. АН СССР, 1930.
- П о л ы н о в Б. Б. и Ф и л о с о ф о в Б. И. (2). Об изменении растворов при капиллярном поднятии их в почвах и грунтах. Изв. Научно-мелиор. ин-та, вып. 21, 1930.
- П о л ы н о в Б. Б. (3). Определение критической глубины залегания уровня засоляющей почву грунтовой воды. Изв. сект. гидротехн., вып. 22, 1930.
- П о л ы н о в Б. Б. (4). Работы К. Д. Глинки в области изучения процессов выветривания минералов. Тр. Почв. ин-та, вып. 3-4, 1930.
- П о л ы н о в Б. Б. и М а р т ы н о в П. Ф. О влиянии на грунты процессов десульфуризации. Изв. сект. гидротехн., вып. 23, 1931.
- П о л ы н о в Б. Б. (1). Исследование почв Нижнего Поволжья. Матер. к 1-й Все-союз. конфер. по размещ. производ. сил СССР во 2-м пятилетии. Гос. эконом. изво, 1932.
- П о л ы н о в Б. Б. (2). Изменение растворов солей при их перемещениях в почве. Природа, № 8, 1932.
- П о л ы н о в Б. Б. и др. (1). Почвы черноморского берега Аджарии. АН СССР, 1933.
- П о л ы н о в Б. Б. и др. (2). Каспийская равнина как объект ирригации. Тр. Комисс. по ирригации. Отчет Нижне-Волжской экспедиции АН СССР, вып. 1, 1933.
- П о л ы н о в Б. Б. (3). Процессы засоления и рассоления и солевой профиль почв. Там же.
- П о л ы н о в Б. Б. (4). Типы коры выветривания и их распределение в зависимости от геоморфологических условий. ДАН СССР, № 3, 1933.
- П о л ы н о в Б. Б. (1). Кора выветривания, ч. 1. Процессы выветривания. Основные фазы и формы коры выветривания и их распределение. АН СССР, 1934.
- П о л ы н о в Б. Б. (2). Исследования почв Нижнего Поволжья в приложении к задачам мелиорации земель. (Доклад, выступление в прениях и заключительное слово). В кн.: Проблемы Волго-Каспия, 1, АН СССР, 1934.
- П о л ы н о в Б. Б. (3). Леонид Иванович Прасолов. (К 35-летию научной деятельности). Почвоведение, № 6, 1934.
- П о л ы н о в Б. Б. (1). Выветривание. Состав континентальных отложений. АН СССР, 1935.
- П о л ы н о в Б. Б. и Т р о и ц к и й А. И. (2). Обмен поглощенных анионов в красноцветных почвах Аджарии. ДАН СССР, т. 4, № 1—2, 1935.
- П о л ы н о в Б. Б. (3). Изучение природных условий орошения Заволжья. План. хоз., № 5, 1935.
- П о л ы н о в Б. Б. (4). Современные задачи теоретического почвоведения в СССР. Обработанная стенограмма доклада (на Майской сессии АН СССР. Москва, 1935). Фронт науки и техн., № 7, 1935.
- П о л ы н о в Б. Б. Почвы областей Союза ССР со средиземноморским и влажным субтропическим климатом. В кн.: Почвы советских субтропиков в связи с размещением культур, агротехникой, химизацией и мелиорацией. Совет. секция Междунар. асс. почвоведов, 1936.
- П о л ы н о в Б. Б. и Т у м и л о в и ч Л. Б. Титан в коре выветривания. В кн.: Академику В. И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности. АН СССР, 1936.
- П о л ы н о в Б. Б. В. В. Докучаев в современном почвоведении. Почвоведение, № 10, 1940.
- П о л ы н о в Б. Б. Связи и разрывы почвоведения с другими геологическими науками. Почвоведение, № 6, 1941.
- П о л ы н о в Б. Б. (1). Роль Ленинградского университета в зарождении и развитии науки о почве и коре выветривания (тезисы). Ленингр. гос. унив., 1944.
- П о л ы н о в Б. Б. (2). Современные задачи учения о выветривании. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1944.
- П о л ы н о в Б. Б. (3). Красноземная кора выветривания и ее почвы. Почвоведение, № 1, 1944.
- П о л ы н о в Б. Б. Первые стадии почвообразования на массивно-кристаллических породах. Почвоведение, № 7, 1945.
- П о л ы н о в Б. Б. (1). Геохимические ландшафты. В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. АН СССР, 1946.

- П о л ы н о в Б. Б. (2). Научная деятельность академика Ф. П. Саваренского (к 65-летию со дня рождения). Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1946.
- П о л ы н о в Б. Б. (3). Роль почвоведения в учении о ландшафтах. Изв. Всес. геогр. общ., т. 78, вып. 2, 1946.
- П о л ы н о в Б. Б. (4). Роль В. В. Докучаева в развитии естествознания (тезисы). Почвоведение, № 6, 1946.
- П о л ы н о в Б. Б. (1). Основные идеи учения о генезисе элювиальных почв в современном освещении. Юбилейный сборник, посвящ. XXX-летию Великой Октябрьской социалистич. револ., ч. 2. АН СССР, 1947.
- П о л ы н о в Б. Б. (2). В. В. Докучаев и естествознание. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1947.
- П о л ы н о в Б. Б. (3). Руководящие идеи современного учения об образовании и развитии почв (доклад на Юбилейной сессии АН СССР, посвященной XXX-летию Великой Октябрьской социалистич. револ.). Вести. АН СССР, № 12, 1947.
- П о л ы н о в Б. Б. (4). Особенности в развитии советского почвоведения. Почвоведение, № 10, 1947.
- П о л ы н о в Б. Б. (5). Роль Ленинградского университета в развитии науки о почве как отрасли естествознания. Вести. Ленингр. гос. унив., № 9, 1947.
- П о л ы н о в Б. Б. (1). Руководящие идеи современного учения об образовании и развитии почв. Почвоведение, № 1, 1948.
- П о л ы н о в Б. Б. (2). Очерк развития учения о почве, как отрасли естествознания. Тр. Ин-та истории естествознания, т. 2, 1948.
- П о л ы н о в Б. Б. (3). К вопросу о роли элементов биосферы в эволюции организмов. Почвоведение, № 10, 1948.
- П о л ы н о в Б. Б. (4). Н. А. Д и м о. Почвоведение, № 12, 1948.
- П о л ы н о в Б. Б. Роль Докучаева и Вильямса в естествознании и сельском хозяйстве. Вести. АН СССР, № 2, 1949.
- П о л ы н о в Б. Б. Географические работы. Географгиз, 1952.
- П о л ы н о в Б. Б. (1). Учение о ландшафтах. Вопросы географии. Сб. 33. Географгиз, 1953.
- П о л ы н о в Б. Б. (2). О геологической роли организмов. Вопросы географии. Сб. 33. Географгиз, 1953.

А. МИНЕРАЛОГИЯ  
И ГЕОХИМИЯ

—

*Е. И. Парфенова*

## ИССЛЕДОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ В СВЯЗИ С ИХ ГЕНЕЗИСОМ

Подзолообразовательный процесс давно привлекает внимание исследователей, но и до сих пор не все в нем представляется ясным.

Эффект подзолообразования, проявляющийся в создании пещельно-серого подзолистого горизонта и желто-бурого иллювиального, с химической стороны известен: почти всегда в первом случае анализы показывают накопление кремнезема, во втором — полуторных окислов. Но минералогическая сущность этих горизонтов не установлена. Вопрос о формах и происхождении кремнезема подзолистого горизонта находит различное толкование. Наиболее широким признанием пользуется утверждение академика К. Д. Глинки (позднее также А. А. Роде, 1937), об образовании подзолистого горизонта за счет первичного кварца материнской породы, который остается на месте, после того как более подвижные продукты разрушения других минералов оказываются отмытыми. Академик В. Р. Вильямс (1947) считает, что этот процесс дополняется отложением в подзолистом горизонте аморфной кремнекислоты, заполняющей все промежутки между оставшимися элементами породы. О наличии аморфного кремнезема говорит и А. Крылов (1873), но относит последний к тельцам типа фитолигарий, открытых Эренбергом (Ehrenberg, 1854). Наши исследования показали (Парфенова, 1947), что в этом горизонте, наряду с первичным кварцем и кремнеземом растительного происхождения, присутствует вторичный кварц, непосредственно выпадающий из раствора в виде кристаллов, свойственных низкотемпературной модификации кварца, с сильным развитием призмы.

Ф. Дюшофур (Duchaufour, 1951) в недавно опубликованной работе, резюмируя литературные материалы и присоединяя свои наблюдения, утверждает, что кремнезем горизонта  $A_2$  подзолов представляет распыленный остаточный кварц материнской породы, накопившийся в процессе почвообразования. Он считает невероятным появление вторичного кварца потому, что оно связано с наличием щелочных условий, резко отличных от кислой среды подзолов. Он ссылается на отсутствие в подзолистом горизонте кристаллов вторичного кварца на том основании, что при исследованиях в электронном микроскопе они не были им обнаружены. И, наконец, им указывается отсутствие промежуточных состояний типа халцедона, которые должны бы иметь место при переходе от аморфных к кристаллическим формам. Ниже мы вернемся к этим положениям Дюшофура и приведем некоторые факты, не позволяющие согласиться с его доводами.

## Состав минералов в дерново-

(в % от всей

Горизонт и глубина образца, см	Обломки гранита	Обломки амфиболов. породы	Ожелезненные обломки и агрегаты	Песчано-глинистые агрегаты (крупные фракции)	Группа минералов тяжелого уд. веса	Слюды	Кварц (остаточный и вторичный)	Полевые шпаты	Гидро-слюды
A <sub>1</sub> дер 0—4	—	—	0,38	1,02	2,36	1,20	40,68	24,52	1,33
A <sub>1</sub> 5—15	0,57	0,04	0,47	11,29	1,95	2,12	42,43	27,37	1,81
A <sub>2</sub> 20—30	0,40	—	0,03	2,05	2,74	4,62	62,19	23,02	0,91
A <sub>2</sub> B 40—50	1,45	0,13	0,37	—	0,93	1,69	63,74	10,96	0,46
B 60—70	1,11	0,09	0,23	—	1,10	0,93	50,06	15,31	0,94
BC 100—110	3,43	0,03	0,62	—	0,76	1,27	60,51	11,51	0,71
C 180—185	1,89	4,92	0,81	—	1,45	3,43	54,72	13,24	8,25

Что касается иллювиального горизонта, то вопросу его химизма посвящена работа В. В. Пономаревой (1950). Накопление в иллювиальном горизонте полуторных окислов рассматривается как результат отложения продуктов взаимодействия фульвокислот и полуторных окислов, мигрирующих из верхних горизонтов почвы и имеющих переменный состав и свойства. Минералогических данных об этих образованиях в литературе нет.

Целью нашего исследования было дать общую минералогическую характеристику профиля подзолистой почвы и обратить особое внимание на состав минералов ее подзолистого и иллювиального горизонтов.

Для этого, по предложению Б. Б. Польнова, нами был произведен минералогический анализ суглинистой подзолистой почвы, отличающейся тонкопылеватым (мучнистым) сложением подзолистого горизонта и хорошо выраженным ярבורым иллювиальным горизонтом, образцы которой нам любезно предоставила О. А. Вадковская.

Исследовалась дерновая сильно подзолистая почва из Останкино Московской области, расположенная на верхней равнинной части плато под вторичным березовым парковым лесом с сомкнутым травяным покровом; ее профиль имеет следующее строение.

- A<sub>1</sub>дер 0—4 см Дерновый слой, густо сплетенный корнями растений, серого цвета, бесструктурный, легкосуглинистый.
- A<sub>1</sub>A<sub>2</sub> 4—16 см Серовато-палевого цвета, бесструктурный, легкосуглинистый, встречаются мелкие орштейновые зерна.
- A<sub>2</sub> 16—43 см Белесый подзолистый горизонт, мучнистый, слабо хрящеватый, заметно тонкослоистый, встречаются орштейновые зерна, валунчики.
- A<sub>2</sub>B 43—50 см Неоднородной окраски: буровато-желтый фон, на котором выделяются белесые пятна и карманы из подзолистого горизонта; увеличивается хрящеватость, валунчики.
- B 50—86 см Буровато-желтый иллювиальный горизонт, плотный, структура не-оформленная, призматическая; тяжелосуглинистый, хрящевато-валунный.
- BC 86—115см Красновато-желтого цвета, плотный, сцементированный, хрящевато-опесчаненный валунный суглинок.
- C 115—185см Красновато-желтого цвета с более ярким малиновым оттенком, ровно окрашенный, менее плотный, бесструктурный, хрящевато-опесчаненный валунный суглинок.



Таблица 1

подзолистой почве Московской области

почвы)

Минералы глин иллю- виального горизонта типа ферри- бейделлита	Неопре- делимые глинистые агрегаты	Органо- минераль- ные агрегаты	Фито- лита- рии	Светелы диато- мовых водоро- слей	Цисты с желе- зистой оболочкой	Цисты с про- зрач- ной оболоч- кой	Уголь	Неопре- делимые непро- зрачные минералы	Сумма
—	—	20,13	3,30	0,13	1,21	0,43	0,41	2,90	100,0
—	6,63	1,57	2,15	0,29	—	—	—	1,31	100,0
1,44	1,80	0,23	0,41	Ед.	—	—	—	0,16	100,0
19,93	0,26	—	—	0,08	—	—	—	Ед.	100,0
29,69	0,44	0,03	Ед.	—	—	—	—	0,07	100,0
20,78	0,32	0,01	0,01	Ед.	—	—	—	0,04	100,0
11,12	—	0,02	Ед.	—	—	—	—	0,15	100,0

Для подготовки образцов к минералогическому анализу было произведено их разделение по методу Сабанина на фракции с размером частиц:  $>2$ ;  $2-1$ ;  $1-0,5$ ;  $0,5-0,25$ ;  $0,25-0,10$ ;  $0,10-0,01$  и  $<0,01$  мм. Исследование минералов крупнее  $0,25$  мм производилось под бинокулярной лупой, частицы же мельче  $0,25$  мм предварительно подвергались гравитационному анализу на центрифуге с волчком Мошева при помощи жидкости Туле. Выделялись фракции в пределах следующих удельных весов:  $>2,75$ ;  $2,75-2,67$ ;  $2,67-2,63$ ;  $2,63-2,58$ ;  $2,58-2,45$ ;  $2,45-2,20$ ;  $<2,20$ . Определение минералов производилось иммерсионным методом. Велось также исследование под микроскопом плоскопараллельных шлифов, изготовленных из почвы без нарушения ее строения<sup>1</sup>. Результаты минералогического анализа приведены в табл. 1 для всего образца в целом.

Если рассматривать содержание в профиле почвы частиц мельче  $0,10$  мм (табл. 2), то в этом отношении ясно обособляются четыре слоя: верхний, включающий гумусовый горизонт; подзолистый, обедненный тонкими илистыми частицами  $<0,001$  мм; средний с пониженным, по сравнению с верхними слоями, общим содержанием частиц  $<0,10$ , но с увеличенным участием среди них илистой фракции и, наконец, четвертый — самый нижний, явно отличающийся по механическому составу (и по количественному соотношению минералов) от перекрывающего его суглинка.

В гумусовом горизонте, в верхнем его слое ( $0-4$  см) бросается в глаза более высокое содержание илистых частиц. При идущем в процессе подзолообразования общем убывании тонких частиц в верхних горизонтах, такое сравнительно повышенное их содержание в самом верхнем слое, по видимому, следует рассматривать как пополнение за счет минерализующихся растительных остатков. Об этом свидетельствует и минералогический анализ.

В самом деле, верхний слой ( $0-4$  см), представляющий густосплетенную корнями дернину, в сильной мере обогащен растительными остатками

<sup>1</sup> Механический и гравитационный анализы выполнены И. В. Киевой, шлифы изготовлены Э. Ф. Мочаловой.

Таблица 2

Содержание частиц < 0,10 мм в профиле почвы  
(в % от всей почвы)

Группа	Горизонт и глубина образца, см	Частицы < 0,10 мм	Частицы < 0,001 м, определенные по методу Качинского
I	A <sub>1</sub> дер. 0—4	78,9	12,99
	A <sub>1</sub> 5—15	74,6	10,29
II	A <sub>2</sub> 20—30	83,1	2,94
III	A <sub>2</sub> B 40—50	55,7	16,02
	B 60—70	59,2	16,41
IV	BC 100—110	56,0	19,82
	C 180—185	66,5	21,92

и органическим веществом. По данным валового анализа, потеря от прокалывания составляет в нем около 15%, а количество гумуса достигает 10%.

Гравитационный анализ (табл. 3) свидетельствует о том, что главная масса тонких фракций состоит в значительной части из соединений, отличающихся малым удельным весом: фракции с удельным весом < 2,45 составляют 28,7%.

Таблица 3

Содержание фракций различного удельного веса в частицах < 0,25 мм  
(в % от всей почвы)

Глубина образца, см	Частицы < 0,25 мм во всей почве, %	Удельный вес						
		> 2,75	2,75—2,67	2,67—2,63	2,63—2,58	2,58—2,45	2,45—2,20	< 2,20
0—4	85,5	2,00	0,49	27,12	13,07	14,12	12,70	16,00
5—15	78,9	2,52	0,81	36,48	21,45	14,80	1,87	0,97
20—30	86,2	5,17	2,06	52,05	13,35	12,40	0,76	0,41
40—50	71,9	1,35	1,05	46,68	12,48	9,26	0,87	0,21
60—70	76,5	0,93	0,36	33,73	23,00	17,25	1,02	0,21
100—110	75,6	1,42	0,52	43,01	14,26	15,62	0,62	0,15
180—185	77,9	3,31	10,77	45,94	10,24	7,49	0,10	0,05

Минералы этой фракции представлены преимущественно компактными, мало прозрачными органо-минеральными агрегатами неопределенного состава, в которых органическая часть преобладает над минеральной и фитолитариями кремнезема, специфическая форма которых указывает на их происхождение из злаков (фиг. 1) и хвой ели.

Другой особенностью верхнего слоя почвы является наличие в нем микроорганизмов округлой формы, типа инцистированных железобактерий, как покрытых черной непрозрачной оболочкой, так и прозрачных. Гравитационный анализ показал, что эти микроорганизмы обладают различным удельным весом: выше 2,75 и ниже 2,20. Обладающие тяжелым удельным весом непрозрачны, в отраженном свете их поверхность представляется иссиня-черной с металлическим блеском (у некоторых — ржаво-

бурой); они легко извлекаются магнитом. На фиг. 2 показаны цисты с удельным весом  $> 2,75$ , собранные магнитом в цепочки. Попадающие в легкую фракцию имеют прозрачную оболочку, внутри которой заметны темные образования неопределенной формы. Наличие экземпляров с промежуточным удельным весом связано, повидимому, с различной толщиной образуемой ими железистой оболочки.

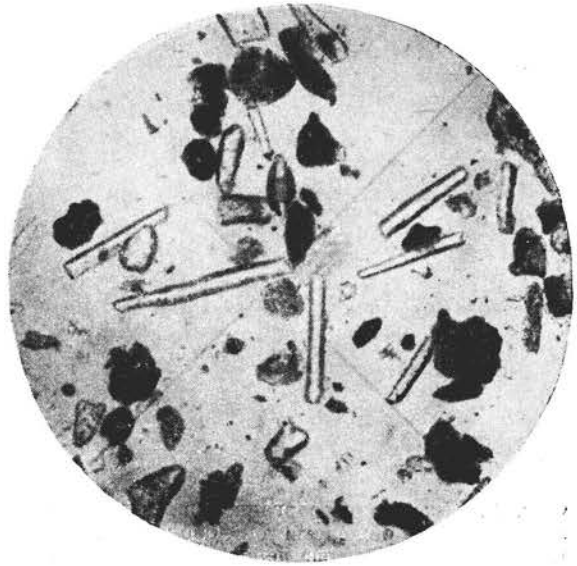
Такая концентрация железа организмами, наряду с наблюдаемым образованием железистой пленки на поверхности некоторых минералов, свидетельствует о появлении уже в самом верхнем слое почвы сравнительно подвижных форм железа.

Нижний слой гумусового горизонта, из которого выносятся тонких частиц уже более ощутим (обр. с глубины 5—15 см), беднее растительными остатками: потеря от прокаливания в нем падает до 3,89%, а количество гумуса — до 1,88%. Содержание минералов легкого удельного веса ( $< 2,45$ ) в нем резко сокращается до 2,8%, главным образом за счет уменьшения количества органо-минеральных агрегатов, которые заменяются тонкими буроватыми слабо поляризующими соединениями, имеющими тенденцию к образованию глинистых агрегатов, также неопределенного состава и свойств, представляющих, возможно, дальнейшую стадию минерализации растительных остатков.

Рассмотрим теперь распределение по профилю формы интересующего нас кварца.

Кварц встречается в трех формах: 1) в виде сглаженных, часто округло-овальных зерен в крупных фракциях размером  $> 0,10$  мм, 2) в виде остроугольных обломков неправильной формы и 3) в виде правильных кристаллов вторичного кварца. Первые часто содержат включения турмалина, рутила и других минералов, обладающих более высоким показателем преломления. В гумусовом горизонте на многих зернах кварца в неровностях поверхности заметны отложения органического вещества и окислов железа; в подзолистом — зерна кварца отличаются исключительной чистотой<sup>1</sup>; в горизонтах, лежащих глубже, они обычно покрыты буровато-желтым налетом.

Кристаллы вторичного кварца с оптическими константами, точно соответствующими кварцу, представляющие сочетание удлиненной призмы с бипирамидой (фиг. 3, в), или их обломки, сохранившие элементы либо призмы, либо пирамиды (фиг. 3, а, б), обнаруживаются среди мелких

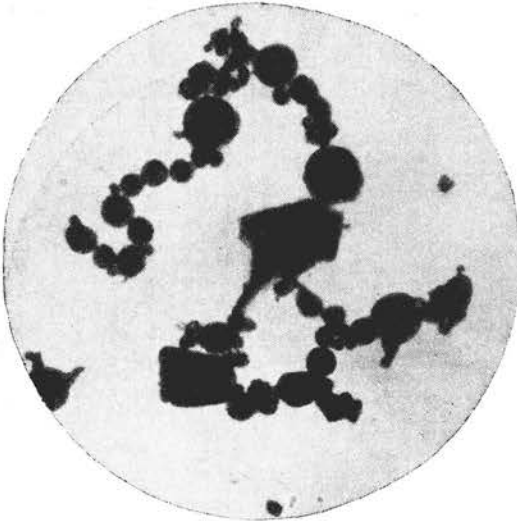


Фиг. 1. Фитолитарии  $\text{SiO}_2$  и органо-минеральные агрегаты в дерновом горизонте. Увел. 360

<sup>1</sup> Повидимому, в этом сказывается активное растворяющее воздействие почвенных кислот.

остроугольных частиц, главным образом в пределах фракции 0,10—0,01 мм в двух верхних горизонтах — гумусовом и подзолистом. Обычно такие кристаллы выделяются своей чистотой и прозрачностью, иногда же имеют включения кальцита или органических остатков.

Наибольшее количество кристаллов вторичного кварца и его явных обломков встречено в нижней части гумусового горизонта. Глубже подзолистого горизонта в профиле данной почвы кристаллы кварца, имеющие правильную форму, не были встречены.



Фиг. 2. Цисты микроорганизмов (типа железобактерий) с железистой оболочкой, извлеченные магнитом из дернового горизонта. Увел. 360

В тех случаях, когда вторичный кварц не имеет формы правильно ограниченных кристаллов, мы не можем с достаточной достоверностью отличать его от зерен первичного кварца, а значит и выделять его количественно при минералогическом анализе. Однако некоторые наблюдения позволяют предполагать значительное участие вторичного кварца в составе верхних горизонтов почвы, включая подзолистый.

Обратимся к табл. 4, цифры которой представляют расчет процентного содержания мелких зерен кварца по отношению ко всему кварцу в каждом данном горизонте. В первой графе

указано участие зерен величиной  $< 0,10$  мм, во второй —  $< 0,01$  мм.

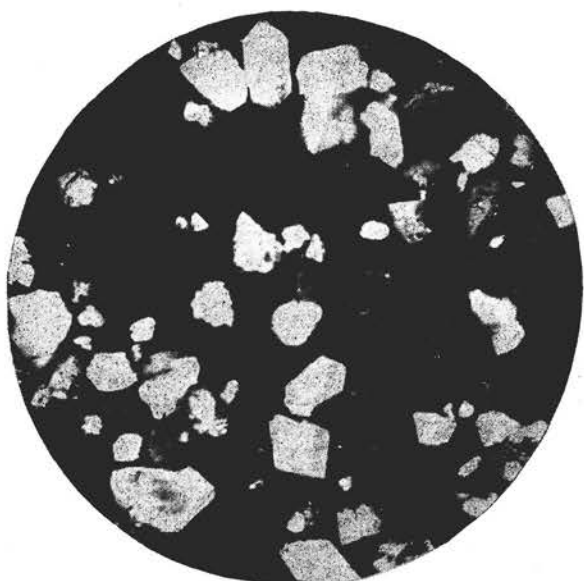
Оказывается, что наибольшее количество мелкого кварца содержится в верхних горизонтах почвы и главным образом в подзолистом, где почти 80% падает на долю частиц размером  $< 0,10$  мм, а участие частиц  $< 0,01$  мм в десятки раз превосходит их участие в горизонтах материнской

Таблица 4

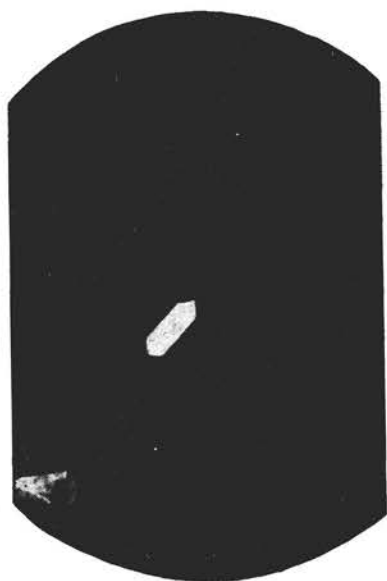
Участие мелких зерен кварца и полевых шпатов в составе почвы

(в %)

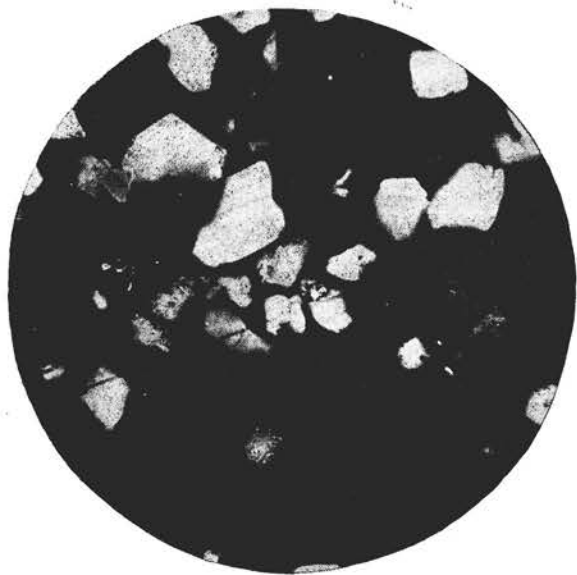
Глубина образца, см	Фракции			
	$< 0,10$ мм		$< 0,01$ мм	
	из всего количества кварца содержится мелких зерен		из всего количества полевых шпатов содержится мелких зерен	
0—4	59,07	1,25	90,74	25,81
5—15	74,85	3,48	94,55	33,17
20—30	79,56	11,07	93,74	47,17
40—50	43,08	5,39	61,04	35,03
60—70	37,41	0,86	70,41	49,90
100—110	45,39	0,23	50,92	16,24



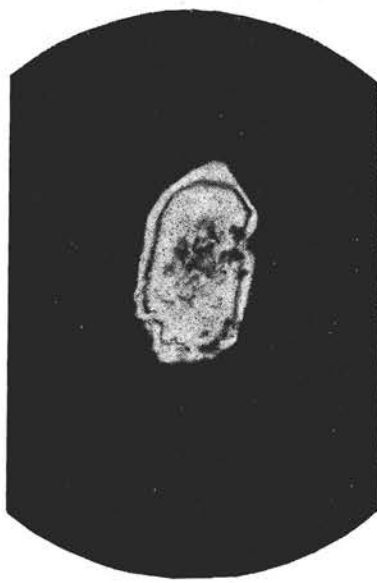
*a*



*б*



*в*



*г*

Фиг. 3. Вторичный кварц в дерновом горизонте (*a, б, в, г*). Фракция 0,10—0,01 мм.  
Увел. 360

породы, т. е. совершенно очевидно, что процесс почвообразования сопровождается в этом случае накоплением мелкого кварца<sup>1</sup>.

Подобный же расчет был нами произведен и для полевых шпатов (табл. 4, графы 3 и 4). Он показал, что при общем интенсивном дроблении количество мелких зерен ( $< 0,01$  мм) полевых шпатов в верхних горизонтах лишь немного превышает содержание таких же зерен в материнской породе.

Принимая весь кварц почвы за остаточный, мы неизбежно должны рассматривать накопление его мелких частиц в верхних горизонтах как эффект дробления первоначальных зерен кварца в процессе почвообразования, т. е. прийти к необычному выводу о непрочности или во всяком случае меньшей, чем у полевых шпатов, прочности, этого наиболее устойчивого минерала.

Очевидно, подобное накопление должно иметь иной источник.

Выше мы приводили доводы Дюшофюра (Duchauffour, 1951), мешающие ему признать роль вторичного кварца в формировании подзолистого горизонта. Рассмотрим теперь имеющиеся в нашем распоряжении факты и наблюдения, свидетельствующие об обратном.

Наличие вторичного кварца в виде правильных кристаллов, выпадающих непосредственно из раствора, не вызывает сомнений, так как оно установлено прямым наблюдением при помощи поляризационного микроскопа. Такие кристаллы преимущественно имеют размер в пределах  $0,10-0,01$  мм.

То обстоятельство, что вторичный кварц сравнительно нечасто обнаруживается при анализе в виде цельных правильных кристаллов, вероятно, следует приписать их удлиненной форме и очень малой толщине, благодаря которым они могут разрушаться легче, чем первичный кварц, подвергаясь замерзанию и разморзанию, а также механическому воздействию животного населения почвы (например, землероев, дождевых червей и др.)<sup>2</sup>; обломки же их далеко не всегда могут сохранять следы правильных граней. В качестве примера можно демонстрировать кристалл вторичного кварца, изображенный на фиг. 3, г. Если этот кристалл расколется пополам, то в обломке, обращенном к низу фотографии, уже нельзя будет угадать его происхождения.

Другим широко известным случаем возникновения вторичного кварца из раствора является его кристаллизация на зернах первичного кварца, когда правильное ограничение может обнаруживаться лишь частично.

Но главным источником вторичного кварца, как нам кажется, является кремнезем биогенного происхождения. К настоящему времени получен обширный материал, свидетельствующий о громадных количествах кремнезема — до  $40-60$  кг/га в год, попадающего в почву из растительных остатков в виде фитолитарий и окремненных тканей (Ремезов и др., 1955; Тюрин, 1937; Парфенова, 1949; Новороссова, 1951). Недавно Е. А. Ярилова (1952) при исследовании черноземов обнаружила способность злаковых фитолитарий переходить через состояние халцедона во вторичный кварц. Это является прямым указанием на возможность накопления вторичного кварца из растительных остатков при их минерализации.

<sup>1</sup> Такой же характер накопления мелкого кварца в подзолистых почвах Урала можно видеть в работе Н. А. Ногвиной (1948).

<sup>2</sup> Возможно, что в отдельных случаях они разрушаются и при растирании почвы перед анализом.

Фитолитарии хвойных растений имеют форму неправильных многогранников, не отличающихся от обломков первичного кварца, что затрудняет суждение об их кристаллизации. Однако, учитывая несоответствие между относительно небольшим количеством фитолитарий в почвах и тем, какого следовало бы ожидать при многовековых процессах отложения растительного опада, можно сделать заключение о значительных масштабах преобразования биогенного кремнезема в кварц.

Таким образом, формирование вторичного кварца оказывается возможным как путем кристаллизации из растворов, так и в результате перехода в кристаллическое состояние аморфного кремнезема растительных тканей.

Но благоприятные для образования вторичного кварца условия создаются лишь в нейтральной и слабокислой среде. Наши исследования в Карелии не обнаружили вторичного кварца. Его возникновению здесь, повидимому, препятствует сильноокислая среда.

Переходя к рассмотрению особенностей состава минералов иллювиального горизонта, отметим появление в нем сразу в большом количестве до 20% минералов глин буровато-желтого цвета, обладающих определенными оптическими свойствами. С этими минералами глины связаны характерные черты иллювиальных горизонтов: их окраска, глинистый состав.

В почвах подобные минералы были впервые обнаружены Б. Б. Полюновым (1915) еще в 1914 г. при минералогическом исследовании шлифов, изготовленных из образцов иллювиального горизонта донских оподзоленных песчаных почв и были отнесены им к группе ксилотилов. Однако, если в шлифах наши минералы и показывают сходство с ксилотилами по цвету, слоистому строению, величине двупреломления, плеохроизму, то исследование иммерсионным методом и химические данные существенно отличают их от последних.

Большая роль, которую этот минерал играет в процессе подзолообразования, заставила нас уделить особое внимание его исследованию.

В иллювиальном горизонте исследуемой почвы существенно изменяется механический состав (табл. 2): заметно падает общее содержание тонких частиц  $< 0,10$  мм: против 83% вышележащего горизонта оно сокращается до 55—59% и одновременно повышается содержание илистой фракции ( $< 0,001$  мм).

В плоскопараллельных шлифах, изготовленных из образцов иллювиального горизонта без нарушения строения почвы, под микроскопом видно, как пространство между первичными минералами заполняется высокодвупреломляющим буровато-желтым глинистым веществом. Часто можно наблюдать узкие ярко поляризирующие потеки этого минерала, проникающие сверху вниз по извилистым ходам микротрещин, по ходам корневых волосков и т. п. и заканчивающиеся в более крупных порах отложениями, иногда округлыми, иногда овальными или веретенообразными, состоящими из налегающих один на другой скорлуповатых слоев (фиг. 4). Такое распределение указывает на то, что этот глинистый минерал синтезируется здесь из растворов, проникающих из верхних слоев почвы.

При механическом анализе рассматриваемый минерал глины попадает во фракции всех размеров, встречаясь даже в более крупных ( $> 0,25$  мм) скоплениях в виде скорлупок, чешуек, корочек, пленок. На микрофотографии (фиг. 5) заснята вся фракция с размером частиц 0,25—0,50 мм образца с глубины 60—70 см, в которой среди зерен кварца и полевого шпата при-

существуют темные розовато-бурые корочки минерала глини. На фиг. 6 — корочки, отобранные из фракции 1—2 мм того же образца. Свой скорлуповатый облик этот минерал не теряет и в более тонких ( $< 0,10$  мм) фракциях, где он имеет вид изогнутых чешуек, хорошо хранящих форму зерен, которые они облекали. Иногда такие скульптурные углубления от других минералов видны с нескольких сторон и еще ярче подчеркивают натежный характер минерала глини.

Гравитационный анализ показывает, что рассматриваемый минерал глини не обладает строго определенным удельным весом: удельный вес его колеблется в широких пределах — от 2,67 до 2,45, единичные же зерна имеют как более высокое, так и более низкое значение (табл. 5).

Таблица 5

Распределение по удельному весу минерала глини иллювиального горизонта  
(в % от всей почвы)

Глубина образца, см	Удельный вес					Сумма
	2,67—2,63	2,63—2,58	2,58—2,45	2,45—2,20	<2,20	
20—30	—	0,34	1,10	—	—	1,44
40—50	4,85	7,46	7,61	0,01	—	19,93
60—70	0,57	13,21	15,87	0,03	0,01	29,69
100—110	0,22	7,53	13,00	0,03	Ед.	20,78
180—185	3,63	4,67	2,80	0,02	—	11,12

Далее оказывается, что и величина показателей преломления его не является постоянной. Определенные на многочисленных зернах наибольший ( $N_g$ ) и наименьший ( $N_p$ ) показатели преломления варьируют в прямой зависимости от величины удельного веса (табл. 6).

Однако, несмотря на указанное различие, общий внешний облик зерен одинаков и лишь имеющие более тяжелый удельный вес отличаются

Таблица 6

Зависимость показателей преломления минерала глини иллювиального горизонта от удельного веса

n	Удельный вес			
	>2,63	2,63—2,58	2,58—2,45	2,45—2,20
$N_g$	1,636	1,609	1,588	1,582
	1,624	1,603	1,585	1,576
	1,618	1,588	1,576	1,568
$N_p$	1,609	1,585	1,561	1,555
	1,597	1,582	1,558	1,553
	1,591	1,561	1,555	1,546

$$N_g - N_p = 0,027-0,021.$$





Фиг. 4. Микрофото шлифа почвы из иллювиального горизонта с ненарушенной структурой. Видны микротрещина, заполненная минералом глин, и скорлуповатые скопления минерала глин в порах. Увел. 80



Фиг. 5. Минерал глин среди зерен кварца и полевого шпата (фракция 0,25—0,50 мм) в иллювиальном горизонте. Увел. 50



Фиг. 6. Скорлупки минерала глин, отобранные из образца почвы иллювиального горизонта (фракция 2—1 мм). Увел. 30

и более интенсивной рыже-бурой окраской. Величина двупреломления изменяется мало и во всех случаях сохраняется высокой, равной 0,027—0,021, при постоянном и ясно выраженном плеохроизме, показывающем по  $N_p$  светлую соломенно-желтую окраску, а по  $N_g$  — более темную, зеленовато-коричневую. Неоднородное погасание (агрегационная поляризация) затрудняет исследование в сходящемся свете, однако все же на некоторых зернах удается обнаружить фигуру, свойственную двуосному минералу с отрицательным знаком. Повидимому, мы имеем дело с новообразованиями переменного состава, образующими изоморфный ряд по отношению к железу, между содержанием которого и величиной показателя преломления существует, как установлено Россом и Хендриком (Ross a. Hendriks, 1945), прямая пропорциональность.

Пользуясь тем, что исследуемый минерал образует относительно крупные скопления в виде скорлупок и корочек, показанных на фиг. 5,6, которые можно было отобрать под бинокулярной лупой, мы выделили из образца почвы с глубины 60—70 см некоторое его количество для валового химического анализа, результаты которого приведены в табл. 7.

Прежде всего обращает внимание высокое содержание алюминия в составе этого минерала, заставляющее отказаться от идентификации его с ксилотилом, несмотря на указанное выше сходство некоторых их оптических свойств.

Таблица 7

Валовой состав минерала глин иллювиального горизонта  
(в % на прокаленное вещество)

Гумус, по Тюрин- гу	Потеря при прока- лива- нии	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O*	Na <sub>2</sub> O*	Сумма	Молекулярное отношение SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1,62	7,60	53,02	31,51	9,24	0,12	1,50	2,29	2,73	Следы	100,41	2,9

\* Определение K<sub>2</sub>O и Na<sub>2</sub>O произведено спектроскопическим методом из отдельной навески.

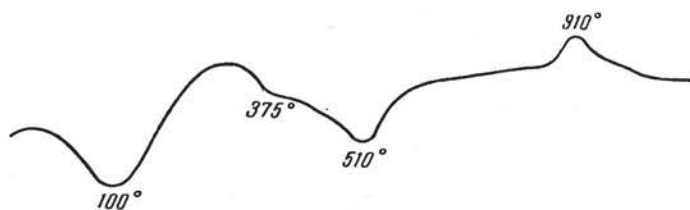
По химическому составу это типичный алюмосиликат, который при молекулярном отношении SiO<sub>2</sub>: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> около 3, может быть отнесен к минералам типа бейделлита. Присутствие в нем гумуса указывает на участие в его передвижении органического вещества, возможно в виде фульвокислот.

В лаборатории Почвенного института АН СССР, руководимой Н. И. Горбуновым, были засняты рентгенограмма и термограмма этого минерала. Согласно заключению Н. И. Горбунова, «рентгенограмма образца полностью совпадает с рентгенограммой минерала монтмориллонитовой группы. Других минералов не обнаружено. Термическая кривая (фиг. 7) указывает на присутствие только одного минерала — бейделлита в высокодисперсном состоянии. Высокая дисперсность подтверждается наличием вуали на рентгенограмме, а также большой термической остановкой при температуре около 100°». Учитывая, что химический анализ показывает много железа, этот минерал следует отнести к железистому бейделлиту.

Таким образом, в результате исследований можно считать установленным возникновение в иллювиальном горизонте подзолистой почвы мине-

рала бейделлита, являющегося типично почвенным синтетическим образованием с переменным характером свойств, присущим соединениям зоны гипергенеза, и имеющего, по видимому, биогенное происхождение. К последнему выводу нас приводят следующие соображения.

На поверхность почвы с растительным опадом в большом количестве поступают минеральные элементы. Легко подвижные элементы выщелачиваются из подстилки и в ней накапливаются более инертные: кремнезем, железо и алюминий. Под действием фульвокислот, которые в свою очередь являются продуктами жизнедеятельности организмов, происходит их передвижение (наряду с элементами разрушающихся минералов) в глубь профиля, где и осуществляется их синтез.



Фиг. 7. Кривая нагревания минерала глины из иллювиального горизонта

Б. Б. Польшов неоднократно ставил вопрос: куда должен уходить весь алюминий, поглощенный растительностью и возвращаемый в почву при минерализации ее остатков, если свободный глинозем встречается только в латеритах, а в других местах, если и встречается, то в ничтожно малых количествах, в то время как процесс поглощения алюминия длится тысячи, миллионы лет?

Польшов считал, что алюминий и кремнезем того же происхождения должны вступать в соединения, которые в дальнейшем превращаются в глины. Иначе говоря, громадное количество глины должно образоваться синтетическим путем, пройдя через состав живого вещества<sup>1</sup>.

Это положение Польшова с несомненностью подтверждается многими наблюдениями, свидетельствующими о возникновении в процессе почвообразования синтетических почвенных минералов глины типа монтмориллонита, имеющих чрезвычайно широкое распространение. Мы уже указывали их присутствие в песчаных подзолистых почвах донских террас; они были обнаружены Б. Б. Польшовым и его учениками в самые первые стадии почвообразования на Урале, в примитивных горно-луговых почвах Кавказа и Тянь-Шаня, в подзолистых почвах южной части подзолистой зоны, в серых лесных почвах, буроземах Кавказа, солонцах, солонях и, вероятно, будут обнаружены во многих других почвах, пока еще не исследованных в этом направлении.

Несомненно, что их широкое распространение следует связывать с повсеместно идущим процессом обмена минеральных веществ между породами и организмами.

<sup>1</sup> Б. Б. Польшов (1953) не исключает возможности образования глины по типу реакции между алюмосиликатом и водой с углекислотой за очень длительный отрезок времени. Но он указывает, что и в этом случае процесс пелитизации полевых шпатов идет при участии организмов, т. е. ставит вопрос в широком виде о биогенном происхождении вообще всех глины.

Дальнейшей задачей исследований в этом направлении должно служить более детальное выяснение характерных особенностей таких синтетических почвенных минералов в различных природных условиях.

В заключение кратко рассмотрим содержание и распределение в почве других минералов.

Список минералов по всему профилю в общем качественно однообразен. Главную массу минералов тяжелой фракции представляют амфиболы и минералы эпидот-цоизитовой группы; остальные же (рутил, гранат, ставролит, дистен, турмалин, глаукоцит, титанит и др.) содержатся в количестве сотых долей процента; некоторое их накопление отмечается в подзолистом горизонте благодаря сравнительно высокой устойчивости этих минералов.

Полевые шпаты по всей толще почвы представлены кислыми плагиоклазами, главным образом альбитом, с показателями преломления  $N_p \sim 1,525$  и  $N_g \sim 1,536$  (1,540) и олигоклазом с  $N_p \sim 1,537$  и  $N_g \sim 1,543$  (1,549), а также микроклином с  $N_p \sim 1,519-1,522$  и  $N_g \sim 1,528-1,530$ .

Плагиоклазы при гравитационном анализе преимущественно сосредотачиваются во фракциях в интервале удельного веса 2,63—2,58; в более тяжелых фракциях попадаются отдельные сосюритизированные зерна. Многие зерна полисинтетически двойникованы. Плагиоклазы, попадающие во фракции удельного веса 2,58—2,45 и  $< 2,45$ , обычно покрыты пленкой органического вещества, мало прозрачны и с трудом распознаются.

Микроклин концентрируется во фракции удельного веса 2,58—2,45 и хорошо определяется по характерной размытой двойниковой решетке, которая четко заметна в крупных зернах, но неразличима в зернах  $< 0,01$  мм. В почве этот минерал более прозрачен и свеж, чем плагиоклаз, хотя некоторые зерна частично также пелитизированы и покрыты органическим веществом. Судя по такому сравнительно более свежему виду и по меньшей, чем у плагиоклазов, способности к дроблению, он является более устойчивым в процессе почвообразования, чем плагиоклазы. Вообще же, как правило, полевые шпаты в гумусовом горизонте изменены в наибольшей мере: они покрыты более плотным налетом органического вещества и сильнее пелитизированы. В подзолистом горизонте их зерна, наоборот, выделяются своей чистой поверхностью и лишь частично пелитизированы. Во всех глубже лежащих горизонтах они облечены бурой пленкой.

Особое место занимают бурые гидрослоды. Они накапливаются в самом нижнем слое почвы (обр. с глубины 180—185 см), не пользуясь сколько-нибудь значительным распространением в вышележащих горизонтах. Они обладают показателем преломления, близким к 1,600—1,606, а по своему удельному весу концентрируются при гравитационном анализе во фракции 2,75—2,67. Наличие этих минералов, наряду с большим количеством крупных и сравнительно свежих обломочков амфиболовых пород, почти полностью отсутствующих в других горизонтах, а также отличие механического состава, выделяет этот слой почвы от вышележащего, перекрывающего его суглинка. Это дает основание предполагать либо иное его происхождение, либо какие-то узлокальные особенности, проявляющиеся в пределах данного разреза, обязанные, возможно, линзовидному залеганию этого слоя, что при пестроте, свойственной вообще моренным отложениям, вполне вероятно. Однако без сравнительного исследования почв более обширной территории установить это не представляется возможным.

## ВЫВОДЫ

1. В формировании подзолистого горизонта суглинистых подзолистых почв существенная роль принадлежит вторичному кварцу.
2. В иллювиальном горизонте подзолистых почв синтезируются специфически-почвенные минералы глин.
3. Эти минералы глин выделены и подвергнуты минералогическому, химическому, рентгенографическому и термическому исследованиям, показавшим их принадлежность к железистому бейделлиту (группа монтмориллонита).
4. Минералам глин иллювиального горизонта, согласно с представлениями Б. Б. Полынова, приписывается биогенное происхождение.

## ЛИТЕРАТУРА

- Вильямс В. Р. Почвоведение. Сельхозгиз, 1947.
- Крылов А. Подзол Могилевской губ. и происхождение его и растительных биолитов Эренберга (Phytolitharien-Biolithe) вообще. Зап. СПб. мин. общ., сер. 2, ч. 8, 1873.
- Новоросова Л. Е. О биологическом накоплении кремнекислоты в почвах еловых лесов. Почвоведение, № 2, 1951.
- Ногина Н. А. Влияние пород на подзолообразование в горной части Среднего Урала. Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. XXVIII, 1948.
- Парфенова Е. И. Вторичный кварц в подзолистом горизонте. ДАН СССР, т. LVIII, № 8, 1947.
- Парфенова Е. И. Некоторые вторичные образования в растениях и почвах. Пробл. сов. почв., сб. 15, 1949.
- Полынов Б. Б. Вторичные минералы орштейногенных горизонтов почвы. Предв. сообщ. 2. Изв. Почв. комит., № 2, 1915.
- Полынов Б. Б. Первые стадии почвообразования на массивно-кристаллических породах. Почвоведение, № 7, 1945.
- Полынов Б. Б. О геологической роли организмов. Вопросы географии, сб. 33, 1953.
- Пономарева В. В. Новые данные к познанию подзолообразовательного процесса. Вестн. Ленингр. гос. унив., № 7, 1950.
- Ремезов Н. П., Быкова Л. Н., Смирнова К. М. Биологический круговорот азота и зольных элементов в лесных насаждениях. Тр. Ин-та леса АН СССР, т. XXIV, 1955.
- Роде А. А. Подзолообразовательный процесс. АН СССР, 1937.
- Тюрин И. В. О биологическом накоплении кремнекислоты в почвах. Пробл. сов. почвоведения, сб. 4, 1937.
- Ярилова Е. А. О кристаллизации фитолитарий в почвах. ДАН СССР, т. LXXXIII, № 6, 1952.
- Duchaufour P f. Nature et origine de la silice de l'horizon cendreux des podzols. Ann. Agr., 2-e an., No 6, 1951.
- Ehrenberg C. G. Microgeologie. Berlin, 1854.
- Ross C. S. a. Hendriks S. B. Minerals of the montmorillonite group. Their origin and relation to soils and clays. U. S. Geol. Surv. prot. paper, No 205-B, 1945.

---

*Е. А. Ярилова*

**МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ СУБАЛЬПИЙСКОГО  
ЧЕРНОЗЕМА НА АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТЕ  
(Армения)**

При всестороннем изучении процессов почвообразования существенным моментом является познание почвенных минералов. В этом направлении сделано пока еще очень мало. Старые исследователи, в силу ограниченных возможностей в отношении техники исследования, подвергали минералогическому анализу, часто только качественному, лишь фракции крупнее 0,1 мм и значительно реже фракции крупнее 0,01 мм; в последнее же время, в связи с успехами почвенной рентгенографии, в центре внимания оказались почти исключительно частицы  $< 1 \mu$ . Между тем только изучение минерального состава всех тесно связанных между собой гранулометрических фракций почвы может с достаточной полнотой раскрыть картину изменения в почвах первичных и возникновения вторичных минералов (которые хотя и сосредоточиваются главным образом в наиболее тонких фракциях, но в достаточно заметных количествах присутствуют и среди более крупных частиц).

В лаборатории, организованной и руководимой Б. Б. Полюновым, такого рода минералогические исследования для представителей основных почвенных типов нашей страны были начаты с почв, развитых на массивно-кристаллических породах, не содержащих никаких вторичных продуктов, что позволило выявить процессы разрушения и создания минералов в наиболее чистом их виде.

К числу таких исследований относится и данная работа. Ее задачей было выяснить характер преобразования минералов андезито-базальта под влиянием черноземообразовательного процесса и установить природу возникающих при этом вторичных минералов.

**КРАТКИЙ ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ**

Исследование минерального состава нескольких образцов «вулканического чернозема» под ковыльно-типчаковой растительностью и горнолуговых почв с Ахманганского плато в Армении выполнялось в свое время З. Н. Немовой (1928, 1930). На основании полученных данных она пришла к выводу, что «минералы, находящиеся в почвах данного района, не соответствуют минеральному составу подстилающих их горных пород и тем самым не являются продуктами разрушения последних. Минералы должны быть принесены извне». Трудно себе однако предста-

вить, чтобы в формировании почвы совершенно не принимали участия минералы подстилающей ее породы. В работе Немовой не приводятся количественных данных по сопоставлению минералов почвы с минералами породы, которые сделали бы картину более ясной; к тому же ею исследовались только частицы крупнее 0,01 мм и из поля ее зрения выпадала основная масса вторичных минеральных образований.

И. Д. Седлецкий (1941) произвел рентгенографические исследования фракции  $< 0,2 \mu$  выщелоченного чернозема на элювии андезитов Армении и нашел в них минералы монтмориллонитовой группы в парагенезисе со слюдой, дающей линии мусковита; эти же минералы были им обнаружены и во всех других исследованных черноземах, развитых на различных породах.

В недавно опубликованной работе Н. И. Горбунова и И. Г. Цюрупы (1951) показано, что коллоидная фракция почв включает далеко не все количество глинистых минералов почвы, а лишь наиболее тонкодисперсную их часть, состоящую главным образом из минералов группы монтмориллонита

Существуют различные взгляды на вопрос о факторах, определяющих состав глинистых минералов почвы. И. Д. Седлецкий считает, что решающую роль в этом отношении играет не исходная порода, а характер процессов выветривания и почвообразования, имея при этом в виду главным образом кислотность среды. С этим выводом согласуются результаты исследования Эдельмана и Шуффелена (Edelman a. Schuffelen, 1947) почв Явы на молодых вулканических породах андезитового и базальтового состава, где на верхних частях вулканов развиты кислые подзолистые почвы, в которых глинистый минерал представлен каолинитом, тогда как у подошвы их в условиях более сухого климата сформировались карбонатные почвы черноземного типа с монтмориллонитом. Аналогичные факты отмечают И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова (1951).

Иную точку зрения на формирование тонкодисперсной части почв высказал Н. И. Горбунов (1952). Полученный этим автором материал приводит его к заключению, что состав глинистых минералов определяется всей совокупностью факторов почвообразования, из которых наиболее важная роль принадлежит материнской породе, возрасту почвы и биохимическим процессам. Применяя в своих исследованиях сочетание рентгеноструктурного, термического и химического анализов фракций  $< 1 \mu$ , Н. И. Горбунов нашел, что преобладающим минералом почти во всех почвах, особенно в черноземах и в почвах сухих степей, является бейделлит. Бейделлитом, как правило, обогащены иллювиальные горизонты большинства почв. Монтмориллонит встречается в почвах значительно реже<sup>1</sup>.

Ноль (Noll, 1937) установил, что в условиях сиаалитного выветривания базальты переходят преимущественно в минералы монтмориллонитовой группы, и объясняет это богатством их магнием, благоприятствующим образованию таких минералов «в особенно широком пределе концентраций и, вероятно, также в относительно малой зависимости от кислотности».

#### ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ И МЕТОДИКА РАБОТЫ

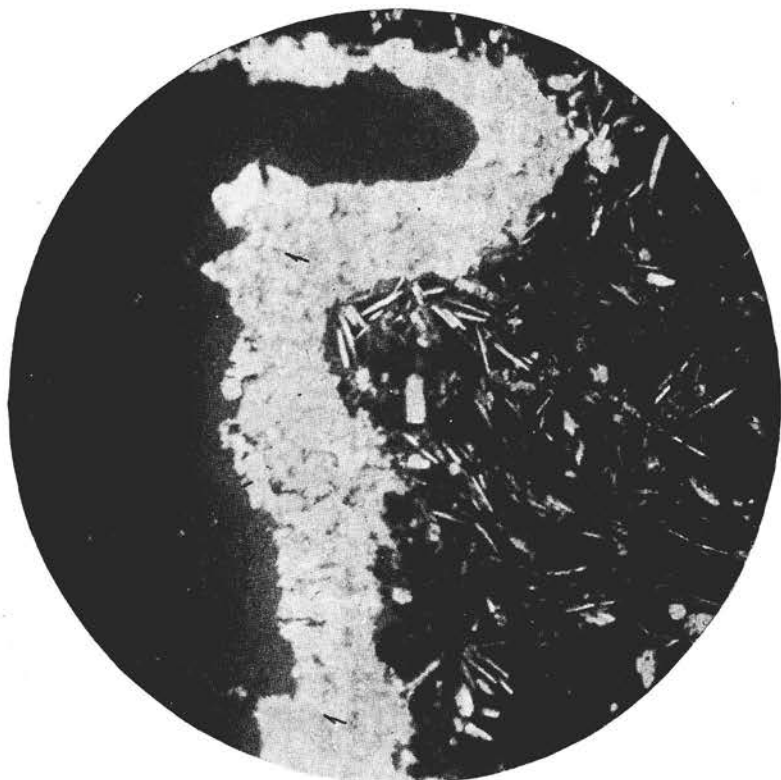
Образцы андезито-базальта и развитого на нем выщелоченного чернозема были собраны на лавовом покрове в предгорьях Ахманганского вулканического плато в области высокогорных злаково-разнотравных лу-

<sup>1</sup> К такому же выводу для осадочных пород пришла М. Ф. Викулова.





*a*



*б*

Фиг. 1. Карбонатные каемки (1) по краям пор андезиго-базальта  
*a* — николи ||; *б* — николи +. Увел. 80

гов субальпийского пояса на высоте 2300 м абсолютной высоты. Разрез заложен в 7 км к югу от с. Чкаловская. Приводим морфологическое описание его, составленное А. И. Троицким.

- 0—12 см Плотная дернина, густо переплетенная корнями травянистой растительности, темносерого, почти черного цвета с буроватым оттенком. Мелкозернистый с порошистой массой суглинок.
- 12—31 см Горизонт того же темносерого (черно-буроватого) цвета. Густо пронизан корнями трав. Структура зернистая, прочная, ровная. Горизонт несколько плотнее предыдущего. Суглинистый. Включения крупных обломков породы. Переход в следующий горизонт очень постепенный.
- 31—56 см Горизонт темносерого цвета, но с более заметным буроватым оттенком. Структура зернистая, отчетливо выраженная, прочная. При отряхивании корней от почвы на них сохраняются прочно приставшие округлые комочки (четки). Слабо уплотнен; суглинистый. Много глыб андезито-базальта, между которыми мелкозем имеет более светлую окраску желтоватого тона.
- 56—100 см Обломки твердой породы (андезито-базальта), между которыми заключается мелкоземистая масса желтовато-бурого цвета. Много мелких выветрелых обломков породы, которые при ударе рассыпаются на гравий. По трещинам много корней трав.

Почва на всю глубину профиля не вскипает от HCl. Чернозем выщелоченный, суглинистый, расположен на андезито-базальтовых туфах.

Измерение рН водной суспензии образцов чернозема дало следующие результаты:

Г л у б и н а	рН
0—5 см . . . . .	6,57
31—36 » . . . . .	6,40
96—101 » . . . . .	7,35

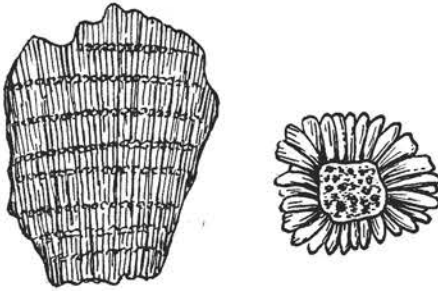
Минералогическое исследование образцов породы и почвы производилось в шлифах и иммерсии. Шлифы из комочков почвы готовились без нарушения их структуры, для чего они предварительно проваривались в канифоли.

Подготовка образцов чернозема к минералогическому анализу заключалась в следующем. Навески почвы в 50 г подвергались однократному разминанию резиновым пестиком с небольшим количеством воды и затем на ситах и путем отстаивания в цилиндрах разделялись на фракции: >1 мм; 1—0,25мм; 0,25—0,10мм; 0,10—0,01 мм; 0,01—0,001 мм, и <0,001мм. Фракции с размерами частиц от 0,25 до 0,001 мм подвергались разделению по удельному весу в жидкости Туле в центрифуге с волчком Мошева. Полученные таким образом фракции гравитационного анализа исследовались в различных иммерсионных жидкостях. Для сравнения минералов породы с минералами почвы образцы андезито-базальта дробились до тех пор, пока они нацело не проходили сквозь сито с диаметром отверстия 0,25 мм, и далее подвергались такому же разделению, как и образцы почвы.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Андезито-базальт представляет собой темносерую, почти черную, пористую породу. Поры составляют около 30% от его объема, они вытянуты в одном направлении, диаметр наиболее крупных из них достигает нескольких миллиметров. Многие из них в большей или меньшей степени заполнены карбонатной массой, окрашенной гидроокислами железа в буроватый цвет. Структуру породы под микроскопом можно, вслед за Б. М. Куплетским (1929), определить как витроандезитовую. Основная

масса состоит из длиннопризматических, реже таблитчатых кристаллов плагиоклаза, длина которых не превышает 0,4 мм (в среднем составляя 0,06–0,10 мм), а ширина 0,06 мм; между ними расположены удлиненные кристаллики пироксена таких же размеров, разбитые трещинками в направлениях спайности, а также многочисленные мелкие зернышки рудного минерала, большей частью хорошо образованные. Промежутки между кристаллической фазой заполнены полупрозрачным стеклом, заключающим многочисленные мельчайшие зернышки тех же минералов. Редкие вкрапления представлены идиоморфным пироксеном изометрической формы с пирамидальными окончаниями; их размеры не превышают 0,5 мм. Края некоторых пор имеют каемки из полупрозрачной буроватой аморфной и мелкозернистой массы. Последняя обладает высоким дву-



Фиг. 2. Формы опалово-карбонатных образований в порах андезитов-базальта (зарисовка)

преломлением и представляет собой мелкокристаллический карбонат кальция, укрупняющийся к периферии и переходящий в удлиненные кристаллики, часто образующие веерообразные или радиально-лучистые агрегаты, центральная часть которых бывает представлена слабокарбонатизированным опаловым веществом (фиг. 1 и 2). Помимо опаловых участков, в карбонатном веществе был обнаружен агрегат кристобалита.

Карбонатные каемки пор бывают иногда двойными, т. е. поверх более крупнокристаллической части снова отложился слой мелкозернистого карбоната, переходящий в бахрому из удлиненных кристаллов.

На основании интересного исследования Б. Л. Исаченко (1948), выделения карбоната кальция в андезитов-базальте следует рассматривать как результат жизнедеятельности определенных бактерий, возможно тех, которые были выделены этим автором из воды оз. Севан.

Рассмотрим, как изменяется андезитов-базальт под влиянием почвообразовательного процесса, и прежде всего обратимся к действию на эту породу пионеров растительной жизни — литофильных лишайников.

Шлиф, изготовленный перпендикулярно к поверхности породы, покрытой накипным лишайником, показывает следующее. Вдоль линии контакта лишайника с породой, а также по краям расположенных глубже пор, стекловатая ее часть подверглась осветлению. В некоторых местах порода разрыхлена, ее минералы расчленены проникшими в нее гифами на мелкие обломки, среди которых имеются и агрегатные скопления гидратов окислов железа. Стенки многих пор покрыты пленкой буровато-желтого изотропного или слабо поляризующего гелевидного глинистого продукта, который разъедает карбонатную каемку, врезываясь в нее языками и включая в себя мелкие зернышки карбонатов. Иногда стенки пор покрыты красно-бурыми окислами железа.

Обломки выветрившегося андезитов-базальта из нижней части разреза макроскопически отличаются от свежей породы буроватой окраской, обусловленной гидроксидами железа, которые в смеси с другими мелкозернистыми продуктами разложения породы заполняют большую часть ее пор. Сверху такие обломки покрыты глинистой корочкой. Карбонаты

из пор удалены нацело. Под микроскопом прежде всего бросается в глаза то, что все стекло стало значительно более светлым и прозрачным. Поры в большей или меньшей степени заполнены тонким материалом, состоящим из мелких и мельчайших обломков минералов базальта и окислов железа, сцементированных тем же однородным буровато-желтым глинистым продуктом, который был обнаружен в шлифе породы с лишайником; этот продукт образует по краям многих пор поляризующие каемки (фиг. 3).

Мелкоземистая часть на глубине 96—101 см (фиг. 4) представлена мелкими обломками породы, большей частью значительно измененной, и кристалликами плагноклаза и пироксена, включенными в тонкозернистую массу буроватого цвета, состоящую из мельчайших зернышек тех же минералов и мелких агрегатных скоплений окислов железа и пропитанную поляризующим глинистым веществом; последнее в чистом виде выделяется по трещинам и порам в виде каемок и натеков, состоящих из нескольких скорлуповатых слоев. В небольшом количестве встречаются остатки разложившихся корней, фитолигарии и частички гумуса. В некоторых порах находятся небольшие скопления грибных спор бурого цвета.

На глубине 48—53 см мелкоземистая масса включает уже меньше обломков породы; она равномерно окрашена в интенсивнобурый цвет пропитывающим ее органическим веществом, маскирующим поляризацию глинистого продукта. Много мелких агрегатов черного гумуса. Единично встречаются грибные споры.

На глубине 31—36 см бурая окраска мелкозема становится еще более интенсивной, и он включает большое количество частичек черного органического вещества. Некоторые обломки породы покрыты красно-бурными окислами железа. Встречаются гумифицированные растительные остатки.



а



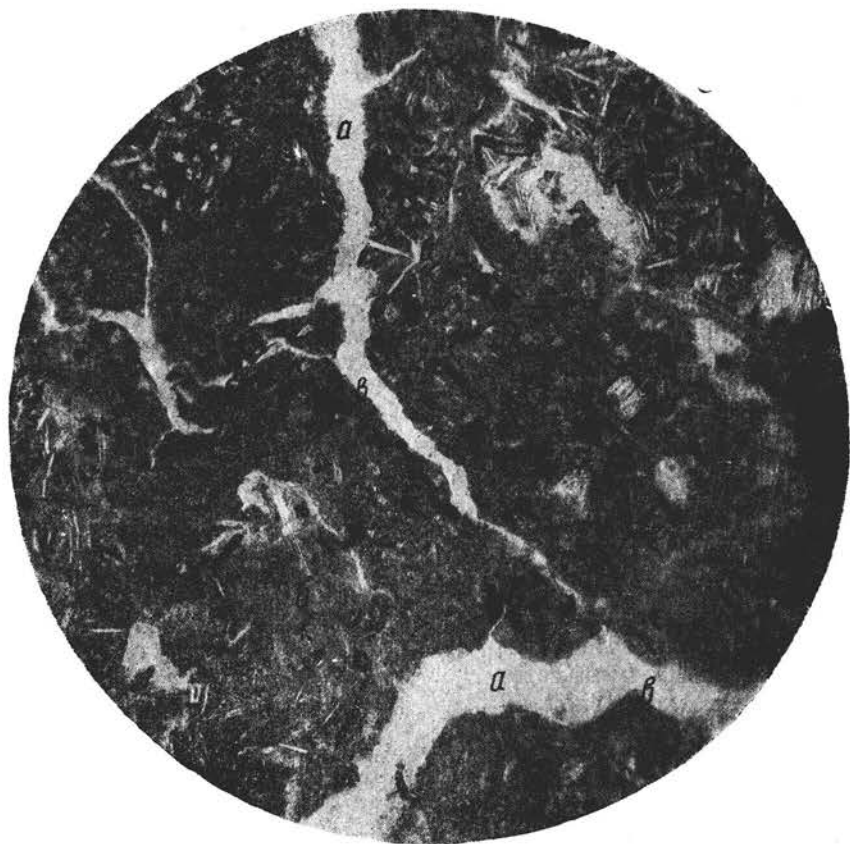
б

Фиг. 3. Каемка синтетического глинистого образования по краю поры андезитобазальта

а — николи ||; б — николи +. Увел. 360

В самом верхнем слое почвы (0—5 см) минералы породы рассеяны среди черно-бурой массы, состоящей из гумифицированных остатков растительной ткани и органического вещества.

На основании изучения шлифов складывается следующая картина преобразования андезито-базальта под влиянием развития на нем субальпийского чернозема. Минералы этой породы в условиях реакции,



Фиг. 4. Шлиф комочка мелкоземистой массы чернозема с глубины 96—101 см. Николи ||

а — трещины в почвенной массе; б — обломки измененного андезито-базальта; в — наемки поляризующего глинистого вещества. Увел. 80

близкой к нейтральной, подвергаются энергичному разрушению и преобразуются в мелкоземистый продукт неоднородного состава, который, наряду с мелкими обломочками первичных минералов, содержит и вторичные образования, возникающие в результате воздействия на породу организмов, начиная с литофильных лишайников. Из этих образований особый интерес представляет глинистый минерал, более подробно рассмотренный ниже.

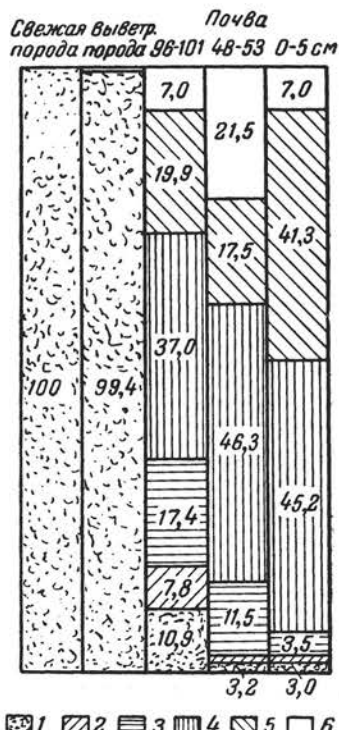
Теперь обратимся к результатам исследования наших образцов в обломках. На фиг. 5 показан их гранулометрический состав. В нижней части исследованного профиля мелкозем включает 7% частиц  $< 1 \mu$  и 18,7% обломков породы крупнее 0,25 мм. На глубине 48—53 см частиц  $< 1 \mu$

содержится уже 21,5%, тогда как обломков породы крупнее 0,25 мм — лишь 3,2%. Поверхностный горизонт (0—5 см) дал низкий выход частиц <1 μ, из-за большой прочности составляющих его органо-минеральных агрегатов, не поддающихся полному разрушению при однократном разминании<sup>1</sup>. Обработка этого образца перекисью водорода повысила количество илистой фракции до 28,6% за счет снижения содержания фракции 0,1—0,01 мм.

В верхней части почвы частицы крупнее 0,25 мм, больше чем наполовину, представляют собой обрывки корней растений.

Данные иммерсионного изучения минералов (табл. 1), как и исследование шлифов, свидетельствуют о том, что свежий андезитобазальт почти нацело состоит из стекла с микролитами плаггиоклаза, пироксена и рудного минерала. Более крупные кристаллы моноклинного пироксена (вкрапленники) составляют лишь 2—3%. Они имеют серовато-зеленую окраску и короткостолбчатую форму, иногда обнаруживая слабый плеохроизм, часты включения рудного минерала, встречаются двойники; угол погасания 41°, Ng = 1,715, Nr = 1,697. Стекло темнубурого цвета, полупрозрачное, благодаря большому количеству заключающихся в нем микролитов, указанных выше минералов. Единично встречается бесцветное чистое стекло с N = 1,505. Плаггиоклаз микролитов представляет собой андезин № 45 (Ng = 1,560, Nr = 1,553), что находится в полном соответствии с данными для района Ордаклю-Нор-Баязет, приведенными в работе Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1929). Выделения кристобалита в порах андезитобазальта имеют каплеобразную форму и состоят из полисинтетических двойников: его Ng = 1,487, Nr = 1,484. Опал находится в порах породы в виде поздраватой массы и агрегатов волокон, часто веерообразно расположенных, большей частью карбонизированных или обохренных в той или иной степени. Образование его, так же как и карбоната кальция, очевидно, является следствием разложения породы под влиянием деятельности микроорганизмов. Формы карбоната кальция были описаны выше; он имеет показатели преломления кальцита. Крупные обломки выветрелой породы из нижней части профиля, в отличие от свежей, содержат небольшое количество красно-бурых окислов железа (гематит или гидрогематит), образовавшихся главным образом за счет разрушения рудного минерала; стекло в них является частично измененным, в той или иной степени обесцветенным, более прозрачным вследствие удаления из него, в результате его разложения, большей части микролитов рудного минерала. Глинистый продукт составляет около 1,5%.

<sup>1</sup> Повторных разминаний мы не производили, поскольку наши исследования чернозема Каменной степи показали, что они вызывают заметное разрушение почвенных минералов.



Фиг. 5. Содержание гранулометрических фракций в черноземе на андезитобазальте (в %)

1 — 1—0,25 мм; 2 — 1—0,25 мм; 3 — 0,25—0,10 мм; 4 — 0,10—0,01 мм; 5 — 0,01—0,001 мм; 6 — <0,001 мм

Таблица 1

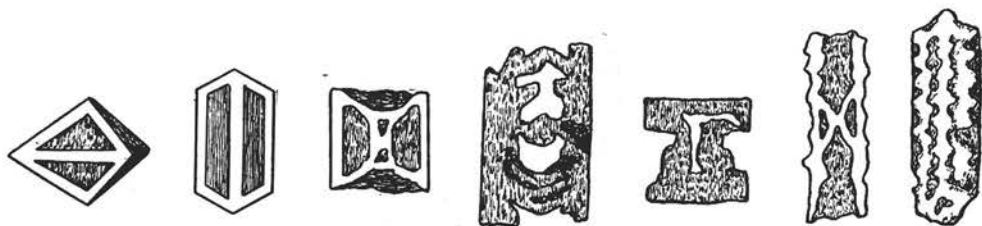
Минеральный состав частиц 0,25—0,001 мм андезито-базальта и развившегося на нем субальпийского чернозема  
(в % от веса породы и почвы)

Минерал	Объект исследования и глубина, см				
	Порода		Почва		
	свежая	выветр.	96—101	48—53	0—5
Рудный минерал . . . . .	0,52	0,67	0,13	0,48	0,32
Окислы железа . . . . .	—	0,06	0,03	0,09	0,08
Рутил . . . . .	Ед.	—	Ед.	Ед.	Ед.
Гранат . . . . .	—	—	—	—	Ед.
Пироксен моноклинный . . . . .	2,26	3,78	1,47	3,59	1,91
Оливин . . . . .	—	—	0,39	0,79	0,02
Гиперстен . . . . .	—	—	—	0,04	0,71
Эпидот . . . . .	—	—	0,01	0,01	0,33
Роговая обманка обыкновенная . . . . .	—	—	0,41	0,22	0,07
» » базальтическая . . . . .	—	—	0,03	0,07	—
Глаукофан . . . . .	—	—	0,06	Ед.	0,01
Биотит . . . . .	Ед.	—	2,51	0,15	0,79
Хлорит . . . . .	—	—	0,68	1,63	0,42
Мусковит . . . . .	—	—	—	0,49	Ед.
Гидрослюда . . . . .	—	—	Ед.	Ед.	—
Плагиоклазы . . . . .	Ед.	Ед.	13,31	17,67	5,38
Стекло с микролитами свежее . . . . .	96,33	82,97	15,14	3,77	0,98
» » » измененное . . . . .	—	10,29	15,98	9,46	5,49
Кварц . . . . .	—	—	—	0,35	0,39
Стекло бесцветное . . . . .	—	0,01	0,55	0,80	0,49
Кристаллит . . . . .	0,04	0,09	—	—	—
Карбонат кальция . . . . .	Ед.	—	—	—	—
Опал . . . . .	0,35	0,10	0,02	—	—
Карбонатизированный опал . . . . .	0,50	—	—	—	—
Мелкозернистые агрегаты . . . . .	—	—	21,80	31,75	—
Глинистый минерал (синтетич. бейделлит) . . . . .	—	1,49	1,31	0,43	0,16
Спикули губок . . . . .	—	Ед.	0,01	0,02	0,01
Фитолитарии . . . . .	—	0,01	0,37	1,47	4,13
Скелеты диатомовых водорослей . . . . .	—	—	Ед.	Ед.	—
Органическое вещество и растительные остатки . . . . .	—	Ед.	0,09	2,03	35,48
Органо-минеральные агрегаты . . . . .	—	—	—	—	32,83
Содержание частиц от 0,25 до 0,001 мм, % . . . . .	100	99,47	74,30	75,31	90,00

Мелкоземистая масса в нижней части почвенного профиля (96—101 см) состоит главным образом из обломков андезито-базальта и его минералов, подвергшихся уже заметному разрушению. Более крупные кристаллы пироксена имеют несколько шероховатую поверхность, частично покрытую продуктами выветривания. Количество стекла с микролитами резко

падает (до 31%) и уже половина его является измененной; в качестве продуктов разрушения обломков андезито-базальта возникают в количестве 22% окрашенные в бурый цвет мелкозернистые агрегаты, состоящие из мелких обломков минералов породы, скрепленных глинистым продуктом и бурыми окислами железа, от которых они становятся малопрозрачными.

В мелкоземе появляется значительное количество плагиоклазов, главным образом в виде мелких кристаллов, высвободившихся в результате разложения заключавшего их стекла; встречаются также и более крупные (до 0,25 мм) зерна лабрадора и андезина.



Фиг. 6. Формы свежего и выветрелого оливина в черноземе на андезито-базальте (зарисовка)

Во фракции 0,25—0,10 мм лабрадор представлен ромбоэдрическими или удлиненно-призматическими кристаллами, иногда зональными, часто содержащими включения мелких кристалликов пироксена. Андезин большей частью призматической, а также и неправильной формы, полисинтетически sdвойникованный, иногда зональный. Олигоклаз наблюдается в виде обломков и реже — призматических кристаллов; обычно серицитизированный, иногда с включениями пироксена.

В мелкоземе нижней части профиля чернозема были обнаружены следующие минералы, не встречающиеся в составе местной породы.

Оливин в виде бесцветных призматических кристаллов, реже дигипирамидальной формы с  $N_g = 1,710$ ,  $N_p = 1,680$ . Большая часть кристаллов имеет разведенную поверхность с железистыми потеками, некоторые же разведены насквозь. Ребра удлиненных кристаллов оливина обнаруживают зубчатые выемки, заполненные бурым мелкозернистым продуктом (фиг. 6).

Роговая обманка обыкновенная, частично обесцветившаяся,  $N_g = 1,675$ ,  $N_p = 1,655$ ,  $cN_g = 16^\circ$ ; базальтическая, свежая, с сильным плеохроизмом,  $N_g = 1,725$ ,  $N_p = 1,707$ ,  $cN_g = 14^\circ$ .

Биотит — листочки бурого или буровато-желтого цвета, часто обесцветенные с краев. В базальном сечении поляризует лишь по краям;  $N_g$  около 1,650, в обесцветенных местах уменьшается до 1,625.

Глаукофан в виде удлиненных зерен неправильной формы с характерным плеохроизмом.

Хлорит — бледнозеленые листочки с  $N$ , колеблющимся от 1,600 до 1,620; обесцветивается или переходит в глинистый продукт с волокнистой структурой и яркими интерференционными цветами.

Гидрослюда — бледноокрашенные желтовато-зеленоватые листочки с  $N = 1,565$ , изотропные или слабо агрегативно поляризующие.

Эпидот — в малом количестве в виде очень мелких зернышек.

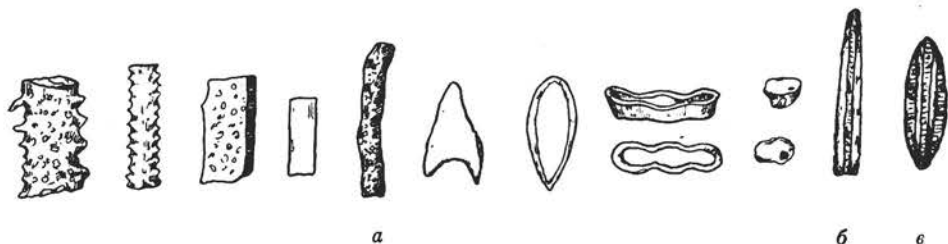
В средней и верхней частях профиля чернозема появляются еще и следующие минералы.



Гиперстен, большей частью сохранивший свою идиоморфную форму, но также и в виде обломков с характерным плеохроизмом. Содержит много включений, главным образом игольчатых минералов. У части зерен наблюдается шагрeneвая поверхность.

Мусковит — свежие листочки, иногда с мелкими непрозрачными включениями.

Кварц — обломки неправильной формы, ребристые, а во фракции 0,1—0,01 мм в очень небольшом количестве также правильно образованные удлиненные кристаллики с пирамидальными окончаниями, иногда с включениями мелких зернышек кальцита. Согласно литературным данным



Фиг. 7. Формы фитолитарий (а), обломков спикул губок (б) и скелетов диатомовых водорослей (с) в черноземе на андезито-базальте

(Гинзберг, 1930), эпимагматический кварц, заполняющий иногда пустотки в андезито-базальте, не имеет идиоморфных очертаний и можно думать, что идиоморфный вторичный кварц обязан своим возникновением почвообразовательному процессу. Подобные же кристаллики кварца были обнаружены нами и в других почвах, в том числе в черноземе Каменной степи, развитом на покровном суглинке (Ярилова, 1953). В наибольшем количестве они образуются в подзолистых почвах (см. работу Е. И. Парфеновой в этом сборнике).

Помимо указанных минералов, в черноземе находятся минералы биологического происхождения: спикулы пресноводной губки *Spongilla* (которая была обнаружена также и З. Н. Немовой в исследованных ею почвах), скелеты диатомовых водорослей классов *Pennatae* и *Centricae* и фитолитарии злаков (фиг. 7). Последние, в числе других минералов почвенного происхождения, будут рассмотрены ниже.

В средней части профиля чернозема наблюдается дальнейшее разложение обломков породы и ее минералов. Пироксен уже почти нацело представлен выветрелыми зернами с шагрeneвой поверхностью, пропитанной гумусом. Некоторые зерна его обесцвечиваются с краев, что сопровождается выделением окислов железа и понижением светопреломления минерала до 1,668.

На глубине 48—53 см количество стекла с микролитами снижается до 13%, и свежая часть его составляет только 3,8%. В связи с этим в 1,5 раза увеличивается количество мелкозернистых агрегатов и заметно возрастает содержание плагиоклазов в тонких фракциях. Во фракции 0,25—0,10 мм, наряду с лабрадором, появляются средние и кислые плагиоклазы, большей частью свежие, но иногда разведенные с поверхности, покрытые глинистым продуктом. Некоторые обломки обнаруживают переход в волокнистый опал. Встретились единичные зерна серицитизированного альбита. Глинистое образование вместе с органическим веществом входит в состав мелкозернистых агрегатов и потому не поддается точному количественному учету. Содержание органического вещества достигает уже 2%.

Самая верхняя часть почвы состоит главным образом из частичек аморфного гумуса и гумифицированных растительных остатков, образующих с мелкими обломками породы и глинистым веществом органоминеральные агрегаты. Многие обрывки растительной ткани, частично сохранившие ее структуру, но уже в значительной степени обесцветившиеся вследствие минерализации, включают буроокрашенные волокнистые участки, обнаруживающие такую же поляризацию, как и глинистое вещество. Создается впечатление, что последнее возникает в процессе разложения растительных остатков.

Количество фитолитарий в верхнем горизонте чернозема достигает 4%. Содержание стекла с микролитами падает до 6%, причем свежая часть составляет только 1%. Резкое уменьшение количества плагиоклазов в фракции 0,1—0,01 и 0,01—0,001 мм свидетельствует об их интенсивном разрушении. Сильно убывает также содержание моноклинного пироксена. Увеличивается количество гиперстена и роговой обманки, частично обесцвеченной. Появляются свежие зерна яркозеленого авгита ромбоэдральной или удлиненно-призматической формы с пирамидальными окончаниями, а также его обломки с теми же оптическими свойствами, что и у серо-зеленого пироксена.

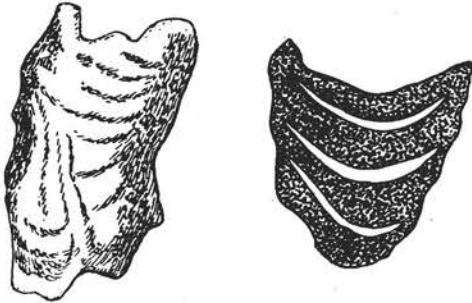
Изложенный материал приводит к иному представлению относительно генезиса исследованного нами чернозема, чем тот вывод, к которому пришла З. Н. Немова. Основная масса минералов в этой почве происходит из подстилающего андезито-базальта; в процессе почвообразования они подверглись весьма большим изменениям. Имеющиеся в черноземе в небольших количествах другие минералы в большей своей части отмечены в литературе (Гинзберг, 1934; Куплетский, 1929) в качестве непостоянных компонентов андезито-базальтовых лав Ахманганского плато (оливин, гиперстен, биотит, роговая обманка, кварц, эпидот, плагиоклазы) и в виде крапленников могли попасть в исследованный нами чернозем из соседних участков лавового покрова. Рутил, гранат, глаукофан, хлорит и мусковит, обнаруженные также и З. Н. Немовой в исследованных ею почвах, очевидно, принесены из более отдаленных источников. В частности, мусковит содержится в осадочных породах Айриджинской долины (Гинзберг, 1930).

Нам осталось рассмотреть те вторичные минералы, которые в своем возникновении самым непосредственным образом связаны с жизнедеятельностью населяющих почву растительных организмов и потому отражают на себе характерные черты протекающего в данных условиях почвообразовательного процесса. Это прежде всего минералы, формирующиеся внутри самого растения. Из них в почвах мы имеем дело главным образом с фитолитариями. Формы их в черноземе изображены на фиг. 7; они те же, что и в злаках, составляющих основную массу растительного покрова этой почвы. Наши исследования показали, что различные виды степных злаков различаются между собой не столько формами фитолитарий, сколько количественными соотношениями нескольких основных форм их. В предыдущем нашем исследовании (Ярилова, 1952) мы установили, что опаловое вещество фитолитарий испытывает в почве старение, теряет воду и постепенно переходит в халцедон и далее в кварц; это сопровождается возрастанием величины светопреломления от 1,406 до кварцевой. Поэтому по преобладающей величине светопреломления фитолитарий можно судить о возрасте почвенного образования, сформировавшегося *in situ*. В черноземе на андезито-базальте 85% фитолитарий имеет  $N < 1,425$ , в то время как в черноземе Каменной степи (Воронежская область) только 35%. В примитивной горно-луговой почве

на сиените (Кавказ)  $N < 1,425$  имеет 95% фитолитарий (Ярилова, 1950).

Различные виды незлаковой растительности с исследованного разреза включают минерал вевеллит (щавелево-кислый кальций) в виде мелких кристалликов и их скоплений разнообразной формы. Попадая в почву вместе с остатками отмерших растений, этот минерал быстро разрушается в ней, в связи с чем мы не находим его в сколько-нибудь заметных количествах.

К рассматриваемой нами группе почвенных минералов должно быть отнесено также описанное выше глинистое образование; специфическая форма его выделения в черноземе, несомненно, свидетельствует о том, что оно возникло в результате почвообразовательного процесса и представляет собой ту синтетическую глину, для которой Б. Б. Полыновым (1945) была впервые указана большая вероятность биологического происхождения. Некоторые характерные особенности этого минерала были уже отмечены выше. Он имеет однородный гелевидный характер, буровато-желтую окраску, слабый плеохроизм и находится в почве в виде различного рода натечных



Фиг. 8. Скорлуповатые агрегаты синтетического глинистого минерала из чернозема на андезито-базальте

форм. Во фракциях гравитационного анализа этот глинистый минерал представлен скорлуповатыми обломками, состоящими из ряда слоев (фиг. 8), которые имеют неодинаковое светопреломление, колеблющееся в пределах от 1,575 до 1,512, в среднем же близкое к 1,555. Наиболее низким светопреломлением отличается внешний, самый свежий слой. Двупреломление этого минерала достигает 0,020—0,025. Он двуосный, отрицательный. При скрещенных николях скорлупки дают изгибающуюся гиперболу. Повидимому, этот минерал имела в виду З. Н. Немова, отмечая присутствие в исследованном ею черноземе на андезито-базальтовой лаве неопределимого минерала светложелтого цвета с едва заметным плеохроизмом. По своему внешнему виду, характеру выделения и по оптическим свойствам исследованный нами глинистый минерал идентичен тем новообразованиям, которые были впервые обнаружены Б. Б. Полыновым (1915) в иллювиальных горизонтах подзолистых почв и в настоящее время подробнее изучены Е. И. Парфеновой (см. ее статью в настоящем сборнике); такого же характера минерал наблюдался нами в темносерых лесных почвах и в солонцах.

Малое количество этого минерала в нашем черноземе не дало возможности выделить его для дополнительных исследований. По удельному весу и оптическим свойствам он соответствует железосодержащему бейделлиту. Это подтверждается приведенными ниже данными термического анализа фракций  $< 1 \mu$ , которые, как показал просмотр их под микроскопом, состоят из этого же минерала и мельчайших обломочков минералов породы (последние не дают никаких термических эффектов).

В связи с изложенным интересно вспомнить, что Г. С. Грицаенко и Е. В. Искуль (1937) описали натечные формы бейделлита, напоминающие рыбу чешую, но имеющие несколько более вытянутую форму, свидетельствующую о выпадении его из нисходящих коллоидных растворов.

Таким образом, присутствие этого подвижного глинистого минерала в субальпийском черноземе, представляющее само по себе большой интерес, свидетельствует о наличии в данной почве иллювиального процесса.

Описываемое новообразование всегда включает небольшое количество органического вещества, на что указывает некоторое его обугливание при обработке серной кислотой или при слабом прокаливании; очевидно, оно возникает при участии каких-то органических соединений. Работы И. В. Тюрина (1940) и В. В. Пономаревой (1950) выяснили, что образующиеся в почвах особые высокоподвижные и химически активные перегнойные кислоты, так называемые фульвокислоты, образуют с гидроокислами железа и алюминия подвижные коллоидные комплексы, передвигающиеся вниз по профилю почвы и выпадающие в иллювиальном горизонте.

На основании исследований этих авторов глинистое новообразование следует рассматривать как продукт старения и кристаллизации органо-минеральных гелей, в состав которых входят не только полуторные окислы, но и кремнекислота.

Появление такого же глинистого образования в результате воздействия лишайника на изверженную породу находится в соответствии с исследованиями Р. Х. Айдицяна (1938) и И. В. Александровой (1951). Эти авторы выяснили, что в первичных продуктах выветривания и почвообразования — мелкоземах под лишайниками и мхами на массивно-кристаллических породах (в том числе и на базальтах Армении), а также в примитивных горно-луговых почвах, фульвокислоты в большинстве случаев преоб-

Таблица 2

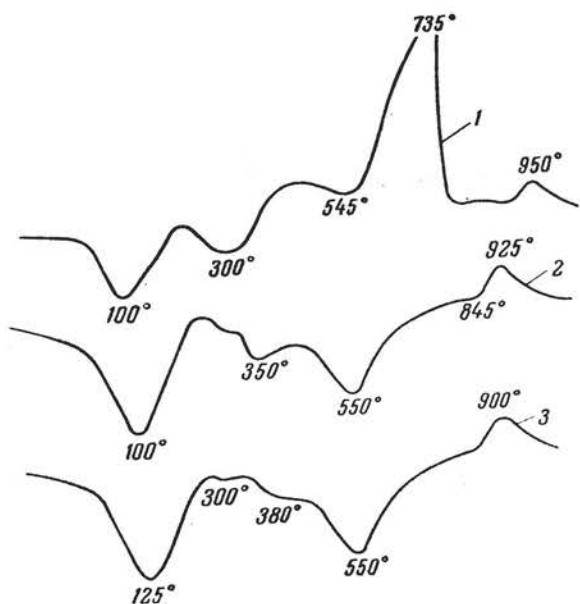
Результаты промера рентгенограмм фракции < 1  $\mu$  чернозема на андезито-базальте с глубины 96—101 см

(по данным Н. И. Горбунова и Н. А. Шарпиной)

№ линии	2S	i	d $\text{\AA}$	Примечания
1	23,0	2	5,57	Фон незначительный, линии четкие. Преобладают линии минералов монтмориллонитовой группы. В объекте имеется небольшая примесь кварца и других минералов
2	29,5	9	4,34	
3	35,5	5	3,62	
4	37,0	5	3,48	
5	39,0	9	3,31	
6	41,0	8	3,15	
7	46,5	3	2,79	
8	51,0	9	2,55	
9	55,0	8	2,38	
10	56,0	4	2,33	
11	67,5	7	1,95	
12	74,5	9	1,797	
13	80,5	8	1,678	
14	82,0	8	1,65	
15	89,5	9	1,53	
16	92,5	9	1,49	
17	102,6	7	1,37	
18	111,0	6	1,29	

ладают над гуминовыми кислотами (реже их отношение близко к 1), как и в других указанных выше почвах, характеризующихся накоплением подобного глинистого минерала в иллювиальных горизонтах.

Данные рентгеноструктурного анализа фракций  $<1 \mu$  образца чернозема с глубины 96—101 см, приведенные в табл. 2, свидетельствуют о принадлежности составляющего их синтетического глинистого минерала к



Фиг. 9. Кривые нагревания фракций  $<1 \mu$  чернозема на андезито-базальте

1 — с глубины 0—5 см; 2 — с глубины 31—36 см;  
3 — с глубины 96—101 см

Обращает на себя внимание чрезвычайно большое сходство этих термодиаграмм с термодиаграммой аналогичного глинистого минерала из подзолистой почвы, приведенной в работе Е. И. Парфеновой.

Это еще раз подтверждает, что в обоих случаях мы имеем дело с одним и тем же минералом.

Идентичность синтетического бейделлита в почвах, сформировавшихся в резко различных природных условиях, свидетельствует о том, что его образование управляется причинами более общего характера, чем те, которые обычно учитываются исследователями. Мы еще не располагаем достаточными данными, чтобы вскрыть эти причины. Интерес в этом отношении представляют исследования Шварца и Валькера (Schwarz u. Walker, 1925), выяснившие, что взаимное свертывание золь кремнезема и глинозема возможно лишь в определенном интервале pH, и оптимум лежит в слабо кислой области. Из растворов с отношением  $Al_2O_3 : SiO_2 = 1 : 6$  (т. е. соответствующим ортоклазу) в опытах этих авторов выпадали осадки каолинистого состава; при наличии в растворе над осадками избытка  $SiO_2$  наблюдалось постепенное повышение в них отношения  $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$ ,

которое через два месяца достигало 3. В исследованном нами черноземе имеют место условия, необходимые, по Шварцу и Валькеру, для образования синтетического водного алюмосиликата с отношением  $Al_2O_3 : SiO_2 =$

группе монтмориллонита. Это подтверждают и кривые нагревания фракций  $<1 \mu$  образцов из трех горизонтов чернозема, снятые и расшифрованные Е. А. Шурыгиной (фиг. 9). Во всех случаях они соответствуют высокодисперсному бейделлиту с примесью гидроокислов железа (гётит), количество которых увеличивается снизу вверх. В горизонте 0—5 см, повидимому, имеются также гидроокислы железа в коллоидной форме. Кроме того, здесь присутствует не удалившееся при обработке  $H_2O_2$  углеродное вещество (экзотермический эффект при  $735^\circ$ ). Характерной особенностью этого бейделлита является отсутствие третьего эндотермического эффекта при  $850^\circ$ .

= 1 : 3; в тех местах, где разлагаются растительные остатки, очевидно, возникает наиболее благоприятная реакция среды, а избыток  $\text{SiO}_2$  создается аморфным кремнеземом, постоянно поступающим в почву вместе с растительным опадом.

Дальнейшие исследования покажут, насколько близки к обнаруженному нами синтетическому бейделлиту аналогичные образования илловиальных горизонтов других почв. Можно предполагать, что и тот бейделлит, который входит в состав тонкодисперсной части большинства почв, в частности, черноземов равнин, имеет такое же происхождение.

В заключение считаем нужным подчеркнуть, что почва с ее сложной системой взаимодействующих биологических и минеральных факторов благоприятствует процессам синтетического минералообразования и в этом отношении должна привлечь к себе внимание минералогов, занимающихся изучением коры выветривания.

### ВЫВОДЫ

1. Развитие черноземообразовательного процесса на андезито-базальте предгорий Ахманганского плато в субальпийских условиях приводит к энергичному разрушению этой породы, в результате чего в мелкоземистой массе верхнего почвенного горизонта сохраняются лишь 1% свежих обломков ее и 5% значительно измененных. Минералы андезито-базальта подвергаются и механическому раздроблению, и биохимическому разложению. Последнее проявляется особенно резко в отношении вулканического стекла, которое почти нацело исчезает в верхнем горизонте почвы.

2. В процессе формирования чернозема в нем возникают минеральные новообразования, отражающие условия почвообразования и его характерные особенности. К этим новообразованиям относятся биолиты (минералы, возникающие внутри растений и попадающие в почву при их отмирании) и синтетический глинистый минерал, образование которого находится в непосредственной связи с жизнедеятельностью почвенных организмов.

3. Глинистый минерал появляется уже на первых стадиях почвообразовательного процесса, обусловленных воздействием литофильных лишайников на андезито-базальт, в виде пленок по краям его пор. Он пропитывает всю мелкоземистую часть чернозема и в чистом виде выделяется в виде характерных натечных форм по трещинам, ходам корней и в порах этой почвы. По ряду свойств, в том числе оптических, а также по данным рентгеноструктурного и термического анализа фракций почвы  $< 1\mu$ , состоящих почти нацело из этого минерала, он соответствует железосодержащему бейделлиту; характерной отличительной чертой его термограммы является отсутствие третьего эндотермического пика при  $850^\circ$ . Все исследованные его свойства совпадают с таковыми у аналогичного образования в илловиальном горизонте подзолистой почвы.

4. Обнаружено присутствие в черноземе вторичного идиоморфного кварца, скорее всего обязанное почвообразовательному процессу.

5. В противоположность данным З. Н. Немовой для чернозема Ахманганского плато, мы в исследованном черноземе нашли лишь небольшие количества минералов, не входящих в состав подстилающей породы; в большей своей части эти минералы отмечены в литературе в качестве непостоянных компонентов андезито-базальтовых лав Ахманганского плато. Некоторые из них принесены из более отдаленных источников.

## ЛИТЕРАТУРА

- Айдинян Р. Х. Сравнительное исследование состава органического вещества первичных продуктов выветривания, их коллоидных фракций и почв. Сообщ. лаборат. агрохимии АН Армянской ССР, № 1, 1938.
- Александрова И. В. Процессы гумусообразования в некоторых горных примитивных почвах. Почвоведение, № 10, 1951.
- Гинзберг А. С. Геолого-петрографическое описание южного побережья оз. Севан (Гокча), т. 2, вып. 1, АН СССР, 1930.
- Гинзберг А. С. Петрография республики Армении. Петрография СССР. АН СССР, вып. 2, 1934.
- Гинзбург И. И. и Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. АН СССР, 1951.
- Горбунов Н. И. и Цюрупа И. Г. Оптимальные для рентгенографического изучения размеры частиц, выделенных из почв и глин. ДАН СССР, т. LXXVII, № 4, 1951.
- Горбунов Н. И. Минералы тонкой фракции почв, закономерности их распределения и методика их изучения. Почвоведение, № 10, 1952.
- Грицаенко Г. С. и Искюль Е. В. К минералогии Кемпирсайского силикатно-никелевого месторождения. Мин. сырье, № 1, 1937.
- Исаченко Б. Л. О биогенном образовании карбоната кальция. Микробиология, т. 17, вып. 2, 1948.
- Куплетский Б. М. Геолого-петрографический очерк восточной части Ахманганского вулканического плато. В кн.: Бассейн озера Севан (Гокча), т. 1, АН СССР, 1929.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Андезито-базальтовые формации центральной части Армении. В кн.: Бассейн оз. Севан (Гокча), т. 1, АН СССР, 1929.
- Немова З. Н. Определение минералов в вулканическом черноземе с лавовых полей Армении. ДАН СССР, А, № 1—25, 1928.
- Немова З. Н. Минералогическое исследование некоторых почв с Ахманганского плато в Армении. Изв. АН СССР, сер. 7, отделен. физ.-мат. наук, № 2, 1930.
- Полынов Б. Б. Вторичные минералы орштейногенных горизонтов почв. Предварительное сообщение. 2. Изв. Почв. комит., № 2, 1915.
- Полынов Б. Б. Первые стадии почвообразования на массивно-кристаллических породах. Почвоведение, № 7, 1945.
- Пономарева В. В. Новые данные к познанию подзолообразовательного процесса. Вестн. Ленингр. унив. № 7, 1950.
- Седлецкий И. Д. Парагенетические группы минералов в основных типах почв. ДАН СССР, т. 32, № 6, 1941.
- Тюрин И. В. Из результатов работ по изучению состава гумуса в почвах СССР. Проблемы Сов. почвоведения, сб. 11, 1940.
- Ярилова Е. А. Преобразование минералов сиенита на первых стадиях почвообразования. Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. XXXIV, 1950.
- Ярилова Е. А. О кристаллизации фитолитарий в почвах. ДАН СССР, нов. сер., т. LXXXIII, № 6, 1952.
- Ярилова Е. А. Минералогический состав чернозема Каменной степи и влияние на него искусственного лесонасаждения и травопольных севооборотов. В сб. Вопросы травопольной системы земледелия, т. II, АН СССР, 1953.
- Edelman C. H. a. Schuffelen A. C. On the origin of some clay minerals in soils. C. R. Conférence de pédologie Méditerranéenne (1947), Berger-Levrault, 1948.
- Noll W. Über das Vorkommen von Montmorillonit in einigen Zersetzungsprodukten von Basalten des westlichen Vogelsberges. Chemie d. Erde, Bd. 11, H. 2, S. 294, 1937.
- Schwarz R. u. Walker R. Über die Genesis der natürlichen Aluminiumhydro-silikate. Zeitschr. für anorg. u. allgem. Chemie, Bd. 145, H. 3-4, 1925.

*М. А. Глазовская*

## УЧАСТИЕ ЗОЛЫ РАСТЕНИЙ В ОБРАЗОВАНИИ МЕЛКОЗЕМИСТЫХ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПОЧВ

Одним из крупных достижений русской и советской науки является учение о биосфере как особой оболочке земного шара, где все процессы совершаются при активном участии живого вещества.

Многочисленные изыскания, проведенные в этой области геохимиками, почвоведом и микробиологами (Вернадский, Полынов, Холодный), показали, что процессы миграции и аккумуляции химических элементов в условиях поверхности земли (химический состав коры выветривания, почв, природных вод, газовый состав атмосферы) в той или иной мере связаны с процессами жизни.

Исследованиями Б. Б. Полынова (1945) и его учеников [И. А. Ассиинг (1949), Е. А. Яриловой (1947), Р. Х. Айдиняна (1949), Е. И. Парфеновой (1950), М. А. Глазовской (1950, 1952)] установлена исключительно большая роль литофильной низшей растительности (микроорганизмов, лишайников, мхов) в разложении минералов коренных пород и образовании мелкозема, накапливающегося в трещинах и углублениях скал.

Подобный мелкозем представляет собою смесь обломков первичных минералов и тонкодисперсных продуктов минерализации и гумификации органических остатков литофильной флоры.

Участие литофильной растительности в образовании мелкоземистых продуктов выветривания обнаруживается благодаря высокому содержанию в них элементов-органогенов, сходству состава золы растений с составом илистой фракции мелкозема и присутствию специфических, образующихся в теле живых растений минералов-биолитов (кремневых телец, вевеллита и др.). Результаты этих исследований дали основание Б. Б. Полынову высказать предположение о биогенном происхождении глин. Участие золы высшей растительности в процессах образования минеральной части почв обсуждается в ряде работ (Дзенс-Литовская, 1946; Троицкий, 1949; Парфенова, 1950; Глазовская, 1945, 1952; Айдинян, 1954; Ремезов и др., 1949, и Базилевич, 1955).

В настоящем сообщении мы приведем некоторые результаты наших исследований над процессами выветривания и почвообразования в Центральном Тянь-Шане, иллюстрирующие роль растительности в образовании мелкоземистых наносов и почв. Исследования проводились на северных склонах хребта Терскей-Алатау в нивальном, горно-луговом и горно-лесном поясах. При сборе материалов и его обработке мы руководствовались методикой (Полынов) сопряженного химического анализа горных пород, продуктов их выветривания и почвообразования, золы произрастающих на породах и почвах растений и состава почвенных вод.

В нивальном поясе гор на высоте около 4100—4200 м были взяты для исследования различные по составу породы: гранит, гранито-гнейс, ди-



орит и хлоритизированный известняк. С поверхности пород были собраны произрастающие на них литофильные лишайники родов *Aspicilia*, *Umbilicaria* и *Xanthoria*. В трещинах и углублениях скал был собран образующийся при выветривании незаросший мелкозем и маломощные почвы под куртинами растущей на скалах альпийской растительности. Растения, образующие куртины, представлены главным образом подушками *Sibbaldia tetrandra*, дернинами *Cobresia capilliformis*, кустиками *Potentilla alpina*. Мощность гумифицированного мелкоземистого слоя под такими куртинками обычно составляла 10—20 см. Все образцы мелкозема и почв находятся в условиях, допускающих свободный вынос элементов стекающими со скал растворами.

Таблица 1

Валовой химический анализ  
(в % на прокаленное вещество)

№	Названия образца	П.п.п.	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	SO <sub>2</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O
1	Гранит . . . . .	0,50	74,84	2,00	0,06	16,22	0,27	0,17	1,11	0,18	2,92
2	Мелкозем из-под лишайников на граните . .	5,82	68,28	5,96	0,13	14,46	0,17	0,37	4,35	4,45	1,84
3	Первичная горно-луговая почва на граните	30,60	65,24	7,47	0,17	18,16	0,30	0,34	2,52	3,26	1,96
4	Гранито-гнейс . . . . .	2,38	70,64	5,20	0,10	17,30	0,25	0,21	0,96	0,68	2,24
5	Мелкозем из-под лишайников на гранито-гнейсе . . . . .	6,30	67,97	7,42	0,16	16,89	0,38	0,31	0,99	0,69	2,32
6	Первичная горно-луговая почва на гранито-гнейсе . . . . .	38,38	64,56	8,50	0,32	16,50	0,45	0,57	2,96	1,49	3,10
7	Диорит . . . . .	1,13	58,64	7,00	0,07	18,83	0,61	0,25	8,00	4,42	Не определен
8	Первичная горно-луговая почва на диорите	12,20	57,32	8,20	0,19	18,41	0,89	0,38	6,10	4,00	То же
9	Хлоритизированный известняк . . . . .	15,75	41,39	6,45	0,21	12,72	9,96	0,85	27,20	5,80	0,95
10	Мелкозем из-под лишайников на известняке . . . . .	18,40	60,05	7,50	0,60	14,40	0,96	1,00	5,60	3,30	1,60
11	Первичная горно-луговая почва на известняке . . . . .	57,30	60,20	8,75	0,37	15,01	0,11	0,75	8,80	4,00	1,38

В табл. 1 приводим валовые анализы исходных пород и продуктов их выветривания. При анализе рыхлых продуктов выветривания и маломощных почв фракция крупнозема (частицы с диаметром > 1 мм), представляющая обломки породы, была отделена и валовому анализу подвергалась лишь мелкоземистая часть продуктов выветривания (частицы < 1 мм). Последняя составляла в рыхлых продуктах выветривания от 70 до 95%.

Сравнение химического состава исходных пород, продуктов выветривания этих пород и первичных почв показывает, что в процессе выветривания пород и почвообразования происходит нивелировка их химического состава: исходные породы отличаются друг от друга по химическому составу в значительно большей степени, чем образующийся из них мелкозем и почвы.

В составе продуктов выветривания сохраняются лишь некоторые различия, унаследованные от исходных пород. Так, например, мелкоземистые накопления и почвы на гранитах содержат несколько больше кремнезема, чем почвы на хлоритизированных известняках и диоритах, но разница в содержании кремнезема в продуктах выветривания и почвообразования на граните, известняке и диорите значительно меньше, чем в исходных породах. То же относится и к полуторным окислам, особенно к окислам железа. Почти во всех вторичных образованиях процентное содержание их весьма близко, в то время как в породах оно весьма различно. Так, например, в граните окислов железа содержится в три раза меньше, чем в диорите и хлоритизированном известняке, а в продуктах выветривания гранита их почти столько же, сколько в продуктах выветривания диорита и известняка. Такая же картина наблюдается в отношении кальция, магния, калия: содержание их в породах разнится очень сильно, а в продуктах выветривания выравнивается.

Ряд элементов, входящих в состав пород в небольших количествах, как например, фосфор, сера, марганец, не обнаруживают столь правильной картины выравнивания по содержанию в продуктах выветривания. Они, как правило, интенсивно накапливаются в рыхлых продуктах выветривания в количествах, более или менее пропорциональных содержанию их в исходных породах.

В чем же причина нивелирования химического состава продуктов выветривания, по сравнению с коренными породами?

В значительной мере этой нивелировке способствуют форма нахождения тех или иных элементов в коренных породах, податливость минералов процессам выветривания и различная степень растворимости образующихся вторичных продуктов. В частности, вынос кальция из продуктов выветривания известняка обусловлен сравнительно легкой растворимостью карбоната кальция. Но, с другой стороны, тот же кальций в форме вторичного кальцита накапливается в продуктах выветривания гранита и повышает содержание кальция в почве и в мелкоземе, по сравнению с породой, в 2,5—4,0 раза, в то время как более трудно растворимые соединения, например кремнезем, выносятся. Малоподвижные в условиях щелочной среды окислы железа должны были бы накапливаться пропорционально их содержанию в породах. В действительности этого не наблюдается: в продуктах выветривания гранита содержание окислов железа увеличивается более, чем в три раза, а в продуктах выветривания диорита, гранито-гнейса и известняка — всего лишь в 1,1—1,4 раза.

Эти аномалии в поведении отдельных элементов и их соединений хорошо обнаруживаются, если рассчитать элювиально-аккумулятивные коэффициенты и составить ряды относительного накопления и убыли химических соединений в продуктах выветривания и почвах по отношению к породам. При исчислении элювиально-аккумулятивных коэффициентов были взяты отношения содержания того или иного элемента в продуктах выветривания к содержанию в породе.

Приводим вычисленные таким образом ряды накопления и убыли соединений в рыхлых продуктах выветривания и почвах (табл. 2).

Таблица 2

Ряды накопления и выноса элементов в рыхлых продуктах выветривания и почвах

Незаросший мелкозем на граните	$\frac{\text{MgO}}{23,0} > \frac{\text{CaO}}{3,9} > \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{2,9} > \frac{\text{SO}_3}{2,2} > \frac{\text{P}_2\text{O}_5}{2,1} > \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{1,0} > \frac{\text{SiO}_2}{0,90} > \frac{\text{K}_2\text{O}}{0,6} = \frac{\text{MnO}}{0,6}$
Первичная почва на граните	$\frac{\text{MgO}}{17,5} > \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{3,7} > \frac{\text{P}_2\text{O}_5}{2,9} > \frac{\text{CaO}}{2,4} > \frac{\text{SO}_3}{2,0} > \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{1,2} > \frac{\text{MnO}}{1,0} > \frac{\text{SiO}_2}{0,86} > \frac{\text{K}_2\text{O}}{0,6}$
Первичная почва на диорите	$\frac{\text{P}_2\text{O}_5}{2,9} > \frac{\text{SO}_3}{1,6} > \frac{\text{MgO}}{1,4} > \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{1,1} > \frac{\text{SiO}_2}{0,99} > \frac{\text{MnO}}{0,90} > \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{0,90} > \frac{\text{CaO}}{0,70}$
Незаросший мелкозем на гранито-гнейсе	$\frac{\text{MgO}}{1,6} > \frac{\text{SO}_3}{1,5} > \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{1,4} > \frac{\text{CaO}}{1,0} > \frac{\text{MnO}}{1,0} = \frac{\text{K}_2\text{O}}{1,0} > \frac{\text{SiO}_2}{0,95} > \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{0,90}$
Первичная почва на гранито-гнейсе	$\frac{\text{P}_2\text{O}_5}{3,2} > \frac{\text{CaO}}{3,0} > \frac{\text{SO}_3}{2,6} > \frac{\text{MgO}}{2,2} > \frac{\text{MnO}}{1,8} > \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{1,6} > \frac{\text{K}_2\text{O}}{1,4} > \frac{\text{SiO}_2}{0,91} > \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{0,90}$
Незаросший мелкозем на известняке	$\frac{\text{P}_2\text{O}_5}{3,0} > \frac{\text{K}_2\text{O}}{1,7} > \frac{\text{SiO}_2}{1,4} > \frac{\text{SO}_3}{1,1} = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{1,1} = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{1,1} \quad \frac{\text{MnO}}{1,0} \quad \frac{\text{MgO}}{0,6} \quad \frac{\text{CaO}}{0,2}$
Первичная почва на известняке	$\frac{\text{P}_2\text{O}_5}{1,8} > \frac{\text{SiO}_2}{1,4} > \frac{\text{K}_2\text{O}}{1,3} = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{1,3} > \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{1,1} > \frac{\text{SO}_3}{0,9} > \frac{\text{MgO}}{0,6} > \frac{\text{CaO}}{0,2} > \frac{\text{MnO}}{0,1}$

Порядок расположения отдельных соединений в рядах и величина их относительного накопления на различных породах весьма неодинаковы и не объяснимы различиями в минеральном или химическом составе горных пород.

#### 1. РОЛЬ ЛИТОФИЛЬНЫХ ЛИШАЙНИКОВ В НАКОПЛЕНИИ МИНЕРАЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОДУКТАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Обратимся к имеющимся у нас анализам золы лишайников, собранных на граните и на хлоритизированном известняке.

Зола различных родов лишайников, собранных на одной и той же породе, растущих рядом друг с другом и образующих на поверхности породы неструю мозаику, весьма различна по химическому составу. Это свидетельствует об исключительной избирательной способности живых организмов к поглощению тех или иных элементов. Поглощение химических элементов лишайниками происходит в количествах, не пропорциональных содержанию этих элементов в породе. Если же срав-

лишь лишайники одного и того же рода, собранные на граните и на хлоритизированном известняке, в составе золь обнаруживается большое сходство. Разница заключается лишь в небольшом колебании содержания отдельных элементов, увеличении кальция и относительном уменьшении кремнезема в золе лишайников, собранных на известняках. Таким образом, химический состав породы лишь слабо влияет на состав золь произрастающих на ней лишайников. В основном состав золь и соотношение в ней химических элементов определяются биологическими особенностями растения.

Таблица 3

Химический состав золь  
(в % от веса золь)

Название лишайника и породы	Зольность	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	SO <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
<i>Aspicilia</i> на граните . . .	10,26	36,10	6,48	0,40	3,83	0,07	1,35	37,58	10,15	2,29	1,75
<i>Aspicilia</i> на известняке	9,90	34,89	5,50	0,90	2,40	0,12	1,20	39,90	9,14	3,40	2,55
<i>Xanthoria</i> на граните . . .	8,75	38,00	20,81	5,37	3,37	0,09	4,35	10,01	10,60	6,00	1,34
<i>Xanthoria</i> на известняке	9,30	32,80	22,90	4,49	3,60	0,15	5,12	14,80	8,50	6,45	2,10

Б. Б. Польшов (1945) для определения степени поглощения того или иного элемента растениями предложил брать не абсолютное количество его в золе растений, а отношение содержания элемента в золе к содержанию его в породе. Произведенные автором пересчеты, по методу Польшова, дали следующие ряды биологического поглощения элементов лишайниками (табл. 4).

Таблица 4

Ряды биологического поглощения элементов лишайниками на гранитах и накопления их в мелкоземе

<i>Aspicilia</i>	$\frac{\text{MgO}}{50,0} > \frac{\text{CaO}}{36,0} > \frac{\text{SO}_3}{8,0} > \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{3,24} > \frac{\text{P}_2\text{O}_5}{2,4} > \frac{\text{K}_2\text{O}}{1,0} > \frac{\text{SiO}_2}{0,8} > \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{0,27}$
<i>Xanthoria</i>	$\frac{\text{MgO}}{51,0} > \frac{\text{SO}_3}{28,0} > \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{10,0} > \frac{\text{P}_2\text{O}_5}{9,1} > \frac{\text{CaO}}{9,0} > \frac{\text{K}_2\text{O}}{2,0} > \frac{\text{SiO}_2}{0,84} > \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{0,24}$
Мелкозем	$\frac{\text{MgO}}{23,0} > \frac{\text{CaO}}{3,9} > \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{2,9} > \frac{\text{SO}_3}{2,2} > \frac{\text{P}_2\text{O}_5}{2,1} > \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{1,0} > \frac{\text{SiO}_2}{0,90} > \frac{\text{K}_2\text{O}}{0,6}$

Данный пересчет показывает, что, несмотря на разнообразие химического состава золь лишайников, порядок поглощения ими элементов из породы имеет некоторое постоянство. Наиболее интенсивно растения накапливают магний, серу, кальций и фосфор. Относительное накопление калия и железа колеблется от десятикратного количества до однократного. Относительное содержание кремнезема и алюминия в золе лишайников значительно меньше, чем в породе.

Сравним полученные нами ряды биологического поглощения элементов лишайниками с рядом накопления этих же элементов в мелкоземе, собранном в углублениях поверхности гранита, покрытого лишайниками.

Как видно из данных, приведенных в табл. 4, порядок накопления элементов в лишайниках и мелкоземом почти один и тот же. Элементы, накапливающиеся интенсивно и значительно в золе лишайников, обнаруживают накопление и в мелкоземом. Исключение из общего правильного порядка представляют  $K_2O$  и  $Al_2O_3$ : в то время как в лишайниках наблюдается относительное накопление калия, в мелкоземом его меньше, чем в исходной породе. Это, повидимому, объясняется легкой растворимостью солей калия, получающихся при минерализации растительных остатков. Окислы алюминия очень слабо накапливаются в теле лишайников, тем не менее накапливаются в мелкоземом. Повидимому, эти соединения представляют главным образом остаточный, инертный продукт выветривания.

Рассмотрим каков порядок биологического поглощения элементов лишайниками, произрастающими на хлоритизированных известняках, и каков порядок накопления элементов в мелкоземом на известняках (табл. 5).

Таблица 5

Ряды биологического поглощения элементов лишайниками и накопления их в мелкоземом на известняках

<i>Aspicilia</i> на хлоритизированном известняке	$\frac{P_2O_5}{4,3} > \frac{K_2O}{3,6} > \frac{MgO}{1,6} > \frac{CaO}{1,5} > \frac{SO_3}{1,4} > \frac{SiO_2}{0,8} > \frac{Fe_2O_3}{0,8} > \frac{MnO}{0,12} > \frac{Al_2O_3}{0,02}$
<i>Xanthoria</i> на хлоритизированном известняке	$\frac{P_2O_5}{21,4} > \frac{K_2O}{3,6} > \frac{Fe_2O_3}{3,5} > \frac{MgO}{1,5} > \frac{SO_3}{1,4} > \frac{SiO_2}{0,8} > \frac{CaO}{0,5} > \frac{MnO}{0,15} > \frac{Al_2O_3}{0,02}$
Мелкозем на известняке	$\frac{P_2O_5}{3,0} > \frac{K_2O}{1,7} > \frac{SiO_2}{1,4} > \frac{SO_3}{1,1} > \frac{Fe_2O_3}{1,1} > \frac{Al_2O_3}{1,1} > \frac{MnO}{1,0} > \frac{MgO}{1,6} > \frac{CaO}{0,2}$

Как и в предыдущем случае (на гранитах), порядок биологического поглощения элементов лишайниками, произрастающими на хлоритизированном известняке, в значительной степени совпадает с рядом накопления элементов в образующемся после минерализации лишайников мелкоземом.

Подобно биологическому накоплению элементов в лишайниках, в мелкоземом в наибольшей степени относительно увеличивается содержание фосфора и калия. Относительно накапливаются кремнезем, железо и сера, в то время как магний и кальций выносятся. Та же последовательность наблюдается в рядах биологического поглощения элементов лишайниками, где кальций накапливается в меньшей степени, чем кремний, железо и сера. Сходство рядов биологического накопления элементов в лишайниках и рядов накопления элементов в рыхлых мелкоземистых продуктах выветривания позволяет прийти к заключению, что значительная часть мелкоземом образована продуктами минерализации растительных остатков лишайников. Участие золы литофильных растений в сложении рых-

рых продуктов выветривания обуславливает сравнительное однообразие химического состава продуктов выветривания на весьма различных породах. Однако полной идентичности в характере накопления элементов в лишайниках и мелкоземе нет. Это обусловлено, с одной стороны, присутствием в рыхлых продуктах выветривания остатков минералов, входящих в состав породы, а с другой,— промежуточных продуктов их выветривания. Образующиеся после минерализации лишайников вторичные минеральные соединения обладают различной растворимостью. Одни из них быстро вымываются или вновь поглощаются растениями (как, например, соединения калия или серы), другие — мало подвижны и постепенно накапливаются в продуктах выветривания (как, например, соединения фосфора, железа, алюминия), что также обуславливает различия в составе золы лишайников и мелкозема.

## 2. ВЛИЯНИЕ СОСТАВА ЗОЛЫ АЛЬПИЙСКОЙ ЛУГОВОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ НА СОСТАВ ПЕРВИЧНЫХ ГОРНО-ЛУГОВЫХ ПОЧВ

В табл. 1 были приведены валовые химические анализы четырех маломощных почв, образующихся в местах, где мелкоземистые накопления на поверхности и в трещинах скал заселяются высшими растениями (обр. № 3, 6, 8, 11). Мощность этих почв составляет всего лишь 10—15 см. Тем не менее по механическому составу они представляют пылеватые средние и тяжелые суглинки с небольшим количеством крупнопесчаных и хрящеватых частиц. По химическому составу все четыре образца близки друг другу, хотя некоторые различия, унаследованные от материнских пород, сохранились. В них обнаруживается значительное накопление фосфора, серы, железа, кальция, магния. Растения для анализа были собраны с первичной горно-луговой почвы на гранито-гнейсе. Приводим анализы их золы (табл. 6).

Таблица 6

Химический состав золы  
(в % от веса золы)

Названия растений	Зольность	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	SO <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
<i>Cobresia capilliformis</i>	3,00	34,26	8,53	2,64	1,21	0,12	1,64	35,20	11,00	1,08	4,32
<i>Potentilla biflora</i> . .	2,30	47,37	7,65	0,34	0,80	0,15	1,40	26,02	8,58	2,08	5,12
<i>Carex stenocarpa</i> . .	3,20	49,11	5,55	0,55	1,16	0,08	1,25	22,20	8,99	2,88	7,92

Зола всех трех растений имеет общие черты: она богата кремнеземом и кальцием. Так как поселение высших растений возможно лишь на подготовленном мелкоземе, то ряды биологического поглощения элементов мы рассчитали по отношению к незаросшему мелкозему (обр. № 5, табл. 1), а не по отношению к исходной породе. Приводим также расчет относительного увеличения и убыли элементов в почве (обр. № 6, табл. 1) под луговой растительностью (табл. 7).

Как видно, ряды биологического поглощения элементов растениями и ряд накопления этих элементов в почве повторяют друг друга. Если мы вычислим указанные ряды не по отношению к мелкозему, а по отношению к исходной породе, это сходство выступает столь же отчетливо.

Приведенные материалы показывают, что дальнейшее изменение рыхлых продуктов выветривания происходит при активном участии посе-

Таблица 7

Ряды биологического поглощения элементов горно-луговыми растениями  
и накопления их в первичной горно-луговой почве

<i>Cobresia capilliformis</i>	CaO	>	MgO	>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	>	SO <sub>3</sub>	>	K <sub>2</sub> O	>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	>	SiO <sub>2</sub>	>	MnO	>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	37,5		17,9		16,51		5,28		1,85		1,0		0,52		0,32		0,07
<i>Potentilla biflora</i>	CaO	>	MgO	>	SO <sub>3</sub>	>	K <sub>2</sub> O	>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	>	SiO <sub>2</sub>	>	MnO	>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	26,2		12,4		4,5		2,2		2,4		1,0		0,69		0,40		0,07
<i>Carex stenocarpa</i>	CaO	>	MgO	>	SO <sub>3</sub>	>	K <sub>2</sub> O	>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	>	SiO <sub>2</sub>	>	MnO	>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	22,4		13,0		4,0		3,41		3,40		1,0		0,67		0,21		0,005
Первичная горно-луговая почва на гранито-гнейсе (обр. № 6, табл. 1)	CaO	>	MgO	>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	>	SO <sub>3</sub>	>	K <sub>2</sub> O	>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	>	MnO	>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	>	SiO <sub>2</sub>
	3,1		2,1		2,1		1,8		1,3		1,1		1,0		0,99		0,95

ляющей на них высшей растительности, которая продолжает обогащать мелкоземистые образования элементами, входящими в состав золы. Рассматриваемая почва развивается в условиях, когда возможно весьма интенсивное вымывание химических элементов (небольшой мощности слой мелкозема, на покато́й скале гранито-гнейса). Вполне естественно поэтому, что те элементы, которые поглощаются растениями по отношению к мелкозему даже в 20—30-кратном количестве, в почве сохраняются не целиком. Поэтому в почве накопление элементов происходит хотя и в той же последовательности, но в меньшей степени, чем в растениях. Часть их уносится, но часть остается и закрепляется в почве в форме различных вторичных минеральных и органо-минеральных соединений.

### 3. ВЛИЯНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ЗОЛЫ ЕЛИ (*PICEA SCHRENKIANA*) И ЗОЛЫ МХОВ (*HYLOCOMIUM SPLENDENS*) НА СОСТАВ ПЕРВИЧНЫХ ГОРНО-ЛЕСНЫХ ПОЧВ

Остановимся еще на одном примере, иллюстрирующем влияние химического состава золы высших растений на состав рыхлых продуктов выветривания и почв.

Наблюдения проводились в поясе лесо-луга на северных склонах Терской-Алатау, на изолированных гранитных глыбах, скатившихся при обвале скал во время землетрясения в еловый лес. На плоской поверхности этих глыб накопились опадающая хвоя ели, сучья, а иногда на них падали и целые стволы.

По минерализации они образовали слой мелкозема, на поверхности которого поселилась травянистая растительность, мхи, кустарники, которые, разрушая гранит и оставляя каждый год опад, способствовали увеличению мощности мелкозема. На отдельных глыбах по мере накопления мелкозема поселились ели (*Picea schrenkiana*), под которыми постепенно образовался слой почвы мощностью 20—25 см. На одной из таких глыб под кроной 35—40-летней ели был сделан разрез, взяты образцы породы, почвы, покрывающего поверхность почвы опада ели и мха (*Hylocomium splendens*).

Приводим морфологическое описание разреза.

0—6 см	Торфянистый темнокоричневый слой, рыхлый, с остатками полуразложившейся хвои и мхов.
6—15 см	Коричневый рыхлый, почти бесструктурный тяжелый суглинок, пронизанный многочисленными крупными корнями ели.
15—23 см	Более светлоокрашенный коричневый суглинок с прочно комковатой структуры с очень редкими включениями гранитного хряща.
23—28 см	Коричневый суглинок, пронизанный многочисленными тонкими корнями ели, которые на поверхности породы образуют сплошной войлок. Поверхность гранита темная, окрашена органическим веществом, но не разрыхленная. Местами на ней появились трещинки, в связи с чем кусочки гранитного хряща отламываются при легком надавливании.

В табл. 8 приводятся механические анализы описанной выше почвы.

Таблица 8

Механический состав первичной почвы на граните под елью  
(разрез № 5)

Глубина, см	Крупнозем, % от веса почвы						Мелкозем, % от мелкоземистой части почвы					
	>7 мм	7—5 мм	5—3 мм	3—2 мм	2—1 мм	Сумма	1,0—0,25 мм	0,25—0,05 мм	0,05—0,01 мм	0,01—0,005 мм	0,005—0,001 мм	<0,001 мм
8—13	Нет	Нет	0,45	0,30	0,65	1,40	0,66	7,54	26,68	24,88	20,14	20,10
23—28	Нет	1,98	0,95	0,91	1,70	5,54	0,63	7,88	19,62	25,75	28,10	17,92

В табл. 9 приведены анализы состава золы опада ели, золы, поселившегося на опаде мха *Hylocomium splendens*, а также валовые анализы почвы и исходной породы.

Таблица 9

Валовой химический анализ  
(в % на прокаленное вещество)

Название объекта	С.п.п.	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	SO <sub>2</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
Опад ели <i>Picea Schrenkiana</i>	87,90	27,62	6,07	3,90	2,50	0,64	3,40	39,20	9,13	5,52	1,73
Зола мха <i>Hylocomium splendens</i>	91,30	45,72	13,92	5,46	3,12	0,92	2,05	12,31	10,36	4,81	1,56
Почва, горизонт 0—6 см	37,60	61,04	9,25	0,41	17,70	0,80	0,46	3,80	1,54	2,40	2,56
Почва, горизонт 8—13 см	12,00	63,80	9,26	0,22	17,16	0,81	0,31	2,80	1,98	2,03	2,03
Почва, горизонт 23—28 см	8,40	64,56	8,36	0,24	17,60	0,70	0,31	2,10	1,23	2,57	2,57
Гранит	0,70	72,32	3,31	0,03	14,93	0,08	0,27	1,79	0,96	2,46	3,53
Коллоидная фракция из горизонта 8—13 см	22,20	57,36	13,10	0,10	22,71	0,57	0,53	0,78	3,80	1,93	Не определен



Таблица 10  
 Ряды биологического поглощения элементов растительностью слового леса и ряды накопления и выноса их в почве  
 под лесом

Опад ели <i>Picea schrenkiana</i>	$\frac{P_2O_5}{130,0}$	$\frac{CaO}{20,90}$	$\frac{SO_3}{12,60}$	$\frac{MgO}{9,50}$	$\frac{MnO}{8,00}$	$\frac{K_2O}{2,24}$	$\frac{Fe_2O_3}{1,98}$	$\frac{Na_2O}{0,49}$	$\frac{SiO_2}{0,32}$	$\frac{Al_2O_3}{0,24}$
Мох <i>Hylocomium splendens</i>	$\frac{P_2O_5}{182,0}$	$\frac{MnO}{41,50}$	$\frac{MgO}{10,82}$	$\frac{SO_3}{7,60}$	$\frac{CaO}{6,85}$	$\frac{Fe_2O_3}{4,20}$	$\frac{K_2O}{1,95}$	$\frac{SiO_2}{0,44}$	$\frac{Na_2O}{0,44}$	$\frac{Al_2O_3}{0,21}$
Разр. № 5 0—6 см	$\frac{P_2O_5}{13,70}$	$\frac{MnO}{10,0}$	$\frac{Fe_2O_3}{2,77}$	$\frac{CaO}{2,12}$	$\frac{SO_3}{1,70}$	$\frac{MgO}{1,59}$	$\frac{Al_2O_3}{1,18}$	$\frac{K_2O}{0,99}$	$\frac{SiO_2}{0,84}$	$\frac{Na_2O}{0,60}$
» 8—13 см	$\frac{MnO}{10,1}$	$\frac{P_2O_5}{7,7}$	$\frac{Fe_2O_3}{2,78}$	$\frac{MgO}{2,03}$	$\frac{K_2O}{1,80}$	$\frac{CaO}{1,57}$	$\frac{Al_2O_3}{1,17}$	$\frac{SO_3}{1,15}$	$\frac{SiO_2}{0,89}$	$\frac{Na_2O}{0,58}$
» 23—28 см	$\frac{MnO}{8,75}$	$\frac{P_2O_5}{8,0}$	$\frac{Fe_2O_3}{2,52}$	$\frac{MgO}{1,28}$	$\frac{Al_2O_3}{1,18}$	$\frac{CaO}{1,17}$	$\frac{SO_3}{1,15}$	$\frac{K_2O}{1,04}$	$\frac{SiO_2}{0,95}$	$\frac{Na_2O}{0,73}$

Приведем также ряды относительного накопления элементов в золе елового опада, в золе мха и в почве (табл. 10)

Приведенные в табл. 9 данные показывают совершенно отчетливую связь химического состава почвы с составом золы елового опада и мха. Интенсивное накопление в почве соединений фосфора, марганца, магния вызвано поступлением этих элементов из елового опада. Значительное накопление в почве окислов железа связано с его биологическим поглощением не только елью, но и мхами, в золе которых, как показали наши анализы, содержится около 14% окислов железа и около 1% окислов марганца. В еловом опаде окись кальция составляет почти 40% от состава золы. В золе мхов относительное содержание кальция, по сравнению с золой ели, уменьшается почти в четыре раза.

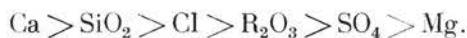
Таким образом, при разложении хвойной подстилки часть элементов, интенсивно поглощаемая мхами, вновь вступает в биологический круговорот; другая же часть получает возможность вымываться в более глубокие горизонты, где частично поглощается корнями елей, а частично совсем выносится из мелкозема. К таким элементам принадлежит, например, кальций. Вымывающийся из почвы карбонат кальция обнаруживается в виде корочек и потеков на поверхности глыб, на потолках маленьких ниш и в трещинах породы. В почве, за исключением верхнего органогенного горизонта, кальций накапливается слабо. Вынос кальция обнаружен также и непосредственными анализами почвенных растворов, стекающих с гранитной глыбы. Приводим эти анализы (табл. 11).

Таблица 11

Состав почвенного раствора, дренирующего почву, и опад под тьяншанской елью (в мг/л)

Плотный остаток	Проваленный остаток	SiO <sub>2</sub>	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ca	Mg	Cl	SO <sub>4</sub>
92,2	33,4	6,9	5,3	Нет	9,0	0,5	6,0	3,8

По относительному содержанию в растворе все приведенные элементы располагаются в следующий ряд:



Кальций и кремнезем в этом ряду занимают первые места, что вполне согласуется с вышеприведенными данными об их вымывании из продуктов минерализации растительных остатков. Но все же биологическое накопление кальция идет столь интенсивно, что, несмотря на процессы выщелачивания, в мелкоземе его в полтора-два раза больше, чем в исходной материнской породе. Вымывание кремнезема происходит в меньшей степени, чем кальция.

Отношение SiO<sub>2</sub> : CaO в опаде ели, в почве и породе выразится следующими данными.

Название объекта	SiO <sub>2</sub> : CaO
Опад ели . . . . .	0,7
Почва, гор. 0—6 см . . . . .	16,1
Почва, гор. 23—28 см . . . . .	30,4
Порода . . . . .	40,0

В почвенных горизонтах, по сравнению с золой опада, значительное относительное увеличение кремнезема вызвано не только интенсивным выносом кальция, но и присутствием здесь остаточного первичного кварца.

В табл. 9 приведены валовые анализы коллоидной фракции из почвы под елью, выделенные с предварительным насыщением образца ионом натрия и последующим отмучиванием.

Приводим отношение  $\text{SiO}_2 : \text{Fe}_2\text{O}_3$  в опаде, в почве, в коллоидной фракции почвы и в породе.

Название объекта	$\text{SiO}_2 : \text{Fe}_2\text{O}_3$
Опад ели . . . . .	4,6
Мох . . . . .	3,3
Почва, гор. 0—6 см . . . . .	6,6
Почва, гор. 23—28 см . . . . .	7,7
Коллоидная фракция из почвы . . . . .	4,4
Порода . . . . .	21,9

В приведенных цифрах привлекают внимание близкие величины отношений  $\text{SiO}_2 : \text{Fe}_2\text{O}_3$  в опаде ели, во мхе и в коллоидной фракции почвы. Отношение  $\text{SiO}_2 : \text{Fe}_2\text{O}_3$  во всей массе почвы несколько выше, повидимому, за счет присутствия остаточного кварца, но все же резко отличается от соотношения этих элементов в породе.

Таким образом, соотношение некоторых элементов в почвах и особенно в их коллоидной фракции в значительной мере обусловлено соотношением этих элементов в продуктах минерализации растительных остатков.

#### 4. МЕХАНИЧЕСКИЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РЫХЛЫХ НАНОСОВ НА ГОРНЫХ СКЛОНАХ

Масса золы, ежегодно освобождающаяся при разложении опада растительности, постепенно наращивает сверху слой почвы, обуславливая мелкоземистый характер верхней части профиля почв и отсутствие в верхних горизонтах скелетной фракции и фракции крупного песка. На некоторой глубине мелкоземистый слой резко переходит в грубообломочный делювий. Мощность этого мелкоземистого слоя, как показали наши наблюдения, увеличивается параллельно увеличению возраста данного элемента рельефа. Молодые незаросшие осыпи близ конусов ледников сложены щебнистым грубообломочным материалом без мелкоземистого покрова. По мере покрытия травянистой и кустарниковой растительностью, под растительным покровом начинает формироваться мелкоземистый, лишенный щебня и хряща слой.

Поросшие еловым лесом молодые поверхности селевых конусов выноса, несмотря на малые уклоны ( $5-10^\circ$ ), сильно затрудняющие смыв, несут маломощные, хрящевато-щебнистые почвы, в составе которых слой пылеватого, лишенного хряща и щебня суглинка составляет всего лишь 3—15 см. На относительно более старых осыпных склонах, сформировавшихся в основном еще во время нахождения на дне долин ледников и лишь незначительно пополняющихся грубообломочным материалом в последледниковое время, несмотря на значительные уклоны ( $\angle 30-35^\circ$ ), мощность мелкоземистого наноса, не содержащего щебня и хряща, составляет около 75—100 см.

Резкая двучленность профиля почв по механическому составу весьма типична для горно-луговых и горно-лесных почв Терской-Алатау. Это явление двучленности наносов на горных склонах и присутствие на поверхности мелкоземистого слоя в свое время было отмечено К. П. Богаты-

ревым (1940) для почв Урала. Б. Б. Полюнов (1945), исследовавший процессы образования первичных почв на Южном Урале, высказал предположение, что подобные мелкоземистые образования в значительной мере состоят из минерализованных продуктов растительного опада.

Участие продуктов минерализации растительных остатков в сложении поверхностного суглинистого плаща, покрывающего каменные отложения осыней и селевых выносов, представляется нам вполне вероятным. Это подтверждается данными анализов механического и химического состава подобных мелкоземистых накоплений, идентичных описанным выше первичным почвам на изолированных глыбах под единичными елями.

Приводим для иллюстрации данные механического анализа одного из разрезов, заложенного на крутом склоне ( $\angle 35-37^\circ$ ) в густом еловом лесу (табл. 12). Почва развивается на продуктах выветривания гранита.

Таблица 12

## Механический состав почвы в еловом лесу

Глубина, см	Сумма частиц >1 мм, % от веса почвы	Мелкозем, % от мелкоземистой части почвы					
		1,0—0,25 мм	0,25—0,05 мм	0,05—0,01 мм	0,01—0,005 мм	0,005—0,001 мм	<0,001 мм
0—5	Нет	2,19	1,96	35,10	14,51	19,39	26,85
10—15	0,8	2,64	2,76	38,83	11,76	20,55	23,46
20—25	Нет	2,07	8,65	37,27	10,68	19,83	21,50
35—40	1,2	1,75	6,03	35,68	11,81	24,61	20,12
60—65	5,4	2,54	9,13	44,41	9,46	11,16	23,30
75—80	10,2	1,80	21,83	40,30	8,29	6,79	20,99
130—135	88,8	3,34	25,97	35,19	11,30	15,19	9,01

В табл. 13 даны валовые анализы почвы этого же разреза, показывающие значительное накопление в мелкоземистой части профиля почвы тех же элементов, которые накапливаются в профиле первичных почв под елями, а именно: окислов железа, фосфора, марганца, магния.

Таблица 13

Валовой химический анализ  
(в % на прокаленное вещество)

Глубина, см	П.п.п.	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	MgO	SO <sub>3</sub>
0—5	27,00	63,90	7,69	0,40	18,11	0,75	3,74	3,74	0,55
10—15	15,96	65,20	5,93	0,25	19,17	0,40	3,82	3,82	0,25
20—25	12,92	65,25	6,00	0,24	19,80	0,26	3,84	3,84	0,25
35—40	13,00	65,90	5,71	0,23	17,90	0,21	3,63	3,63	—
60—65	15,70	66,30	4,85	0,27	17,50	0,22	3,56	3,56	0,27
75—80	15,00	68,90	3,82	0,27	19,26	0,21	2,34	2,34	0,20
130—135	12,02	70,80	3,74	0,22	19,66	0,20	2,74	1,30	0,16

Чтобы представить себе, насколько длительным может быть процесс накопления мелкоземистого слоя за счет золы растений, нами был произведен учет общего количества золы, накапливающейся в отдельных,

наиболее старых елях. Этот учет показал, что одна ель в возрасте 250 лет дает около 60 кг золы. Одно дерево в густом, неизреженном вырубкой лесу приходится на 12—15 м<sup>2</sup>. Чтобы на площади в 15 м<sup>2</sup> накопился мелкоземистый слой мощностью в 50 см (принимая объемный вес почвы равным 1,3), нужно, чтобы на ее поверхность поступило около 10 т золы ( $15 \times 0,5 \times 1,3 = 9,75$  т).

Соответственно, чтобы накопилось это количество золы, нужно чтобы сменилось около 160 поколений елей (при 250-летнем возрасте елей) или прошло бы около 40 тыс. лет. Но так как мелкоземистая часть профиля слагается не только золой растений, но и остатками первичных слабо разложившихся и полуразложившихся минералов, которые составляют, как показали наши анализы, около 70% массы мелкозема, то соответственно и время, необходимое для образования мелкоземистого слоя, уменьшается до 13—15 тыс. лет.

Подсчеты наши весьма приблизительны, основаны на ряде допущений, но они показывают реальную возможность образования таким путем хорошо сортированных пылеватых тяжелых суглинистых накоплений, одевающих более или менее сплошным плащом грубые делювиальные и пролювиальные отложения горных склонов. После смывания и перераспределения подобных пылеватых тяжелых суглинков в нижних частях склонов и в долинах они пропитываются стекающими вниз по склонам почвенными растворами, богатыми соединениями кальция, постепенно карбонатизируются и дают весьма типичные для горных долин Центрального Тянь-Шаня делювиальные лёссовидные суглинки.

Как видно из ранее приведенных анализов, мелкозем, образующийся при участии золы растений, имеет пылеватый тяжелосуглинистый механический состав. Нам интересовал вопрос, могут ли в условиях горных склонов накопиться подобные отложения без участия растительности. Для этого были проведены наблюдения на незаросших и частично заросших осыпях.

Нижние части конических осыпей представляют нагромождения грубообломочного материала. Верхние части осыпей обычно сложены мелким щебнем, перемешанным с хрящом. Сюда же с вышележащих скал сносятся тонкие мелкоземистые частицы, накапливающиеся под единичными деревьями, кустарниками или куртинками травянистой растительности, поселяющейся на скалах. Для механического анализа были взяты образцы подобного, наиболее мелкообломочного, но еще не заросшего растительностью материала из верхних частей осыпного склона, а также образцы близ единичных поселившихся на осыпи кустов жимолости.

Кроме того, на поверхности крупных слагающих осыпи камней местами встречается так называемая «мука». Она образуется при падении камней и дроблении их друг о друга (табл. 14).

Проведенные анализы показывают, что «мука», получающаяся при механическом дроблении камней, представляет хрящевато-щебнистый материал с содержанием частиц <1,0 мм около 10%. В мелкоземистой части главную долю составляют фракции песка и крупной пыли; илистая фракция отсутствует. Органического вещества в мелкоземистой фракции нет.

Образцы мелкозема, в образовании которых принимали участие растительные остатки, имеют значительно иной механический состав. В них увеличивается содержание фракции мелкозема; в составе мелкозема появляются фракция ила и некоторое количество органических веществ.

Анализы показали, что количество гумуса в мелкоземистой части наносов составляет 1,5—2,0% даже в том случае, если осыпь еще не покрыта растительностью. Присутствие этого гумусированного мелкозе-

Таблица 14

## Механический состав мелкообломочных накоплений на незаросших осыпях

Место взятия образца	Крупнозем, %					Мелкозем, % от мелкоземистой части почвы							Гумус, %
	>3 см	3,0—5,0 см	0,5—0,2 см	0,2—0,1 см	Сумма	1—0,25 мм	0,25—0,05 мм	0,05—0,01 мм	0,01—0,005 мм	0,005—0,001 мм	<0,001 мм		
«Мука» на поверхности камней на гранитной осыпи . . . . .	27,8	28,2	25,6	9,2	90,8	15,51	28,99	30,49	12,10	12,57	0,34	Нет	
«Мука» на поверхности камней на сланцевой осыпи . . . . .	12,2	14,9	56,3	4,9	88,3	26,39	43,28	13,93	10,00	6,40	Нет	Нет	
Мелкообломочные незаросшие накопления в верхней части осыпи	2,83	16,35	14,6	8,65	42,43	17,70	31,10	21,20	12,70	12,78	4,52	1,54	
Мелкообломочные накопления ниже единичного куста жимолости . . . . .	24,2	20,3	19,1	2,5	66,1	25,30	31,99	16,71	11,79	8,91	5,30	3,45	

мистого материала можно объяснить лишь поступлением его со скальных поверхностей, лежащих выше осыпи с единичными куртинами луговой, кустарниковой или древесной растительности и фрагментами первичных, маломощных почв.

Частичный смыв мелкоземистого материала, накапливающегося под единичными куртинками на скалах,— явление вполне закономерное, которое наступает с определенного момента развития первичных почв. Небольшие углубления и трещины в скалах, где поселяется растительность и идет образование первичных почв, постепенно заполняются мелкоземом, а избыток его начинает у краев куртинок смываться со скал. Присутствующие местами на поверхности скал потоки гумусированного пылевато-суглинистого материала свидетельствуют о реальности этого процесса.

Таким образом, биогенные мелкоземистые накопления, образующиеся в процессе минерализации литофильных лишайников, мхов и поселяющихся в трещинах и углублениях скал высших растений, участвуют в сложении делювиальных отложений на горных склонах, обогащая их илом, органическим веществом и элементами зольного питания растений.

Однако образование настоящих суглинистых покровных отложений, лишенных щебня и хряца, происходит лишь с момента поселения на осыпи растительности (кустарниковой, травянистой и древесной) и обильного поступления на ее поверхность растительных остатков.

В настоящее время в отдельных горных долинах Внутреннего Тянь-Шаня можно наблюдать, как близ концов ледников незаросшие грубообломочные осыпные склоны непосредственно начинают заселяться ело-

вым лесом. Подобное же заселение осыпных склонов лесом происходило и раньше снизу вверх по долине, по мере отступления ледников.

Нам представляется возможным, путем определения мощности суглинистого покрова на осыпных склонах, подойти к вопросу о давности последнего оледенения.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Доказательством участия золы растений в сложении мелкоземистых продуктов выветривания является: а) сходство рядов биологического поглощения элементов растениями и рядов накопления элементов в мелкоземистых продуктах выветривания, б) накопление в результате поселения растительности на склонах и осыпных грубообломочных отложениях мелкоземистого пылевато-суглинистого, лишенного щебня и хряща материала, представляющего смесь продуктов минерализации растительных остатков и остаточных продуктов выветривания минералов породы.

2. Элементы, входящие в большом количестве в состав золы растений и не накапливающиеся в мелкоземистых продуктах выветривания (например кальций, в случае минерализации опада ели), обнаруживаются в растворах, дренирующих толщу мелкозема, и образуют мощные карбонатные горизонты в почвах нижних частей горных склонов.

### ЛИТЕРАТУРА

- Айдинян Р. X. Обмен веществ и образование минеральных коллоидов в первые стадии почвообразования на массивно-кристаллических породах. ДАН СССР, т. XLVII, № 4, 1949.
- Айдинян Р. X. Состав золы лугово-степной растительности Каменной степи и его влияние на образование почвенных минеральных коллоидов. Почвоведение, № 3, 1954.
- Ассинг П. А. Начальные стадии выветривания и почвообразования на массивно-кристаллических породах. В кн.: Пробл. сов. почвоведения, сб. 15, 1949.
- Базилевич Н. П. Круговорот зольных элементов в почвенно-растительных зонах СССР. Почвоведение, № 4, 1955.
- Богатырев К. П. Генезис почв на кристаллических и массивно-кристаллических породах, слагающих Ильменский заповедник. Тр. Ильменского гос. заповедника, вып. 2, 1940.
- Глазовская М. А. Зольный состав Тянь-Шанской ели и влияние его на процессы почвообразования. Вестн. Казах. фил. АН СССР, № 5 (8), 1945.
- Глазовская М. А. Выветривание горных пород в нивальном поясе Центрального Тянь-Шаня. Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. XXXIV, 1950.
- Глазовская М. А. Рыхлые продукты выветривания горных пород и первичные почвы в нивальном поясе хр. Терекской-Алатау. Тр. Ин-та географ. АН СССР, вып. 49, 1952.
- Дзене-Литовская Н. П. Зольный состав лесной растительности в Савальской лесостепи. Почвоведение, № 4, 1946.
- Парфенова Е. П. Исследование примитивных горно-луговых почв на диоритах хр. Магишо (Северный Кавказ). Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. XXXIV, 1950.
- Польнов Б. Б. Первые стадии почвообразования на массивно-кристаллических породах. Почвоведение, № 7, 1945.
- Ремезов Н. П., Смирнова К. М. и Бочкова Л. Н. Некоторые итоги изучения растительности в почвообразовании. Вестник Московского университета, № 6, 1949.
- Троицкий А. П. Обмен минеральных элементов между почвой и растительностью. Пробл. сов. почвоведения, сб. 15, 1949.
- Ярилова Е. А. Роль литофильных лишайников в выветривании массивно-кристаллических пород. Почвоведение, № 9, 1947.

*Д. Н. Иванов*

## РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЛИТИЯ, РУБИДИЯ И ЦЕЗИЯ В ПРОДУКТАХ СОВРЕМЕННОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПОЧВАХ

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Академик Б. Б. Польшов рассматривал вопросы распространения редких элементов в породах, продуктах выветривания, почвах, растениях и поведении их в процессе выветривания и почвообразования как большую биогеохимическую проблему.

Он писал: «Значение того или другого элемента в биологических и других процессах коры выветривания далеко не всегда определяется его количеством, и иногда самое ничтожное содержание может обусловить весьма важные реакции (например, каталитическое действие)» (Польшов, 1934).

В последние годы своей научной деятельности Б. Б. Польшов придавал особое значение роли организмов в процессе выветривания и почвообразования; сопряженное изучение пород, продуктов их выветривания, почв и организмов он считал неременным условием исследования этих процессов.

В общую систему исследований Польшова входило изучение редких элементов. В связи с этой проблемой, по инициативе и под руководством Б. Б. Польшова, в Почвенном институте им. В. В. Докучаева начал применяться спектральный метод анализа. В нем он видел возможность сравнительно быстрого и достоверного выяснения общих закономерностей распространения микроэлементов в различных объектах исследования, их поведения в процессе выветривания и почвообразования.

Задачей данной работы было выявить общую картину распространения лития, рубидия и цезия в продуктах современного выветривания и главных типах почв.

Работа выполнена в лаборатории Б. Б. Польшова под его руководством. Из нее приводятся здесь часть обобщенных данных и некоторые выводы из всего материала.

### 2. РЕДКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Литий, рубидий и цезий относятся к группе рассеянных щелочных элементов, которые образуют минералы лишь в глубинных зонах земной коры (в биосфере они распадаются, не образуя новых вадозных минералов). Редкие щелочные элементы рассеяны во всем окружающем веществе в виде ничтожных примесей. Весовые кларки земной коры для лития, рубидия и цезия соответственно равны  $5 \cdot 10^{-3}$ ,  $8 \cdot 10^{-3}$  и  $1 \cdot 10^{-3}\%$ .



подавляющая часть лития, рубидия и цезия входит в остаточную кристаллизацию и накапливается в остаточных гранитных магмах и пегматитах.

Среднее содержание этих элементов приведено в табл. 1 (по данным Гольдшмидта, 1938, Толмачева и Филиппова, 1936).

Таблица 1

Среднее содержание лития, рубидия и цезия  
(в %)

Порода	Автор	Литий	Рубидий	Цезий
Гранит	Гольдшмидт	$14 \cdot 10^{-3}$	$55 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Базальт	»	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$0,9 \cdot 10^{-3}$	0
Гранит	Толмачев и Филиппов	$6 \cdot 10^{-3}$	$40 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$
Базальт	То же	$0,35 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	0

Несмотря на некоторые расхождения в цифрах, из приведенных данных ясно видно, что среднее содержание редких щелочных элементов в кислых породах значительно выше, чем в основных. В. М. Гольдшмидт (1938), на основании анализов изверженных пород, морской воды, глинистых осадков и непосредственного изучения сорбций ионов щелочных элементов, установил, что сорбция редких щелочных элементов частицами глины сильнее, чем для калия, притом для цезия больше, чем для рубидия. Это положение может быть весьма полезным для объяснения поведения редких щелочных элементов при процессах выветривания и почвообразования.

Главнейшие литиевые минералы связаны с пегматитами. К ним относятся сподумен, петалит, лепидолит, циннвальдит, амблигонит, криолитионит. Литий не может изоморфно замещать натрия, калия и другие легкие металлы, так как радиус его иона мал ( $0,78 \text{ \AA}$ ). Значительная часть лития сохраняется в остаточных растворах и попадает в минеральные источники. В осадочных породах некоторое обогащение литием наблюдается в глауконите и боратах.

Ю. М. Толмачев и А. Н. Филиппов (1936) нашли, что содержание лития в различных горных породах колеблется от  $3 \cdot 10^{-4}$  до  $8 \cdot 10^{-3}\%$ , причем в гранитах —  $6 \cdot 10^{-3}\%$ , в базальтах —  $3,5 \cdot 10^{-4}\%$ .

В. М. Гольдшмидт дает содержание  $\text{Li}_2\text{O}$  в гранитах  $3 \cdot 10^{-2}\%$ , базальтах —  $3 \cdot 10^{-3}\%$ , габбро —  $3 \cdot 10^{-4}\%$ .

А. П. Виноградов и Т. Ф. Боровик-Романова (1949) изучали содержание лития в почвах Европейской части СССР (тундровые, подзолистые, черноземы, каштановые, красноземы) и обнаружили, что содержание лития в этих почвах колеблется в узком пределе от  $1 \cdot 10^{-3}$  до  $6 \cdot 10^{-3}\%$  при среднем содержании  $3 \cdot 10^{-3}\%$ .

Рубидий не образует ни одного собственного минерала. Этот элемент изоморфно замещает калий во всех калиевых минералах: лейцитах, слюдах, полевых шпатах, амазоните, карналите и др.

Изоморфное замещение калия рубидием и общность главных путей миграции объясняется близостью их ионных радиусов ( $\text{K} - 1,33 \text{ \AA}$  и  $\text{Rb} - 1,49 \text{ \AA}$ ). Химические свойства рубидия и калия близки.

Ю. М. Толмачев и А. Н. Филиппов нашли, что содержание рубидия в различных горных породах колеблется от  $6 \cdot 10^{-3}$  до  $1 \cdot 10^{-3} \%$ , причем в гранитах оно равно  $4 \cdot 10^{-2}$  и в базальтах —  $1 \cdot 10^{-3} \%$ .

В. М. Гольдшмидт дает для среднего содержания рубидия в германских гранитах  $6 \cdot 10^{-3}$  и в габбро —  $2 \cdot 10^{-3} \%$ .

По данным А. П. Виноградова и Т. Ф. Боровик-Романовой, среднее содержание рубидия в главных типах почв Европейской части СССР составляет  $6 \cdot 10^{-3} \%$ .

Специфичным минералом цезия является поллуцит. Поляризуемость ионов цезия ведет к образованию двойных комплексных соединений. Отмечается геохимическая связь цезия с солями калия.

### 3. МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Анализ выполнялся спектральным методом (методом спектров сравнения), который заключается в следующем. На одну и ту же фотопластинку при одних и тех же условиях фотографируются спектры исследуемых проб и стандартов, содержащих известные концентрации искоемых элементов. Почернение на фотопластинке, вызываемое линией какого-либо элемента в исследуемой пробе, сравнивается с соответствующими почернениями в стандартах. В случае необходимости производится интерполирование между ближайшими концентрациями.

Метод спектров сравнения обладает достаточной точностью и надежностью для выяснения общей картины содержания и распространения того или иного элемента в породах и почвах, особенно при возбуждении спектра пламенем.

Источником возбуждения спектра служило ацетилено-воздушное пламя, которое обладает хорошим постоянством условий горения и вполне достаточной энергией для возбуждения спектра. Определение производилось по следующим линиям: литий— $6708 \text{ \AA}$ , рубидий —  $7800 \text{ \AA}$  и цезий —  $8521 \text{ \AA}$ .

Исследуемые пробы и эталоны при помощи специального вдувателя в тонкоразмельченном состоянии вводились в пламя.

Метод позволяет установить наличие элемента при следующей его концентрации: литий —  $1 \cdot 10^{-5}$ , рубидий —  $1 \cdot 10^{-4}$  и цезий —  $5 \cdot 10^{-4} \%$ . В тех случаях, когда присутствие элемента в пробе не было обнаружено, в таблицах указывается нуль концентрации элемента, но это означает не полное отсутствие элемента в пробе, а то, что его концентрация ниже чувствительности данного метода определения. Переходим к рассмотрению полученных данных.

### 4. РЕДКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ИЗВЕРЖЕННЫХ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

В табл. 2 приведены данные о содержании лития, рубидия и цезия в некоторых изверженных и осадочных породах.

Из приведенных в табл. 2 данных видно, что содержание определяемых элементов в изверженных породах колеблется в следующих пределах: литий —  $5 \cdot 10^{-4}$  —  $4 \cdot 10^{-3} \%$ , рубидий —  $1 \cdot 10^{-3}$  —  $2,5 \cdot 10^{-2} \%$  и цезий только в одном случае достигает  $1 \cdot 10^{-3} \%$ , а в большинстве случаев его содержание находится ниже чувствительности метода определения (меньше  $5 \cdot 10^{-4} \%$ ).

Наши данные по содержанию лития и рубидия в гранитах (кислая порода) значительно ниже, а по рубидию в базальтах (основная порода)

Таблица 2

Содержание лития, рубидия и цезия в изверженных и осадочных породах  
(в %)

Порода	Литий	Рубидий	Цезий	Число проб	Место взятия проб
Гранит . . . . .	$0,5 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	0	4	Урал, Северный Кавказ
Базальт . . . . .	$2 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	0	3	Армянская ССР
Порфирит . . . . .	$0,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	0	1	» »
Сиенит . . . . .	$4 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	0	1	» »
Трахит . . . . .	$2 \cdot 10^{-3}$	$25 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	1	» »
Диорит . . . . .	$3 \cdot 10^{-3}$	$10 \cdot 10^{-3}$	$0,5 \cdot 10^{-3}$	1	Северный Кавказ
Нефелиновый сиенит . . . . .	$2 \cdot 10^{-3}$	$10 \cdot 10^{-3}$	0	1	Армянская ССР
Андезит-дацит	$2 \cdot 10^{-3}$	$20 \cdot 10^{-3}$	0	1	Северный Кавказ
Песчаник . . . . .	$0,7 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	0	2	Тувинская авт. обл.
Суглинок . . . . .	$3 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$0,2 \cdot 10^{-3}$	6	Московская, Ярославская, Омская обл.
Лёссовидный суглинок . . . . .	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-3}$	$0,5 \cdot 10^{-3}$	14	Воронежская, Курская, Сталинградская, Одесская, Тульская обл.
Лёсс . . . . .	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$10 \cdot 10^{-3}$	$0,5 \cdot 10^{-3}$	5	Туркменская ССР, Узбекская ССР
Глина . . . . .	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$10 \cdot 10^{-3}$	Не определен	2	Барабинская низменность

значительно выше, чем данные В. М. Гольдшмидта и Ю. М. Толмачева, приведенные в табл. 1. Нам кажется, что разрешение этого противоречия можно искать в числе анализированных образцов и разновидностей пород, из анализа которых получено среднее содержание в них элементов.

Так, например, из 18 образцов гранитов различных местонахождений, анализированных Толмачевым и Филишовым, 6 образцов содержат литий в пределах  $1 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3}\%$ , т. е. значительно ниже среднего содержания, а в двух образцах — в пределах  $1 \cdot 10^{-2} - 1 \cdot 10^{-1}\%$ , т. е. значительно больше среднего.

Содержание лития, рубидия и цезия в анализированных осадочных породах колеблется в узких пределах: литий —  $7 \cdot 10^{-4} - 4 \cdot 10^{-3}$ , рубидий —  $5 \cdot 10^{-3} - 1,5 \cdot 10^{-2}\%$ , содержание цезия достигает  $1 \cdot 10^{-3}\%$ . Среднее содержание лития и цезия в осадочных породах несколько выше, а рубидия ниже, чем в изверженных породах. Содержание редких щелочных элементов в суглинках, глинах и лёссах близки между собой и значительно выше по сравнению с песчаниками, что, возможно, является следствием меньшей сорбции песчаниками указанных элементов.

#### 5. РЕДКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПРОДУКТАХ СОВРЕМЕННОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Представляло интерес выяснить поведение лития, рубидия и цезия на первых стадиях выветривания. Для этого были анализированы изверженные породы и их продукты выветривания — «первичные мелкоземы».

Данные анализа приведены в табл. 3.

Таблица 3

Содержание лития, рубидия и цезия в породах и их продуктах выветривания (в %)

Образцы	Литий	Рубидий	Цезий
Трахиты . . . . .	$2 \cdot 10^{-3}$	$25 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Продукты их выветривания . . .	$5 \cdot 10^{-3}$	$30 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Граниты . . . . .	$0,5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	0
Продукты их выветривания . . .	$2 \cdot 10^{-3}$	$15 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Диориты . . . . .	$3 \cdot 10^{-3}$	$10 \cdot 10^{-3}$	$0,5 \cdot 10^{-3}$
Продукты их выветривания . . .	$4 \cdot 10^{-3}$	$15 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Базальты . . . . .	$2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	0
Продукты их выветривания . . .	$3 \cdot 10^{-3}$	$15 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Слюдяные сланцы . . . . .	$2 \cdot 10^{-3}$	$10 \cdot 10^{-3}$	0
Продукты их выветривания . . .	$4 \cdot 10^{-3}$	$15 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Нефелиновый сиенит . . . . .	$2 \cdot 10^{-3}$	$10 \cdot 10^{-3}$	0
Продукты его выветривания . . .	$4 \cdot 10^{-3}$	$10 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Сиениты . . . . .	$4 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	0
Продукты их выветривания . . .	$5 \cdot 10^{-3}$	$10 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Порфириты . . . . .	$0,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	0
Продукты их выветривания . . .	$1 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	0

Приведенные в таблице данные показывают, что начальные продукты выветривания изверженных пород обогащены редкими щелочными элементами по сравнению с изверженной породой, из которой они образовались.

#### 6. РЕДКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В СФОРМИРОВАННЫХ ПОЧВАХ

На содержание редких щелочных элементов исследовался ряд почв: сероземы на лёссе (Гуркмения, Узбекистан); каштановые почвы на песчаных и лёссовидных суглинках (Тувинская обл., Сталинградская обл.); черноземы на лёссовидных суглинках (Воронежская, Курская, Одесская, Ростовская обл.); дерново-подзолистые почвы на суглинках (Московская, Ярославская, Омская обл.); красноземные почвы Грузии и засоленные почвы Туркмении и Барабинской низменности. Анализировался полный почвенный профиль (7—14 проб).

В табл. 4 приведены пределы и средние значения концентрации для верхних (А) и нижних (С) горизонтов различных типов почв.

Полученный нами аналитический материал<sup>1</sup> показывает, что литий, рубидий и цезий содержатся во всех главнейших типах почв. Наибольшее количество указанных элементов содержат черноземы и серые лесные почвы. Основной характерной чертой в распределении лития, рубидия и цезия по почвенному профилю является обогащение верхних, наиболее жизнедеятельных горизонтов почвы, по сравнению с почвообразующей породой. Особенно резко аккумуляция проявляется у цезия. Для серо-

<sup>1</sup> Обобщение дается по всему полученному нами аналитическому материалу, отчасти не вошедшему в данную статью по техническим причинам.

Содержание редких щелочных элементов в верхнем (А) и нижнем (С) горизонтах почв  
(в %)

Почва	Горизонты	Л и т и й			Р у б и д и й			Ц е з и й		
		Число проб	Пределы концентрации	Средняя концентрация	Число проб	Пределы концентрации	Средняя концентрация	Число проб	Пределы концентрации	Средняя концентрация
Серозем	А	6	2-4·10 <sup>-3</sup>	3·10 <sup>-3</sup>	4	10-20·10 <sup>-3</sup>	14·10 <sup>-3</sup>	2	0,5-3·10 <sup>-3</sup>	1,8·10 <sup>-3</sup>
	С	6	0,5-3·10 <sup>-3</sup>	2·10 <sup>-3</sup>	4	0,5-15·10 <sup>-3</sup>	7·10 <sup>-3</sup>	2	0	0
Каштановая	А	4	3-4·10 <sup>-3</sup>	3,3·10 <sup>-3</sup>	4	8-15·10 <sup>-3</sup>	11·10 <sup>-3</sup>	2	0,5-1·10 <sup>-3</sup>	0,75·10 <sup>-3</sup>
	С	4	0,5-2·10 <sup>-3</sup>	1,4·10 <sup>-3</sup>	4	4-10·10 <sup>-3</sup>	6,3·10 <sup>-3</sup>	2	0-0,5·10 <sup>-3</sup>	0,25·10 <sup>-3</sup>
Чернозем	А	10	2-6·10 <sup>-3</sup>	3,3·10 <sup>-3</sup>	10	10-40·10 <sup>-3</sup>	20·10 <sup>-3</sup>	5	2-5·10 <sup>-3</sup>	2,8·10 <sup>-3</sup>
	С	10	1-3·10 <sup>-3</sup>	2·10 <sup>-3</sup>	10	5-20·10 <sup>-3</sup>	10·10 <sup>-3</sup>	5	0,5-1·10 <sup>-3</sup>	0,8·10 <sup>-3</sup>
Серая лесная	А	4	2-4·10 <sup>-3</sup>	3,3·10 <sup>-3</sup>	4	15-25·10 <sup>-3</sup>	20·10 <sup>-3</sup>	4	0,5-2·10 <sup>-3</sup>	1,6·10 <sup>-3</sup>
	С	4	1-3·10 <sup>-3</sup>	1,5·10 <sup>-3</sup>	4	8-15·10 <sup>-3</sup>	11·10 <sup>-3</sup>	4	0-0,5·10 <sup>-3</sup>	0,4·10 <sup>-3</sup>
Дерново-подзолистая	А	7	1-4·10 <sup>-3</sup>	2,7·10 <sup>-3</sup>	7	10-20·10 <sup>-3</sup>	14,3·10 <sup>-3</sup>	5	0,5-1·10 <sup>-3</sup>	0,7·10 <sup>-3</sup>
	С	7	2-4·10 <sup>-3</sup>	3·10 <sup>-3</sup>	7	5-10·10 <sup>-3</sup>	8·10 <sup>-3</sup>	5	0-0,5·10 <sup>-3</sup>	0,25·10 <sup>-3</sup>
Красноземная	А	4	1-5·10 <sup>-3</sup>	3,5·10 <sup>-3</sup>	4	5-10·10 <sup>-3</sup>	7,5·10 <sup>-3</sup>	2	1-3·10 <sup>-3</sup>	2·10 <sup>-3</sup>
	С	4	0-1·10 <sup>-3</sup>	0,4·10 <sup>-3</sup>	4	0-4·10 <sup>-3</sup>	1,3·10 <sup>-3</sup>	2	0	0
Засоленная	А	4	2-5·10 <sup>-3</sup>	3,7·10 <sup>-3</sup>	4	10-20·10 <sup>-3</sup>	15·10 <sup>-3</sup>	Не определен		
	С	4	3-4·10 <sup>-3</sup>	3,2·10 <sup>-3</sup>	4	6-20·10 <sup>-3</sup>	14·10 <sup>-3</sup>			

земов, каштановых почв, черноземов и серых лесных почв характерно плавное понижение концентрации редких щелочных элементов с глубиной профиля.

В дерново-подзолистых почвах (табл. 5) можно наблюдать обеднение редкими щелочными элементами горизонта  $A_2$  или  $A_2B_1$ .

Таблица 5

Содержание редких щелочных элементов в дерново-подзолистой почве

(в %)

Почва	Глубина, см	Горизонт	Литий	Рубидий	Цезий
Дерново-подзолистая на покровном суг- линке	0—10	$A_1$	$2 \cdot 10^{-3}$	$10 \cdot 10^{-3}$	$0,5 \cdot 10^{-3}$
	10—20	$A_1A_2$	$2 \cdot 10^{-3}$	$10 \cdot 10^{-3}$	$0,5 \cdot 10^{-3}$
	20—36	$A_2$	$1 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	0
	50—60	$A_2B_1$	$1 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	0
	60—70	$B_1$	$2 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$0,5 \cdot 10^{-3}$
	88—110	$B_2$	$3 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	—
	150—160	C	$3 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$0,5 \cdot 10^{-3}$
180—190	C	$3 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$0,5 \cdot 10^{-3}$	

В ряде случаев горизонт  $A_1$  обеднен литием по сравнению с нижележащими горизонтами, в то время как по содержанию рубидия и цезия он всегда обогащен.

Таким образом, распределение редких щелочных элементов по почвенному профилю отражает специфичность подзолообразовательного процесса.

Для красноземных почв характерно очень резкое понижение концентрации редких щелочных элементов с глубиной разреза. Несмотря на сильное обеднение красноцветной коры выветривания этими элементами, верхние горизонты красноземных почв содержат литий, рубидий и цезий в количествах, мало отличающихся от содержания их в других почвах.

Анализ засоленных почв на содержание в них лития и рубидия представлял интерес с точки зрения возможности обогащения почв этими элементами в процессе соленакопления. Полученные данные показывают, что как по содержанию, так и по распределению лития и рубидия засоленные почвы по существу не отличаются от почв, рассмотренных выше. Нет оснований предполагать возможность обогащения почв этими элементами в процессе соленакопления.

На основании полученных данных можно сделать общий вывод. В процессе выветривания и почвообразования происходит заметная аккумуляция лития, рубидия и цезия в первичных продуктах выветривания и верхних гумусовых горизонтах почв. Распределение этих элементов по почвенному профилю отражает характер почвообразовательного процесса.

Сопоставление полученных нами данных с данными валового анализа почв показывает, что распределение лития, рубидия и цезия в почвах ближе всего подходит к распределению гумуса, а также фосфора, марганца и меди. Связь между распределением редких щелочных элементов и гумуса в почвах и другими жизненно важными элементами позволяет утверждать, что основным фактором аккумуляции лития, рубидия и

цезия в начальных продуктах выветривания и в верхних горизонтах почв является жизнедеятельность организмов.

Полученные данные находятся в согласии и подтверждают положения В. Р. Вильямса и Б. Б. Полюнова о ведущей роли организмов в процессе выветривания и почвообразования.

Рассмотрение всего аналитического материала показывает следующее.

1. Содержание лития в различных типах почв колеблется в довольно узких пределах. Свыше 90% всех определений показывают содержание лития в почве от  $1 \cdot 10^{-3}$  до  $5 \cdot 10^{-3}$  при среднем содержании  $2,5 \cdot 10^{-3}$  %.

Как правило, наблюдается обогащение литием верхних горизонтов почв. Верхние горизонты дерново-подзолистых почв часто обеднены литием.

2. Свыше 90% всех определений рубидия показывают его содержание в почвах от  $1 \cdot 10^{-3}$  до  $15 \cdot 10^{-3}$  % при среднем содержании около  $10 \cdot 10^{-3}$  %. Наблюдается хорошо выраженное накопление рубидия в верхних горизонтах почв и плавное снижение содержания рубидия с глубиной.

3. Определение среднего содержания цезия в профиле почвы затруднительно, так как в значительной части профиля многих почв содержание цезия ниже чувствительности метода (меньше  $5 \cdot 10^{-4}$  %). Значительная часть анализированных профилей почв содержит цезия от  $5 \cdot 10^{-4}$  до  $1 \cdot 10^{-3}$  и редко достигает  $3-5 \cdot 10^{-3}$  %. Наблюдается хорошо выраженное накопление цезия в верхних горизонтах почв.

4. Не наблюдается значительной разницы в содержании лития, рубидия и цезия в начальных продуктах выветривания и в различных типах почв. Содержания лития, рубидия и цезия в верхних горизонтах почв соответственно относятся друг к другу, приблизительно, как 2 : 10 : 1.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П. и Боровик-Романова Т. Ф. Щелочи литий, натрий, калий, рубидий и цезий в почвах СССР. Проблемы сов. почвоведения, сб. 15, 1949.
- Гольдшмидт В. М. К геохимии щелочных металлов. В кн.: Сборник статей по геохимии редких элементов. ГОНТИ, 1938.
- Полюнов Б. Б. Кора выветривания. Ч. 1. АН СССР, 1934.
- Голмачев Ю. М. и Филиппов А. Н. О нахождении лития, рубидия и цезия в базальтах, гранитах, полевых шпатах и глинистых сланцах. В кн.: Академику В. И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности, т. 1, АН СССР, 1936.

---

*В. А. Ковда*

### ИЗМЕНЕНИЕ ХИМИКО-МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ПОД ВЛИЯНИЕМ МИГРАЦИИ СОЛЕЙ И ГАЗОВ ГЛУБОКИХ НЕФТЕ-ГАЗОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

В 1945 г. Всесоюзная контора «Нефтегазосъемка» обратилась к Почвенному институту Академии наук СССР с предложением организовать и возглавить разработку некоторых новых дополнительных приемов поисков нефти на основе установления коррелятивных отношений между особенностями почвенного покрова и наличием нефте-газовой залежи. Академик Б. Б. Польшов и автор отнеслись с большим интересом к этой проблеме.

Сложность и новизна задачи, которая была поставлена руководством «Нефтегазосъемки», смутила почвоведов. Обычно почвоведы привыкли оценивать ход почвообразовательных процессов главным образом с точки зрения влияния наземных факторов.

Представить себе, что залегающая на относительно больших глубинах нефте-газовая залежь оказывает влияние на горизонты почвенного покрова, казалось невозможным. Однако ознакомление с геохимическими исследованиями А. Н. Соколовского (1941), В. Н. Сулина (1948) и В. А. Соколова (1947) позволило прийти к признанию возможности постановки и решения этих вопросов.

В пользу этого же говорили и основные положения современной геохимии, которые были заложены В. И. Вернадским (1934), А. Е. Ферманом (1937) и Б. Б. Польшовым (1934).

После теоретического анализа этого вопроса стало ясно, что можно допустить известного рода коррелятивную связь между почвенным покровом и глубиной нефте-газовой залежью.

Исследования Б. Б. Польшова (1934) в области миграции солей, его представления о так называемой хлоридно-сульфатной аккумулятивной коре выветривания явились при этом теоретической основой для разработки проблемы.

Была разработана (при консультации упомянутых лиц) программа многолетних исследований, которые выполнялись под руководством автора совместным научным коллективом при участии со стороны «Нефтегазосъемки» — А. А. Геодекиана и П. С. Славина и со стороны Почвенного института Академии наук СССР — М. М. Кононовой, И. П. Сердобольского, Ю. П. Лебедева, В. В. Егорова и В. Р. Волобуева.

Наряду с этим, как со стороны «Нефтегазосъемки», так и со стороны Почвенного института были ассигнованы значительные средства, предо-



ставлены лабораторные возможности, которые в конечном счете и позволили провести ряд исследований методического характера, вначале на примере Апшерона и Прикуриинской низменности, несколько позже в Поволжье и затем, в порядке дальнейшего развития этого метода, в Западной Грузии.

Позволю себе вначале остановиться на тех общеизвестных фактах и теоретических положениях, которые дали основание построить методическую работу и в дальнейшем искать связи между нефтяной залежью и почвенным покровом, установить достоверные коррелятивные показатели.

Одним из важнейших положений, которое лежит в основе наших методических построений, является твердо установленный нефтяниками факт высокой подвижности компонентов нефте-газовой залежи. Известна легкая перемещаемость нефтяных газов и соляных растворов, сопровождающих нефтяную залежь, в особенности в связи с непрекращающимися современными процессами складкообразования и тектоническими нарушениями. Я сошлюсь здесь на исследования В. А. Соколова (1933, 1947) и В. А. Сулица (1948).

Движение подобного рода компонентов нефтяной залежи или ее спутников проявляется в виде источников, сальз, грифонов, движения пленочных растворов, в существовании вековой диффузии и эффузии углеводородов до земной поверхности и атмосферы. Чрезвычайно важный факт присутствия нефтяных углеводородов в почвенном и надпочвенном воздухе был установлен В. А. Соколовым еще в 1936 г., чем было положено начало новому геохимическому методу поисков и разведки на нефть.

Поскольку существуют вековые диффузия и эффузия нефтяных углеводородов, постольку, — рассуждаем мы, почвоведы, — этот процесс не может пройти бесследно для почвенных процессов в верхней оболочке земной коры. Те явления, которые известны химикам-нефтяникам — полимеризация и окисление газов, — несомненно должны отозваться не только на составе почвенного воздуха и на газовой фазе вообще, но они должны дать целый ряд твердых продуктов, которые могут накопиться в грунтах, в толще почвенных горизонтов. С другой стороны, очевидно, наличие газового потока или его диффузии не может не отозваться на процессах минерализации почвенных органических веществ и на жизнедеятельности микроорганизмов. Надо ожидать, что могут происходить известные отклонения в накоплении почвенного гумуса, в его распределении.

Далее, поскольку поток углеводородов к поверхности почвы сопровождается угольной кислотой, сероводородом, азотом, его окислами и другими газами, постольку, надо полагать, могут быть серьезные отклонения в процессах выветривания первичных минералов, в процессах превращения почвенных минералов и, возможно, появления целого ряда новых минералов, которые не участвуют в обычном почвообразовании, где отсутствуют такие могучие и своеобразные факторы, каким является нефте-газовая залежь.

Громадное значение в возможном геохимическом влиянии нефтегазовой залежи на поверхностные почвенные процессы должна иметь неизбежная трещиноватость и микротрещиноватость в сводах структур. Здесь необходимо сослаться на общепризнанное, повидимому, положение о том, что абсолютной герметичности в структурах практически не существует, что не только крупные тектонические нарушения будут способствовать передвижению компонентов нефтяной залежи и ее спутников к поверхностным горизонтам земной коры, но что и мелкие трещины и микротрещины на слабо выраженных перегибах, имеющих место даже

в платформенных условиях, должны неизбежно, если учесть вековое время, предоставленное в распоряжение геологических процессов, в конечном счете оказать влияние на верхние горизонты земной коры.

В связи с этим очень важны предположения о возможности влияния восходящих глубинных нефтяных вод, имеющих исключительно своеобразный химический состав, на химизм почвенных вод и почвенного покрова, залегающего над нефтесодержащей структурой, через своды которой возможен приток растворов к поверхности.

Работы В. Н. Сулина (1935, 1946), Д. Роджерса и других нарисовали в достаточной степени исключительное своеобразие нефтяных вод, их почти повсеместную обязательную бессульфатность, их высокую хлоридность, причем почти обязательно высокую концентрацию хлористого кальция и хлористого магния и присутствие солей нефтяных кислот.

Правда, гидрохимикам было странно предположить возможность восхождения глубинных вод на сотни и тысячи метров до поверхности. Казалось невероятным, что химизм глубинных нефтяных вод может проявиться на почвенных водах, на химизме почвенных горизонтов. Тем не менее, было решено поставить ряд наблюдений в этом отношении на Апшероне, в Прикуриинской низменности. В дальнейшем это предположение в полной мере подтвердилось.

Таким образом, отечественная наука дала к 1945 г. достаточное количество фактов для того, чтобы поставить вопрос о существовании корреляции между почвенным покровом и нефтеносностью территории. Было принято положение, что нормальный почвообразовательный процесс может получить существенные, специфические изменения и отклонения, которые диктуются геохимической обстановкой, вызываемой газо-нефтяной залежью.

Для исследований был избран сравнительно-географический метод. Выбирались территории, однотипные в топографическом отношении, с одинаковой климатической и микроклиматической обстановкой, но различающиеся наличием или отсутствием нефтяной залежи. Эти территории сравнивались в отношении химизма солей, органического вещества, микроэлементов, окислительно-восстановительного потенциала.

Исследования велись на территории Апшерона, Прикуриинской низменности, Хлебиновской структуры в Поволжье и ряде структур в Западной Грузии.

В результате шестилетних исследований мы можем сказать, что основные теоретические положения, принятые при начале работ, подтвердились. Ныне установлены пять-шесть почвенно-геохимических показателей, которые могут являться дополнительными поисковыми признаками при геофизических, геохимических, геологических поисковых и разведочных работах на нефть.

Первая группа показателей — это химизм приповерхностных почвенно-грунтовых вод, залегающих на глубине 2, 3, 5 и 10 м от поверхности, т. е. тех почвенно-грунтовых вод, которые участвуют в современном почвообразовательном процессе.

Специфический химизм приповерхностных вод проявляется в том, что почвенно-грунтовые воды под влиянием восходящего векового капиллярного и молекулярного потока нефтяных вод характеризуются высокой минерализацией, высокой хлоридностью, ничтожной сульфатностью, высоким содержанием хлористого магния и хлористого кальция. Суммарная высокая минерализация почвенно-грунтовых вод и повышенное содержание хлоридов кальция и магния очень точно обрисовывают

контуры имеющихся нефтяных залежей, являясь как бы аномалией на общем фоне химизма почвенно-грунтовых вод местности.

Вторая группа показателей — специфический химизм самих почво-грунтов в пределах полутораметровой-двухметровой толщи. Коррелятивными показателями возможной нефтеносности в данном случае являются, с одной стороны, высокая засоленность почв, отличающаяся их резко от засоленности территории, не имеющей нефтяной залежи, а, с другой стороны, — аномально высокое содержание хлоридов в составе анионов и кальция и магния в составе катионов.

Третьим, весьма устойчивым, индикатором возможной нефтеносности оказался иод. Известно, что иод является почти обязательным спутником нефтяных вод (Сулин, 1946; Малышек, 1931). Бор и бром в этом смысле отличаются от иода, так как в меньшей мере связаны с нефтью и нефтяными водами. Поэтому мы не считали возможным взять эти два элемента в качестве индикаторов. Но иод оказался прекрасным коррелирующим с нефтеносностью показателем. По данным А. П. Виноградова (1939) и В. И. Вернадского, почво-грунты характеризуются средним содержанием иода не выше 300—400 гамм. В районах нахождения нефтяной залежи концентрация иода в почво-грунтах вырастает до величины 1500—2000, в некоторых случаях 5000—7000 гамм. Этот индикатор оказался весьма устойчивым как для Азербайджана, так и — что особенно интересно — для такого влажного субтропического района, каким является Западная Грузия. Хотя можно было ожидать, что в Грузии почвенные процессы будут выносить соединения иода из почво-грунтов, оказалось (по данным А. А. Геодекиана и П. С. Славина), что и в этих районах иодный показатель отличается устойчивостью и хорошо коррелирует с наличием нефтяной залежи.

Следующий показатель связан с почвенным органическим веществом. Вначале мы искали эту зависимость между суммарным содержанием углерода гумуса в почвах и нефтяной залежью. Этот показатель на ряде месторождений оказался достаточно удовлетворительным, в частности он хорошо выражен на Ашшероне. В районе Маштагов, Кейреки-Шора и Массазырском озере оказалась прекрасной корреляция между нефтеносностью и гумусностью почвы. В тех случаях, когда нормальный зональный почвенный покров отличается малым содержанием гумуса (в пустынях и сухих степях), почвы и грунты, лежащие над нефте-газовой залежью, имеют аномально повышенное количество гумуса и аномальное распределение его по профилю с образованием второго максимума на глубине 50—70 и 100 см. Но в тех почвенно-географических условиях, в которых почвенный покров отличается высоким содержанием гумуса или наличием погребенных горизонтов, имеющих повышенное количество органики (например, на аллювии), там этот признак оказывается не очень устойчивым.

Для этих условий найден другой признак, предложенный М. М. Кононовой, который оказался почти повсеместно устойчивым, — углерод и о-б и т у м н ы й п о к а з а т е л ь. Углерод «битума» извлекается спирто-бензольной вытяжкой и выражается в процентах от суммарного почвенного углерода, определяемого по Кноппу или по Тюрину.

Дело в том, что углерод, переходящий в спирто-бензольную вытяжку, — условно его назовем битумом, — составляет в почвенном гумусе самых разнообразных почв не более 5—10% содержания общего углерода. Между тем грунты, лежащие над нефтяной залежью, как правило (в 90% случаев), содержат значительно более высокое количество углерода-битума, исчисляемое 10—15—30%, причем это характерно для условий пустыни,

для условий степного Поволжья и для условий влажносубтропической Западной Грузии. Если солевые показатели вследствие подвижности растворов имеют тенденцию растекаться, следуя рельефу и движению грунтовых вод, то иодный и углеродно-битумный показатели более строго фиксируют контуры нефте-газовой залежи. Это особенно важно, так как иодный и углеродно-битумный показатели являются не косвенными, а прямыми показателями возможной нефтеносности.

К этой же группе прямых показателей необходимо добавить нафтеновые кислоты. Мы воспользовались здесь общеизвестными сведениями о постоянном присутствии в нефтяных водах некоторых нефтяных провинций нафтеновых кислот и попытались проследить возможное проникновение их в почвы и грунты до поверхности. По исследованиям П. С. Славина оказалось, что действительно в условиях Западной Грузии соединения нафтеновых кислот как по качественным, так и по количественным показателям аккумулируются в приповерхностных почвогрунтах, находясь в связи с нефтяной залежью.

Следующая группа показателей — малорастворимые соли. Эта группа показателей не столь устойчиво отражает связь с нефтеносностью. Нужна дальнейшая исследовательская работа для того, чтобы разобраться в этом вопросе. Впервые мы встретились со своеобразным поведением углекислого кальция на всем Апшероне и в районе Маштагов в особенности. Было замечено, что почво-грунты, залегающие над нефтяной залежью, т. е. перекрывающие нефтесодержащие структуры, отличаются ненормально высоким (по отношению к фону) содержанием углекислого кальция и образованием лёссово-известкового грунта — лёссово-известковой «шапки», которая довольно точно оконтуривает границы нефтяной залежи.

Для Маштагов это удалось довольно хорошо проследить. Здесь имеются профили, свидетельствующие о существовании резко выраженного аномального повышения количества углекислого кальция в почво-грунтах над скрытой нефтяной структурой. Один из поперечников, который был заложен покойным профессором В. П. Смирновым-Логиновым через Апшеронский полуостров в почвенных целях, также свидетельствует о том, что между содержанием углекислого кальция в почво-грунтах и наличием нефтесодержащих структур имеется определенная связь. В почвах, лежащих над структурой, содержащей нефть, имелся резко выраженный максимум содержания углекислого кальция, достигающий величин 15—18%  $\text{CO}_2$ , в то время как фоновые территории имеют лишь 5—7%  $\text{CO}_2$  углекислого кальция.

Обогащение почв углекислым кальцием, возможно, обязано дополнительному образованию карбонатов за счет воздействия угольной кислоты восходящих нефтяных газов на минералы грунтов.

Поскольку нефтяные воды бессульфатны, постольку территория, затронутая восходящим молекулярно-капиллярным потоком нефтяных вод, вообще говоря, характеризуется отсутствием больших количеств вторичных гипсов. Между тем для засоленных почв нормального типа присутствие гипса является обязательным. Поэтому отсутствие гипса, наряду с другими признаками, может явиться важным индикатором, подсказывающим поступление в этом районе нефтяных бессульфатных вод. Даже имеющийся почвенный гипс под влиянием этих вод должен исчезнуть, поскольку широко распространенными компонентами в этих водах являются углекислые щелочи, переводящие гипс в углекислый кальций. Действительно, в грунтах Апшерона и Прикуринской низменности, всюду в районах, расположенных непосредственно над нефтесо-

держашей структурой, прослеживается исчезновение гипса. Одновременно на дальнем расстоянии вокруг нефтесодержащей структуры образуется своеобразное гипсовое кольцо, являющееся результатом взаимодействия хлористого кальция нефтяных вод с сульфатами натрия и магния — обычными почвенными солями в порядке вторичной реакции.

Перспективным показателем, установленным еще В. Э. Левенсоном, является окислительно-восстановительный показатель почв. Но оказалось, что не стоит ослаблять роль этого показателя, определяя окислительно-восстановительный потенциал в лабораторных условиях. Выемка и транспортировка образцов, подготовка их к определению Eh в лаборатории должна привести к нарушению естественных условий окислительно-восстановительного режима. Определение окислительно-восстановительного потенциала почв непосредственно в природных условиях должно дать более устойчивую картину.

И. П. Сердобольским на основе существующих отечественных образцов был сконструирован полевой прибор, который и был апробирован как в условиях Прикуриинской низменности, так и в условиях Западной Грузии. Определения производились в шурфах на глубине 50—100 см.

Полевые определения окислительно-восстановительного потенциала в почвах и грунтах тех территорий, которые имеют нефтяную залежь, вскрывают целый ряд аномалий, свидетельствующих о наличии этой залежи. Как и следовало ожидать, эти аномалии чаще проявляются в снижении показателя окислительно-восстановительного потенциала на 200—300 милливольт по сравнению с его величиной для всей территории. Но в некоторых случаях, и в частности в Прикуриинской низменности, по мере приближения к нефте-газовой залежи наблюдалось не столько падение, сколько резкое, пульсирующее изменение показателя Eh, выражающееся в смене очень низких показателей высокими. Очевидно, вековая диффузия нефтяных газов действительно сильно нарушает окислительно-восстановительный режим территории. Поперечники шурфов, заложённых в Прикуриинской низменности и в Грузии через районы нефтяных залежей, убедительно свидетельствуют о резко выраженном аномальном поведении Eh на участках, расположенных над нефте-газовой залежью или приближающихся к ней.

Можно считать, что совместными работами сотрудников АН СССР и «Нефтегазосъемки» удалось установить новое важное явление, о существовании которого в прошлом догадывались лишь немногие геохимики и почвоведы, — то мощное влияние нефте-газовой залежи на ход почвенных, геохимических и биологических процессов в приповерхностных грунтах земной коры и, в частности, в почвенной оболочке.

Установлены в разных природных физико-географических условиях довольно устойчивые почвенно-геохимические признаки, коррелирующие с наличием нефтесодержащих структур. Этими признаками являются специфический состав солей в почвенно-грунтовых водах и в почво-грунтах, подный показатель, углеродно-битумный показатель, показатель окислительно-восстановительного состояния почв в природных условиях; прорабатываются также для дальнейшего уточнения показатели гипсовый и углекислого кальция.

Эти показатели могут быть рекомендованы для использования в производственных поисково-разведочных работах на нефть и газы в составе других геологических и геохимических признаков, как дополняющие их.

Весьма желательна постановка дальнейших методических работ этого типа в условиях влажного и холодного климата с тем, чтобы проследить, как будут коррелировать эти показатели с нефте-газовой залежью в дру-

гой физико-географической обстановке, сильно меняющей судьбу компонентов и спутников нефтяной залежи, поступающих к поверхности земной коры.

Нужно воздержаться от механического перенесения этих показателей на север.

Было бы важно как в системе нефтяной промышленности, так и в системе АН СССР продолжить теоретические исследования в этой области с тем, чтобы уточнить ряд неясных еще положений, а также проработать возможное использование в качестве почвенно-геохимических показателей соединений брома, бора, аммиака, сульфидов и серы.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Вернадский В. И. Очерки геохимии. Горгеонефтеиздат, 1934.
- Виноградов А. П. Иод в морских илах. Тр. Биогеохим. лабор. АН СССР, вып. 5, 1939.
- Ковда В. А. и др. Почвенно-геохимические показатели нефтеносности недр. АН СССР, 1951.
- Малышек В. Т. Буровые воды Нефте-Чала и возможность их комплексного использования с целью получения иода, брома и различных солей. Азерб. нефт. хоз., № 9—10, 1931.
- Могилевский Г. А. О возможности биохимического превращения углеводородных газов в зоне выветривания. Сборник работ по газовой съемке. Тр. Всес. конторы геофиз. разведок, вып. 14 (21), 1939.
- Полынов Б. Б. Кора выветривания. АН СССР, ч. I, 1934.
- Соколов В. А. Новый метод поисков нефтяных и газовых месторождений. Докл. нефтяной геол.-развед. конференции. Бюлл. Нефт. геол.-развед. инст., № 1, 1933.
- Соколов В. А. Прямые геохимические методы поисков нефти. Гостоптехиздат, 1947.
- Соколов В. А. Очерки генезиса нефти. Гостоптехиздат, 1948.
- Соколовский А. Н. Засоленные почвы, как одно из солепроявлений на земной поверхности. Почвоведение, № 7—8, 1941.
- Сулин В. А. Воды нефтяных месторождений СССР. ОНТИ, Глав. ред. горно-топл. лит., 1935.
- Сулин В. А. Воды нефтяных месторождений в системе природных вод. Гостоптехиздат, 1946.
- Сулин В. А. Гидрогеология нефтяных месторождений. Гостоптехиздат, 1948.
- Ферсман А. Е. Геохимия. Госхимтехиздат, т. 3, 1937.
-

*А. И. Шерельман*

## МИГРАЦИОННАЯ СПОСОБНОСТЬ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Изучение миграции химических элементов в земной коре является важнейшим направлением современной геохимии, которое особенно интенсивно развивалось в нашей стране, главным образом благодаря трудам В. И. Вернадского и А. Е. Ферсмана. Это направление в наибольшей степени приближает геохимическую теорию к практике поискового и разведочного дела, так как именно процессы миграции элементов приводят к образованию месторождений большинства полезных ископаемых.

Из сказанного понятно, что изучение миграционной способности элементов в различных геохимических процессах имеет большое теоретическое и практическое значение.

Применительно к коре выветривания в целом этот вопрос впервые был разработан акад. Б. Б. Польновым в его классической монографии «Кора выветривания» (1934) и в ряде последующих статей (1944, 1946).

Б. Б. Польновым предложен метод количественного определения миграционной способности элементов, используя который он вывел широко известные ряды относительной миграции химических элементов в коре выветривания (табл. 1).

Таблица 1

Миграционные ряды элементов

Ряды	Состав рядов миграции в биосфере	Показатель порядка величины выноса
Энергично выносимые . . . . .	Cl (Br, I), S	$2n \cdot 10^1$
Легко выносимые . . . . .	Ca, Na/Mg, K	$n \cdot 10^0$
Подвижные . . . . .	SiO <sub>2</sub> (силикатов), P, Mn	$n \cdot 10^{-1}$
Инертные (слабо подвижные)	Fe, Al, Ti	$n \cdot 10^{-2}$
Практически неподвижные	SiO <sub>2</sub> (кварца)	$n \cdot 10^{-\infty}$

Установленная Б. Б. Польновым различная миграционная способность элементов была им положена в основу учения о стадиях развития остаточной коры выветривания и о сопряженных с ней формах аккумулятивной коры выветривания.

В своих дальнейших работах этот ученый неоднократно подчеркивал, что определение миграционной способности химических элементов яв-

ляется основой изучения геохимии ландшафта (1944, 1946), первым шагом в подобных исследованиях.

Указанному понятию Б. Б. Полюнова о миграционной способности элементов может быть придана определенная математическая форма — уравнение миграционной способности, с помощью которого могут быть выведены и ряды миграции. Изложению этого вопроса и посвящается настоящее сообщение.

Очевидно, что о миграционной способности элемента в коре выветривания мы можем судить по тому его количеству, которое в процессе выветривания в единицу времени переходит из горных пород в почвенные и грунтовые воды и затем вместе с ними, попадая в речные воды, уходит за пределы данного ландшафта. Но это количество зависит, понятно, от содержания элемента в породе: чем больше элемента в породе, тем, при прочих равных условиях, больше его перейдет в раствор. Поэтому, чтобы сделать величину миграционной способности независимой от содержания элемента в породе, расчет надо вести на единицу веса мигрирующего элемента, находящегося в породе. В итоге получаем следующее определение: миграционная способность химического элемента в коре выветривания характеризуется количеством его вещества, поступившего в природные воды за единицу времени в расчете на единицу веса данного элемента в породе. Иначе можно сказать, что миграционная способность выражается скоростью выщелачивания одного грамма вещества данного элемента, содержащегося в горной породе.

Но так как количество данного элемента в коре выветривания постоянно меняется за счет его выноса, то понятно, что точное математическое выражение для миграционной способности может быть выведено только в дифференциальной форме для бесконечно малого промежутка времени  $dt$ , в течение которого в коре выветривания содержится вполне определенное количество данного элемента<sup>1</sup>. Представим себе, что в какой-то определенный момент времени в коре выветривания содержится « $b$ » граммов элемента  $X$ , причем за бесконечно малый промежуток времени « $dt$ » в раствор перешло бесконечно малое количество вещества элемента  $X$ , равное « $db$ ». Отсюда получаем, что количество вещества, вынесенное в единицу времени, составит « $\frac{db}{dt}$ », а рассчитывая эту величину на содержание элемента  $X$  в коре выветривания (« $b$ »), получаем следующее выражение, которое может быть названо уравнением миграционной способности<sup>2</sup>.

$$P_x = \frac{1}{b} \cdot \frac{db}{dt}, \quad (I)$$

где  $P_x$  — миграционная способность химического элемента  $X$  в коре выветривания.

Как видим, для того, чтобы определить величину миграционной способности  $P$ , необходимо знать зависимость содержания данного элемента в коре выветривания от времени, т. е. знать уравнение  $b = f(t)$ . К сожалению, в настоящее время мы не знаем характера этой зависимости,

<sup>1</sup> «Лишь дифференциальное исчисление дает естественному возмозможность изображать математически не только состояния, но и процессы: движение», — писал Ф. Энгельс (Диалектика природы, стр. 218, 1952).

<sup>2</sup> Это уравнение в несколько иной форме нами было опубликовано в 1940 г., но без дальнейших построений, которые даются в настоящем сообщении.



в связи с чем и не можем проинтегрировать вышеприведенное уравнение. Имеется только один частный случай, когда это уравнение может быть проинтегрировано. Допустим, что миграционная способность данного химического элемента за какой-то отрезок времени не менялась, т. е. являлась постоянной величиной. Тогда получаем:

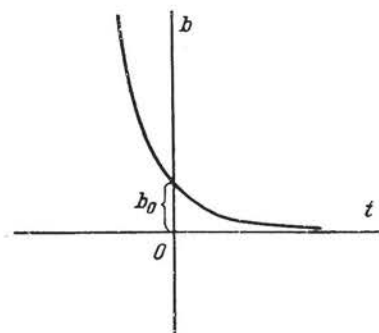
$$P_{\text{const}} = \frac{1}{b} \cdot \frac{db}{dt}; \quad \frac{db}{b} = P_{\text{const}} \cdot dt; \quad \int_{b_0}^b \frac{db}{b} = P_{\text{const}} \cdot \int_{t_0}^t dt$$

$$\ln \frac{b}{b_0} = P_{\text{const}} \cdot (t - t_0)$$

или  $b = b_0 \cdot e^{P_{\text{const}}(t-t_0)}$ . Считая, что  $t_0 = 0$ , получаем наиболее удобное выражение для этой формулы

$$b = b_0 \cdot e^{P_{\text{const}} \cdot t}. \quad (\text{II})$$

$b_0$  — содержание элемента в определенном объеме коры выветривания до начала рассматриваемого процесса выветривания;  $b$  — содержание данного элемента в том количестве коры выветривания, которое получилось из первоначального объема по прошествии промежутка времени  $t$ ;  $e$  — основание натуральных логарифмов.



Фиг. 1. Зависимость содержания данного элемента в коре выветривания ( $b$ ) от времени при неизменной величине его миграционной способности ( $P$  - const).

Таким образом получаем следующий интересный вывод: при неизменной миграционной способности содержание данного химического элемента в коре выветривания убывает по показательному закону согласно формуле (II) (фиг. 1).

Иначе говоря, при неизменной величине миграционной способности количество элементов в коре выветривания вначале убывает быстро, а потом все более и более медленно, асимптотически приближаясь к нулю. Особенно медленно должно уменьшаться количество элемента в коре выветривания при низких его содержаниях. Еще раз подчеркнем, что этот вывод имеет место только для случая неизменной величины миграционной способности, т. е. для некоторых абстрактных идеальных условий, так как в действительности миграционная способность элемента в ходе процесса выветривания должна меняться.

Определяя постоянную миграционную способность из этого уравнения (II), получаем:

$$P_{\text{const}} = \frac{\ln b - \ln b_0}{t}. \quad (\text{III})$$

Возможно, что в некоторых частных случаях данная формула может быть использована для расчетов. Следует только иметь в виду, что для определения величины « $b$ » необходимы специальные пересчеты, на которых мы здесь не будем останавливаться. Эти пересчеты исходят из представления о существовании так называемого «окисла-свидетеля», т. е. окисла, который практически не выносился из коры выветривания, и из представления об отсутствии привноса элементов в кору выветривания. При соблюдении указанных условий по методу, впервые предложенному

в геологии Меррилом (Merril, 1906), может быть определена величина « $b$ » из уравнения (II). Подробнее об этом см. в нашей работе 1940 г.

В большинстве случаев мы не можем считать величину  $P$  постоянной, в связи с чем для ее определения необходимо знать зависимость содержания в коре выветривания элемента  $X$  от времени. На первый взгляд это обстоятельство как будто бы ограничивает возможность практического использования выведенного уравнения миграционной способности (I). Однако это не совсем так. Прежде всего напомним, что процесс образования коры выветривания продолжается геологически долго, в течение целых геологических периодов или частей периодов, во всяком случае не менее нескольких десятков тысяч лет, а нередко сотни тысяч и миллионы лет. Поэтому понятно, что количество веществ, транспортируемых поверхностными водами в течение одного года, мы вполне можем рассматривать как величину бесконечно малую и по отношению ко всему количеству вещества, находящемуся в коре выветривания, и по отношению ко всему количеству вещества, удаленному за все время формирования коры выветривания.

Иначе говоря, член нашего уравнения  $\frac{db}{dt}$  можно определить как количество вещества элемента  $X$ , перенесенное реками в течение одного года. А эту величину можно определить, так как для многих рек известен химический состав их воды и общее количество воды, прошедшее через данный пункт на реке в течение года (расход воды).

Понятно, что в этом случае величина « $b$ » будет равна общему количеству элемента  $X$  в коре выветривания той части бассейна, которая расположена выше по течению от пункта наблюдения. Эту величину также можно определить (хотя и приближенно).

Таким образом, можно написать два уравнения:

$$1) \frac{db}{dt} = m_x \cdot Q,$$

где  $m_x$  — среднее содержание химического элемента  $X$  в воде рассматриваемой реки.

$Q$  — среднегодовой расход данной реки в пункте наблюдений.

$$2) b = n_x \cdot M,$$

где  $n_x$  — среднее содержание элемента  $X$  в горных породах данного района, вовлеченных в процесс выветривания и дренируемых водами, питающими рассматриваемую реку.

$M$  — общая масса этих пород в бассейне рассматриваемой реки.

Выполнив соответствующую подстановку, получаем следующее выражение для миграционной способности химических элементов в коре выветривания:

$$P_x = \frac{1}{b} \frac{db}{dt} = \frac{m_x Q}{n_x \cdot M}.$$

Нетрудно убедиться, что величина  $\frac{Q}{M}$  будет общей при определении миграционной способности любого элемента в бассейне данной реки, в связи с чем при определении миграционной способности в конкретном ландшафте ее можно рассматривать как постоянную величину — константу данного ландшафта ( $K$ ). В итоге получаем производное уравнение

$$P_x = K \frac{m_x}{n_x}, \quad (IV)$$

где  $K$  — константа ландшафта.

Понятно, что для миграционной способности элементов Y и Z мы можем написать следующие уравнения:

$$P_y = K \frac{m_y}{n_y}, \quad P_z = K \frac{m_z}{n_z}.$$

К сожалению, точное определение константы  $K$  представляет известные трудности, в связи с чем мы пока не определяем абсолютное значение величины  $P$ ; относительное же ее значение определить сравнительно легко, учитывая общность константы  $K$  для данного ландшафта. Если мы разделим  $P_x$  на  $P_y$ , то получим уравнение, в котором отсутствует величина  $K$ :

$$\frac{P_x}{P_y} = \frac{K \frac{m_x}{n_x}}{K \frac{m_y}{n_y}} = \frac{m_x n_y}{n_x m_y}.$$

В правой части этого уравнения все величины могут быть сравнительно легко определены, а если мы примем, как это делал Б. Б. Польнов, миграционную способность наиболее подвижного элемента за 100, то получим относительную миграционную способность и других элементов и, в итоге, ряды миграции.

Итак, наша окончательная «расчетная» формула миграционной способности химических элементов в коре выветривания конкретного ландшафта приобретает следующий вид:

$$P_x = P_y \frac{m_x n_y}{n_x m_y}. \quad (V)$$

К этой же формуле можно прийти и другим путем, используя построения Б. Б. Польнова.

В монографии «Кора выветривания» (1934) Б. Б. Польнов приводит данные о среднем составе массивных пород и среднем составе минерального остатка различных речных вод, дренирующих области распространения массивных пород (табл. 2).

Сопоставляя эти данные, он пришел к выводу, что такие элементы как хлор, сера, кальций, обладают высокой миграционной способностью в коре выветривания, так как их много в сухом остатке воды, в то время как  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  обладают низкой миграционной способностью, так как их мало в сухом остатке (хотя они и составляют преобладающую часть изверженных горных пород).

Нетрудно убедиться, что наибольшей миграционной способностью обладает хлор, что этот элемент наиболее легко переходит в процессе выветривания из горных пород в природные воды. В связи с этим миграционную способность хлора Б. Б. Польнов условно принимает равной 100% и сравнивает с ней миграционную способность других элементов. Повторим кратко ход рассуждений Б. Б. Польнова, имея ввиду наши буквенные обозначения (табл. 2).

Обозначим содержание серы в сухом остатке речной воды, соответствующее ее 100% миграционной способности (т. е. такой же, как у хлора) через  $M_{\text{SO}_4}$ , причем для этого случая, очевидно, можно написать:

$$\frac{m_{\text{Cl}}}{n_{\text{Cl}}} = \frac{M_{\text{SO}_4}}{n_{\text{SO}_4}} \quad \text{или} \quad \frac{6,75}{0,05} = \frac{M_{\text{SO}_4}}{0,15}.$$

Таблица 2

## Миграционная способность химических элементов и соединений в коре выветривания

Компо- ненты	Средний состав массивных пород	Состав горных пород изучаемого района n	Средний состав ми- нерального остатка различных вод	Состав вод изу- чаемого района m	Относительная миграционная способность элементов и соединений	
					Для коры вы- ветривания в целом (по Б. Б. Полынову)	Для коры выветривания изучаемого района
SiO <sub>2</sub>	59,09	n <sub>SiO<sub>2</sub></sub>	12,80	m <sub>SiO<sub>2</sub></sub>	0,20	$P_{SiO_2} = P_{Cl} \frac{n_{Cl} m_{SiO_2}}{m_{Cl} n_{SiO_2}}$
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,35	n <sub>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></sub>	0,90	m <sub>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></sub>	0,02	$P_{Al_2O_3} = P_{Cl} \frac{n_{Cl} m_{Al_2O_3}}{m_{Cl} n_{Al_2O_3}}$
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,29	n <sub>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></sub>	0,40	m <sub>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></sub>	0,04	$P_{Fe_2O_3} = P_{Cl} \frac{n_{Cl} m_{Fe_2O_3}}{m_{Cl} n_{Fe_2O_3}}$
Ca	3,60	n <sub>Ca</sub>	14,70	m <sub>Ca</sub>	3,00	$P_{Ca} = P_{Cl} \frac{n_{Cl} m_{Ca}}{m_{Cl} n_{Ca}}$
Mg	2,11	n <sub>Mg</sub>	4,90	m <sub>Mg</sub>	1,30	$P_{Mg} = P_{Cl} \frac{n_{Cl} m_{Mg}}{m_{Cl} n_{Mg}}$
Na	2,97	n <sub>Na</sub>	9,50	m <sub>Na</sub>	2,40	$P_{Na} = P_{Cl} \frac{n_{Cl} m_{Na}}{m_{Cl} n_{Na}}$
K	2,57	n <sub>K</sub>	4,40	m <sub>K</sub>	1,25	$P_K = P_{Cl} \frac{n_{Cl} m_K}{m_{Cl} n_K}$
Cl'	0,05	n <sub>Cl</sub>	6,75	m <sub>Cl</sub>	100,00	$P_{Cl} = 100\%$
SO <sub>4</sub> ''	0,15	n <sub>SO<sub>4</sub></sub>	11,60	m <sub>SO<sub>4</sub></sub>	57,00	$P_{SO_4} = P_{Cl} \frac{n_{Cl} m_{SO_4}}{m_{Cl} n_{SO_4}}$
CO <sub>3</sub> ''	—	—	36,50	m <sub>CO<sub>3</sub></sub>	—	—

Отсюда получаем выражение для  $M_{SO_4} = \frac{m_{Cl} \cdot n_{SO_4}}{n_{Cl}} = \frac{6,75 \cdot 0,15}{0,05} = 20,25$ , соответствующее 100% миграционной способности серы ( $P'_{SO_4} = 100\%$ ).

Но у нас в сухом остатке в действительности содержится не M (20,25) процентов SO<sub>4</sub>, а меньше — m<sub>SO<sub>4</sub></sub> (11,60%), причем соответственно меньшей является и реальная миграционная способность SO<sub>4</sub> (не P'\_{SO<sub>4</sub>}, а P\_{SO<sub>4</sub>}), которую можно определить из следующей пропорции:

$$P_{SO_4} = \frac{m_{SO_4}}{M_{SO_4}} \cdot 100$$

или, подставив вместо M\_{SO<sub>4</sub>} его значение, а вместо 100% подставив миграционную способность хлора (P\_{Cl}), получим:

$$P_{SO_4} = P_{Cl} \frac{m_{SO_4} \cdot n_{Cl}}{m_{Cl} \cdot n_{SO_4}} = 100 \frac{11,60 \cdot 0,05}{6,75 \cdot 0,15} = 57\%,$$

т. е. уравнение, идентичное уравнению (V), что и требовалось доказать.

Само собой понятно, что вместо хлора и серы можно взять любую другую пару элементов, для которых имеются данные о содержании их в речных водах и горных породах.

Итак, мы видим, что исходя из уравнения миграционной способности (I) или из построений Б. Б. Полюнова, мы приходим к одному и тому же алгебраическому выражению (V), которое позволяет сравнительно легко определить относительную миграционную способность химических элементов в коре выветривания для данного ландшафта, устанавливая для него ряды миграции элементов по Б. Б. Полюнову.

Вычисляя ряды миграции по формуле V, мы для всех случаев принимаем миграционную способность хлора за 100%, что в известной степени нивелирует различия отдельных типов коры выветривания. В связи с этим для более точного расчета миграционной способности элементов в коре выветривания нами предложен особый показатель «коэффициент водной миграции»— $K_x$ :

$$K_x = \frac{m_x \cdot 100}{a \cdot n_x}, \quad (\text{VI})$$

где  $a$  — величина сухого остатка речной воды в мг/л ( $m_x$  также выражается в мг/л, а  $n_x$  — в процентах). Подставляя в формулу вместо  $m_x$  и  $n_x$  их значения, определенные из формулы VI, получаем:

$$\frac{K_x}{K_y} = \frac{P_x}{P_y}.$$

Таким образом, коэффициенты водной миграции химических элементов в коре выветривания относятся друг к другу так, как их миграционные способности. Подсчеты  $K_x$  для разных элементов приведены в нашей другой работе (1955).

Как это следует из формулы VI, величины  $K_x$  для отдельных элементов могут быть вычислены независимо от того, имеются ли данные о содержании хлора в воде или нет. Величины  $K_x$  для хлора колеблются от  $n10$  до  $n100$  и, таким образом, при предлагаемом методе пересчета получаются значительно более контрастные данные для разных типов коры выветривания. Величины  $K_x$  для хлора и серы и в меньшей степени для натрия и других элементов являются несколько завышенными, так как часть этих элементов попадает в кору выветривания с атмосферными осадками. Однако проведенные подсчеты показали, что эоловый круговорот солей в большинстве случаев не изменяет порядка величин  $K_x$ . В частности и с учетом поправки на привнос с атмосферными осадками, хлор и сера попадают в ряд «энергично выносимых» элементов ( $K_x = n10—n100$ ), натрия и кальция — в ряд «легко выносимых» ( $K_x = n$ ) и т. д.

Ряды миграции элементов, выведенные Б. Б. Полюновым (табл. 1), вызывают вопрос об основных факторах миграции элементов в коре выветривания.

При анализе этих рядов может создаться представление, что миграционная способность элементов определяется физико-химическими свойствами их ионов и растворимостью различных солей. Действительно, соединения Ca и Na сравнительно легко растворимы, труднее переходит в раствор  $\text{SiO}_2$ , еще труднее соединения  $\text{R}_2\text{O}_3$  и т. д. Однако при более детальном анализе отдельных рядов видно, что миграционная способность элементов нередко находится в противоречии с их физико-химическими свойствами.

Так, например, известно, что растворимость простых солей K и Na примерно одинакова, что ваки K и Na близки друг другу (0,36, 0,45),

а вместе с тем в коре выветривания миграционная способность натрия значительно выше, чем у калия.

Таким образом, установленная Б. Б. Польшовым последовательность не отвечает растворимости солей соответствующих элементов, не отвечает последовательности энергетических показателей А. Е. Ферсмана (1937 г.). Все это позволяет сделать вывод, что миграционная способность химических элементов в коре выветривания не может быть объяснена только свойствами их ионов — их радиусами, валентностью, поляризационными свойствами, энергетическими коэффициентами А. Е. Ферсмана и т. д. Очевидно, в данном случае действуют еще какие-то факторы.

Среди них необходимо отметить минеральный состав пород. Хорошо известно, что различные минералы обладают различной податливостью к выветриванию. Так, например, анортит легче разрушается, чем альбит, в связи с чем понятно, что, при прочих равных условиях, основные плагиоклазы будут быстрее выветриваться, чем кислые.

Можно привести много подобных примеров. Поэтому при анализе миграционной способности элементов в коре выветривания обязательно необходимо учитывать тип кристаллической решетки, в которую входит данный элемент, ее податливость к выветриванию. Таким образом, мы приходим к выводу, что даже при одинаковых внешних (климатических и пр.) условиях миграционная способность одного и того же элемента будет различной в зависимости от типа выветривающихся пород. Так, например, можно заранее предполагать, что миграционная способность натрия в случае выветривания нормальных гранитов, в которых натрия содержится в основном в полевых шпатах, будет иной, чем при выветривании щелочных гранитов, содержащих щелочные амфиболы и пироксены.

Но так как минеральный состав изверженных пород обусловлен особенностями их магматической истории, то можно сказать, что последняя до некоторой степени предопределяет и миграционную способность химических элементов в процессе выветривания.

Эта сторона вопроса, как нам кажется, заслуживает детального анализа; фактический материал для этого накоплен в изобилии геологами.

Еще большие различия возможны при выветривании осадочных пород. Так, например, при выветривании соленосных пород высокой может быть миграционная способность натрия, значительно выше, чем кальция (за счет перехода в природные воды легкорастворимых солей натрия). Вероятно, скажутся также специфические особенности выветривания известняков и доломитов, пород, богатых сульфидами, и т. д.

Следующей группой факторов, влияющих на миграцию химических элементов в коре выветривания, являются внешние в первую очередь биоклиматические условия. О роли климата в процессе выветривания говорилось очень много, вряд ли на этом стоит останавливаться. Менее изучено влияние организмов, которому такое большое значение придавал В. И. Вернадский. Только в последние годы в работах Б. Б. Польшова с сотрудниками было убедительно показано, что даже первые стадии выветривания массивно-кристаллических пород протекают при непосредственном участии организмов, что можно говорить о физических и химических эффектах выветривания, но что «стерильного» выветривания не существует. В итоге своих исследований Б. Б. Польшов приходит к следующему выводу (1947): «... наиболее могучими, наиболее яркими деятелями в процессах выветривания и почвообразования являются организмы и вода».

Биоклиматические условия в первую очередь влияют на скорость выветривания и, следовательно, на порядок величин миграционной спо-

способности. Последовательность рядов миграции при этом может не изменяться. Но возможны и такие случаи, когда изменится сама последовательность в рядах миграции. В связи с этим не лишне отметить, что ряды миграции были выведены Б. Б. Полыновым для остаточной (элювиальной) коры выветривания, находящейся в окислительных условиях, т. е. для преобладающих условий элювиальной коры. Значительно реже, но все же местами весьма широко, распространены восстановительные условия в элювиальной коре выветривания. Такие условия часто встречаются в тундре и северной части таежной зоны. При этом миграционная способность ряда химических элементов резко изменяется. Так, например, резко усиливается миграция железа, что предопределяет его дальнейшее накопление в озерах и болотах в форме известных озерных и болотных руд. Миграционная способность серы, напротив, может уменьшаться в связи с образованием труднорастворимых сульфидов.

Применяя методику, разработанную Б. Б. Полыновым, в дальнейшем необходимо, с одной стороны, расширить ассортимент изучаемых элементов, включив в него, в частности, все практически важные металлы, а с другой — изучить миграционную способность всех этих элементов в главнейших типах геохимических ландшафтов.

Подводя итоги вопросу о факторах, обуславливающих миграционную способность химических элементов в коре выветривания, можно сказать, что последняя определяется тремя основными их группами.

1. Свойствами самого элемента — его положением в периодической системе, радиусом иона, валентностью, поляризационными свойствами.

2. Минеральным составом пород и типом кристаллической решетки, в которую входит данный элемент, ее податливостью к выветриванию.

3. Внешними условиями выветривания, среди которых в качестве главнейших нужно выделить влияние организмов и природных вод.

Изучение миграционной способности химических элементов в коре выветривания приближает нас к решению ряда теоретических проблем современной геохимии, оно также имеет большое практическое значение для понимания условий образования месторождений многих полезных ископаемых. Все это предопределяет необходимость дальнейших исследований в этом направлении по путям, намеченным академиком Б. Б. Полыновым.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Вернадский В. И. Очерки геохимии. 4-е изд. Горгеонефтьиздат, 1934.
- Перельман А. И. К вопросу о подвижности элементов в процессе выветривания и почвообразования. Сборник научных студенческих работ МГУ. Почвоведение, вып. 8, 1940.
- Перельман А. И. Формы коры выветривания и их распределение. Сб. «Вопросы географии», № 33, 1953.
- Перельман А. И. (1). Ряды миграции химических элементов в коре выветривания. ДАН СССР, т. 103, № 4, 1955.
- Перельман А. И. (2). Очерки геохимии ландшафта. Географгиз, 1955.
- Полынов Б. Б. Кора выветривания. АН СССР, 1934.
- Полынов Б. Б. Современные задачи учения о выветривании. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., вып. 2, 1944.
- Полынов Б. Б. Геохимические ландшафты. В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. АН СССР, 1946.
- Полынов Б. Б. Основные идеи учения о генезисе элювиальных почв в современном освещении. В кн.: Юбилейный сборник, посвященный XXX-летию Великой Октябрьской социалистич. револ. АН СССР, 1947.
- Ферсман А. Е. Геохимия. Госхимтехиздат, т. 3, 1937.
- Merrill G. P. A treatise rocks, rock weathering and soils. New-York, 1906.

*Г. С. Грицаенко, С. И. Берхин,  
Е. С. Рудницкая*

## О ЗАВИСИМОСТИ СОСТАВА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ОТ ХАРАКТЕРА СРЕДЫ

При изучении минералогии зоны окисления некоторых полиметаллических месторождений было установлено четкое проявление зависимости между составом глинистых минералов и той средой, в которой они образуются.

Каолинит встречается в участках наиболее интенсивного развития сульфидов, галлуазит — при относительно малом развитии последних, а монтмориллонит и нонтронит — только в боковых породах, не содержащих вкрапленников сульфидов. Само по себе явление связи состава глинистых минералов со средой не является новым и неоднократно указывалось в литературе (И. Д. Седлецкий, И. И. Гинзбург, Д. П. Сердюченко).

Однако столь яркая иллюстрация этого явления, которую удалось наблюдать в описываемом случае, представляет интерес и заслуживает рассмотрения.

Индивидуализированные глинистые минералы в изучаемых зонах окисления хотя и достаточно широко распространены, но не дают значительных скоплений и, кроме того, представлены очень тонкодисперсными разностями. Поэтому они сначала были просмотрены под электронным микроскопом, а уже затем, для наиболее характерных образцов, были получены дебаграммы и термограммы.

Каолинит — в индивидуализированных скоплениях был встречен в виде плотных фарфоровидных масс, выполняющих тонкие трещины



Фиг. 1. Форма частиц фарфоровидного каолинита.  
Электронная микрофотография.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Фиг. 1—9 — увел. 4600.



в выветрелых фельзитах, включающих богатые пиритом сульфидные тела, в непосредственной близости к последним. На электронно-микроскопических снимках видна изометрическая форма частиц такого



Фиг. 2. Плохо ограниченные частицы каолинита. Электронная микрофотография



Фиг. 3. Крупные кристаллы каолинита. Электронная микрофотография

каолинита и их плохая ограниченность (фиг. 1, 2, 3).

Рентгенометрическое изучение (табл. 1) и термограммы (фиг. 10) подтверждают принадлежность минерала к каолиниту. По мере удаления от сульфидных скоплений вместе с каолинитом начинает попадаться галлуазит (фиг. 4).

При сравнении данных межплоскостных расстояний ( $d$ ) исследуемых каолинитов с приведенными в литературе видно, как сохраняется общий мотив рентгенограммы.

Галлуазит — довольно широко распространен в зонах окисления, образовавшихся за счет рудных тел, как относительно бедных сульфидами, так и при средней сульфидности, но в условиях залегания в относительно легко выветривающихся породах (карбонатизированных, богатых щелочными полевыми шпатами и т. д.), или при наличии достаточного количества карбонатов в жильных телах.

Галлуазит встречается то в виде белых, иногда желтоватых, фарфоровидных масс, выполняющих трещинки во вмещающей породе (фельзитах, гранитпорфирах, гранодиоритах), то в виде тончайших нежных агрегатов — своего рода «галлуазитовой сметаны».

Электронно-микроскопическое исследование показывает высокую дисперсность галлуазитов (фиг. 4, 5, 6), что подтверждается и рентгенометрическими данными (табл. 2). Термическая кривая весьма характерна и подтверждает принадлежность минерала к галлуазиту (фиг. 11).

Из приведенной таблицы видно, сколь близко рентгенограмма исследуемого галлуазита соответствует рентгенограмме галлуазита, принятого за эталонный.

Таблица 1  
Данные межплоскостных расстояний для каолинита

Каолинит АС-117		Каолинит АС-153	
интенсивность	$d_{hkl}$ , Å	интенсивность	$d_{hkl}$ , Å
Сильная . . .	7,00	Средняя . . .	7,03
Средняя разм.	4,23	Средняя разм.	4,23
Средняя . . .	3,83	Слабая . . .	3,84
Сильная . . .	3,50	Средняя . . .	3,51
Слабая . . .	3,06	Средняя . . .	3,04
Слабая . . .	2,97	Слабая разм.	2,99
Средняя . . .	2,52	Средняя разм.	2,53
Средняя . . .	2,432	Средняя разм.	2,430
Слабая . . .	2,329	—	—
Сильная	2,290	Средняя . . .	2,290
Средняя . . .	2,236	Слабая . . .	2,231
Оч. слабая . .	2,142	—	—
Средняя . . .	1,950	Слабая . . .	1,953
Слабая . . .	1,898	—	—
Слабая . . .	1,800	Слабая . . .	1,796
Слабая . . .	1,764	—	—
Сильная . . .	1,635	Среднеслаб . .	1,635
Слабая . . .	1,540	—	—
Средняя . . .	1,519	Слабая . . .	1,510
Сильная . . .	1,468	Средняя . . .	1,470
Слабая . . .	1,329	Слабая . . .	1,330
Средняя . . .	1,292	Слабая . . .	1,312
Средняя . . .	1,272	—	—
Средняя шир.	1,224	Слабая разм.	1,224
Слабая . . .	1,197	—	—

Монтмориллонит — был встречен только в одном месторождении как продукт выветривания туфо-лав фельзит-порфиров (фиг. 7). Совершенно чистые его образцы очень редки. Обычно в виде примеси присутствует в небольшом количестве галлузит (фиг. 8). Он также подтвержден рентгенометрически.

Рентгенограмма исследуемого образца указывает на его смешанный состав: одновременно с характер-

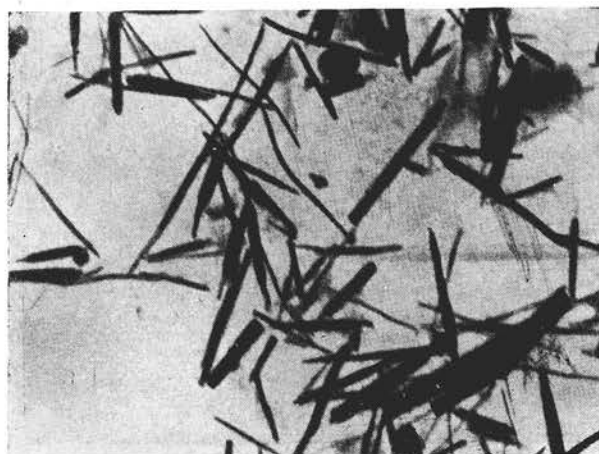


Фиг. 4. Каолинит с примесью галлузита. Электронная микрофотография

Таблица 2

## Данные межплоскостных расстояний галлуазита

(Д-2-бис) исследуемый		Из Беркара (Ф. В. Чух)	
интенсивность	$d_{hkl}, \text{Å}$	интенсивность	$d_{hkl}, \text{Å}$
Средняя шир.	12,0	Сильная . . .	12,30
Сильная . . .	7,26	Сильная . . .	7,12
Слабая . . .	4,80	Слабая . . .	4,76
Средняя . . .	4,47	Сильная шир.	4,27
Оч. слабая .	3,96	Слабая разм.	3,83
Сильная разм.	3,55	Средняя разм.	3,52
Слабая шир.	2,71	Слабая разм.	2,74
Сильная . . .	2,535	Средняя . . .	2,524
Сильная . . .	2,462	Слабая разм.	2,452
Сильная . . .	2,312	Средняя разм.	2,303
Слабая . . .	2,269	—	—
Оч. слабая .	2,204	Оч. оч. слабая	1,992
Слабая шир.	1,956	—	—
Оч. слабая .	1,833	Оч. оч. слабая	1,808
Средняя разм.	1,670	Среднеслабая	1,659
Средняя разм.	1,624	Слабая . . .	1,612
Слабая разм.	1,594	—	—
Оч. слабая .	1,519	—	—
Сильная . .	1,472	Сильная . . .	1,466
Оч. слабая .	1,366	—	—
Оч. слабая .	1,351	—	—
Слабая . . .	1,294	—	—
Средняя . . .	1,274	Средняя разм.	1,278
Слабая . . .	1,255	—	—
Слабая разм.	1,241	—	—
Средняя разм.	1,226	Слабая разм.	1,226
Оч. слабая .	1,203	—	—



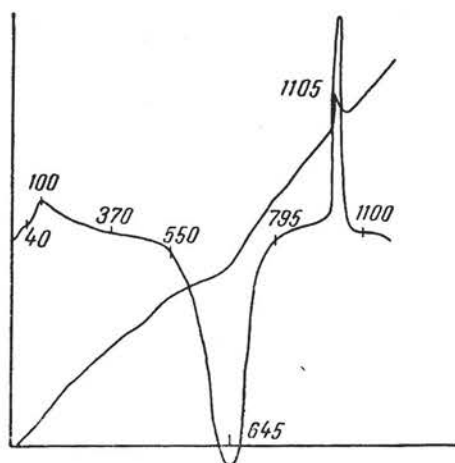
Фиг. 5. Галлуазит с мелкими частицами. Электронная микрофотография

ными линиями монтмориллонита ( $15,38 \text{ Å}$ ) на рентгенограмме присутствует комплекс линий галлуазита ( $11 \text{ Å}$  и  $7,15 \text{ Å}$ ). Линии, дающие общие значения  $d$  ( $4,40 \text{ Å}$ ,  $2,546 \text{ Å}$ ,  $1,486 \text{ Å}$ ), все широкое, что, по-видимому, зависит не только от высокой дисперсности вещества, но и от явления наложения близких по значению линий. Общий вид рентгенограммы носит монтмориллонитовый характер.

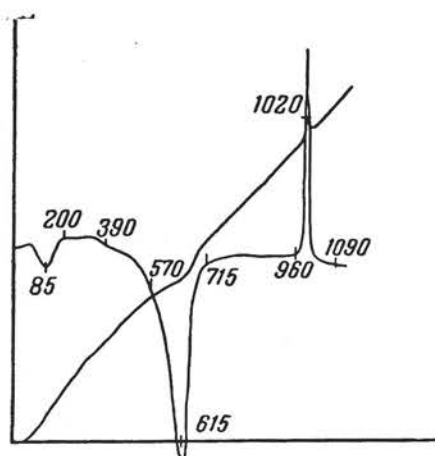
Таблица 3  
Данные межплоскостных расстояний монтмориллонита  
(Д-61)

Интенсивность	$d_{hkl}$ , в Å	Монтмориллонит	Галлуазит
Сильная шир. . . . .	15,38	+	
Оч. оч. слабая . . . . .	11		+
Средняя разм. . . . .	7,15		+
Слабая разм. . . . .	4,97	+	
Среднесильн. шир. . . . .	4,40	+	+
Слабая шир. . . . .	3,52		+
Оч. слабая шир. разм. . . . .	2,78	+	
Средняя разм. . . . .	2,546	+	+
Слабая разм. . . . .	2,346		
Оч. слабая разм. . . . .	1,690	+	
Оч. слабая разм. . . . .	1,640	+	
Средняя шир. . . . .	1,486	+	+
Оч. слабая разм. . . . .	1,284	+	
Оч. слабая разм. . . . .	1,233	+	

Нонтронит — наблюдается всего в одном образце в виде псевдоморфоз по темноцветным компонентам диабазового порфирита.



Фиг. 10. Термограмма каолинита



Фиг. 11. Термограмма галлуазита

Электронно-микроскопический снимок показывает размытость частиц (фиг. 9), близкую по форме к наблюдаемой у монтмориллонита.

Рентгенограмма типична для нонтронита (табл. 4).

Сравнение рентгенограммы исследуемого нонтронита с рентгенограммами нонтронитов, приведенных в работе И. Д. Седлецкого, показывает малые отличия в значениях  $d_{hkl}$ .

Таблица 4  
 Данные межплоскостных расстояний  $d$  для нонтронита исследуемого (Д-61) и по литературным данным

Интенсивность	$d_{hkl}$ , Å	Диапазон значений $d$ (по И. Д. Седлецкому)	
		от	до
Оч. сильная . . . . .	14	10	14
Слабая разм. . . . .	10,46	—	—
Слабая . . . . .	5,25	—	5
Средняя . . . . .	4,46	4,48	4,56
Слабая . . . . .	3,11	—	3,13
Оч. слабая разм. . . . .	2,908	—	2,82
Средняя разм. . . . .	2,648	2,50	2,57
Слабая . . . . .	1,764	—	1,79
Слабая . . . . .	1,723	—	1,70
Сильная . . . . .	1,547	1,50	1,53
Оч. слабая . . . . .	1,503	—	1,48
Слабая разм. . . . .	1,328	1,30	1,34
Оч. слаб. разм. . . . .	1,288	—	1,28

Таким образом, видно, что каолинит в описываемом случае образуется в условиях кислой среды, галлуазит — близкой к нейтральной или нейтральной и монтмориллонит — в щелочной.

Это подтверждается и характером вод, просачивающихся по рудным зонам. Для первых характерны воды с рН — ниже 7, для вторых — 6,5 — 7,5 и для третьих — 7,5 — 8.

*Ф. В. Чухров*

## О ЦИНКОВЫХ ГЛИНКАХ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКДЖАЛ В КАЗАХСТАНЕ

### ВВЕДЕНИЕ

Первое упоминание о цинксодержащих глинках принадлежит Брейтгаупту (A. Breithaupt), который в 1841 г. описал под названием о р а в и ц и т а водный алюмосиликат цинка из Оравицы в Венгрии. По внешнему виду оравицит сходен с плотным галлуазитом. Уд. вес его 2,701, твердость 2—2,5. Окраска зеленовато-белая. Ассоциируется с каламином.

Позже были изучены цинковые глинки из Альтенберга близ Аахена, в наиболее чистых образцах которых содержится 43,41% окиси цинка. Для этих глинок было предложено название м о р е с н е т и т. В 1875 г. Шепардом под названием в а н у к с е м и т а была описана цинковая глинка из Стерлинг Хилла (шт. Нью-Джерси), в которой содержится 32,48—36,0% окиси цинка. Дана высказал предположение, что вануксемит представляет смесь «белой глины» и силиката цинка. Несколько позже выяснилось, что цинковые глинки широко распространены в месторождениях штатов Вирджиния, Миссури, Арканзас и др. Цинковые глинки из Вирджинии одним из первых в 1881 г. описал Хейуорд (В. Heyward). По данным этого автора, в руднике Берта цинковые глинки, внешне напоминающие каменный мозг, покрывают выделения каламина. Хейуорд предположил, что цинк содержится в глинках в виде гидрата или, вероятнее, в виде силиката. Содержание окиси цинка в цинковой глинке из рудника Берта составляет 12,1%. В 1890 г. Симон (W. Seamon) опубликовал описание цинковых глинок из юго-западной части шт. Миссури, где они весьма обильны. Наиболее обычны в шт. Миссури так называемые жирные цинковые глинки, выделения которых покрыты каламином или перемешаны с ним. Кроме того, в шт. Миссури встречаются «сухие» цинковые глинки, которые частью наблюдаются в полостях среди агрегатов каламина. Жирные цинковые глинки, по Симону, представляют смеси силиката цинка и глинистого минерала. Содержание окиси цинка в цинковых глинках из шт. Миссури достигает 56,12%. В «сухих» цинковых глинках оно падает до 1,5%.

В 1900 г. Браннером (J. Branner) было опубликовано описание цинковых глинок из Арканзаса; в этих глинках содержится от 13,97 до 37,76% окиси цинка. Браннер подчеркнул, что цинковые глинки представляют не самостоятельные минералы, а смеси каламина и глинистых минералов. В 1904 г. появилась работа Кларка (F. Clarke, 1904), в которой

приведены результаты анализов цинковых глинок из штатов Миссури, Арканзас и Аризона. Содержание окиси цинка в этих глинках составляет от 14,35 до 38,59%.

В Салмо (Британская Колумбия), по данным Уокера (T. Walker, 1918), цинковая глинка, содержащая 19,99% окиси цинка, выделилась на каламине, который покрывает выделения фосфата цинка. По заключению Уокера, цинковая глинка из Салмо представляет смесь какого-то цинкового минерала и минерала из группы глин.

Цинковая глинка из Ледвилля описана Эммонсом, Ирвингом и Лафлином (S. Emmons, J. D. Irving, G. Loughlin, 1927). В образцах цинковой глинки из рудника Янки Дудль этого месторождения под микроскопом обнаруживается агрегат буроватых серицитоподобных чешуек с довольно сильным двупреломлением, положительным удлинением и средним показателем преломления, несколько превышающим 1,58. Цинковая глинка из рудника Мэйд-оф-Эрин того же месторождения по оптическим свойствам более сходна с каолинитом. В массе каолинитоподобного минерала имеются серицитоподобные листочки или волокна с высоким двупреломлением и некоторое количество каламина. В цинковых глинках из Ледвилля содержится от 18,43 до 35,40% окиси цинка. К цинковым глинкам следует также отнести так называемый глинистый каламин из Испании, содержащий 21,0—28,5% окиси цинка.

В СССР цинковые глинки впервые установлены в месторождении Ачисай (Южный Казахстан), где они встречаются на различных горизонтах. По данным Я. Д. Готмана (1937), в изученных им цинковых глинках из Ачисая содержится от 7,17 до 18,31% окиси цинка. Один образец белой плотной цинковой глинки из Ачисая был изучен автором настоящей статьи. По внешнему виду эта глинка напоминает плотный галлуазит. Излом частью раковистый. При прокаливании с азотнокислым кобальтом цинковая глинка дает тенарову синь. Данные оптического и химического изучения этой глинки приведены ниже.

Первое описание силиката цинка и алюминия опубликовано в 1927 г. Цезаро (G. Cesaro). Описанный им минерал представлен волокнистыми корочками на смитсоните из Бельгии. Для этого минерала было предложено название фрепонтит. Состав его отвечает формуле  $Zn_8 Al_4(OH)_8 (SiO_4)_5 \cdot 7H_2O$ .

В 1946 г. Россом (C. S. Ross) под названием соконита был описан новый минерал, представляющий силикат цинка и алюминия. Формула типичного образца соконита:  $Zn_{1,95} Mg_{0,12} Al_{0,7} Fe_{0,58} [Al_{0,61} Si_{3,39}] O_{10} (OH)_2 \cdot X_{0,33}$ . Минерал этот относится к группе монтмориллонита. В нем каждые три иона цинка замещают два иона алюминия в октаэдрических позициях. Соконит установлен в американских месторождениях, где он наблюдается как в чистом виде, так и в смеси с другими минералами; из последних наиболее обычен каламин. Мореснетит, по Россу, обычно является нечистым и поэтому не может быть выделен в качестве самостоятельного минерала. Вануксемит, по данным Росса, под микроскопом оказывается состоящим из двух или более минералов. Дебаграммы и кривые нагревания соконита и вануксемита различны. Кривая нагревания соконита идентична кривой нагревания монтмориллонита до температуры 600°. Выше 600° на кривой нагревания соконита имеются экзотермические скачки, которые Росс считает возможным объяснить как результат образования силиката цинка — виллемита. Соконит оптически двуосен, отрицателен;  $N_p = 1,550 + 1,575$ ;  $N_g = 1,592 - 1,615$ . Детальная характеристика поведения соконита при нагревании опубликована Фостом (G. Faust, 1951).

В 1939 г. автором цинковые глинки установлены в степной части Казахстана, где они наиболее обычны в месторождении Акджал; в единичных находках цинковые глинки установлены в месторождениях Кызыл-Эспе и Каскайгыр, находящихся в том же районе, что и Акджал.

### ФОРМА ВЫДЕЛЕНИЙ И ПАРАГЕНЕЗИС ЦИНКОВЫХ ГЛИНОК

Главным рудным минералом месторождения Акджал является сфалерит; в меньшем количестве встречается галенит. Из нерудных минералов довольно обычен барит. Зона окисления в месторождении имеет глубину 8—15 м. В составе руд зоны окисления главную роль играют гидроцинкит, гипс, каламиц, кальцит, смитсонит, церуссит и цинковые глинки. В незначительном количестве установлены вульфенит, кварц, лимонит, малахит, псиломелан-вад, халцедон, ярозит. Из цинковых гипергенных минералов наиболее обычен смитсонит.

Цинковые глинки в Акджале универсально распространены. Обычной формой их выделения являются сплошные массы, которые при ударе распадаются на угловатые кусочки. Частью глинки брекчированы вследствие карстовых оседаний. В массе глинок обычны различно ориентированные трещины дегидратации. Излом частью раковистый. Тв. 2,5. С водой вязкой массы не образуют. Окраска цинковых глинок преимущественно буровато-красная, реже встречаются розоватые и еще реже — розовато-белые разновидности. Часто в глинках обнаруживается тонкая слоистость; отдельные слои (полосы) обычно отличаются по интенсивности окраски.

По отношению к смитсониту и псиломелану-ваду цинковые глинки являются более поздними, а по отношению к каламину, гидроцинкиту и кальциту — более ранними.

### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЦИНКОВЫХ ГЛИНОК

Три образца цинковых глинок из Акджала (аналитики И. И. Шумило и Р. Е. Арест-Якубович) и один образец цинковой глинки из Ачисая (аналитик Р. Е. Арест-Якубович) были подвергнуты химическому анализу. Полученные результаты приведены в таблицах 1—4.

Как показывает пересчет данных химических анализов цинковых глинок из Акджала и других месторождений, соотношение между молекулярными количествами основных компонентов цинковых глинок подвержено значительным колебаниям.

#### Акджал

- 1) 4,15 RO : R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : 4,01 SiO<sub>2</sub> : 6,47 H<sub>2</sub>O
- 2) 3,48 RO : R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : 4,47 SiO<sub>2</sub> : 6,45 H<sub>2</sub>O
- 3) 4,67 RO : R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : 5,97 SiO<sub>2</sub> : 8,89 H<sub>2</sub>O

#### Ачисай

2,57 RO : R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : 3,53 SiO<sub>2</sub> : 5,53 H<sub>2</sub>O

#### Альтенберг (мореснетит)

3,99 RO : R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : 3,77 SiO<sub>2</sub> : 4,72 H<sub>2</sub>O

#### Стерлинг Хилл (вануксемит)

3,50 — 3,78 RO : R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : 5,21 SiO<sub>2</sub> : 7,21 — 9,68 H<sub>2</sub>O



Таблица 1  
Химический состав розовой глинки из Акджала

Компоненты	Данные анализа, %	Молекулярные количества	Отношение молекулярных количеств
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,78	0,008	} 4,15
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,14	0,002	
CaO . . . . .	1,10	0,020	
MgO . . . . .	0,62	0,015	
ZnO . . . . .	37,99	0,466	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	10,46	0,102	} 1,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,43	0,021	
Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	Следы		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,13	0,001	} 4,15
SO <sub>3</sub> . . . . .	0,08	0,001	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	30,70	0,511	
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,12	0,001	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	12,90	0,716	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	1,45	0,080	0,65
Сумма . . . . .	99,90		

Таблица 2  
Химический состав буровато-красной глинки из Акджала

Компоненты	Данные анализа, %	Молекулярные количества	Отношение молекулярных количеств
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,96	0,010	} 3,46
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,08	0,001	
CaO . . . . .	1,50	0,027	
MgO . . . . .	0,64	0,015	
BaO . . . . .	0,13	0,001	
FeO . . . . .	0,08	0,001	
CuO . . . . .	Следы	—	
PbO . . . . .	Следы	—	} 1,00
ZnO . . . . .	32,20	0,395	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	10,96	0,107	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,70	0,023	
Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,02	—	
SO <sub>3</sub> . . . . .	0,03	—	} 4,47
SiO <sub>2</sub> . . . . .	34,58	0,576	
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,50	0,006	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	6,74	0,374	2,88
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	8,36	0,464	3,57
Сумма . . . . .	100,48		

Таблица 3  
Химический состав розовато-белой глинки из Акджала

Компоненты	Данные анализа, %	Молекулярные количества	Отношение молекулярных количеств
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,63	0,007	} 4,68
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,08	0,001	
CaO . . . . .	1,94	0,035	
MgO . . . . .	0,61	0,015	
BaO . . . . .	0,10	0,001	
FeO . . . . .	0,10	0,001	
CuO . . . . .	0,00	—	
PbO . . . . .	0,00	—	} 1,00
ZnO . . . . .	33,21	0,408	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	8,88	0,087	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,10	0,013	} 5,97
Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,00	—	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,00	—	} 3,69
SO <sub>3</sub> . . . . .	0,06	—	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	35,60	0,593	
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,30	0,004	} 5,20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	6,65	0,369	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	9,36	0,520	
Сумма . . . . .	99,62		

Таблица 4

Химический состав белой глинки из Ачися

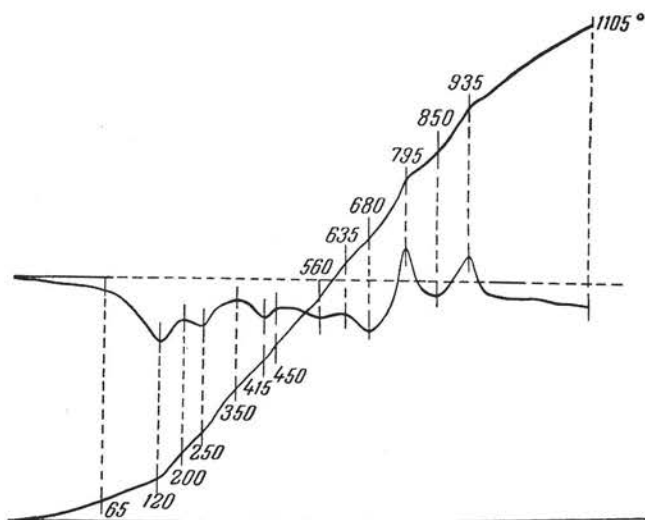
Компоненты	Данные анализа, %	Молекулярные количества	Отношение молекулярных количеств
K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,06	0,001	} 2,57
CaO . . . . .	1,28	0,023	
MgO . . . . .	0,40	0,010	
ZnO . . . . .	31,21	0,383	} 1,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16,48	0,161	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,13	0,001	} 3,53
Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	Следы	—	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,13	—	} 3,04
SO <sub>3</sub> . . . . .	0,02	—	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	34,35	0,572	} 2,49
CO <sub>2</sub> + орг. вещ. . . . .	0,20	—	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	8,82	0,490	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	7,26	0,403	
Сумма . . . . .	100,34		

В цинковых глинках из Акджала и Ачисая основания частью являются обменными. Как установлено Ф. Я. Аносовым, при обработке цинковой глинки из Акджала раствором азотнокислого свинца из нее извлекается: 0,24% ZnO из общего количества 31,21% ZnO; 0,51% CaO из общего количества 1,28% CaO, т. е. около 40%; MgO — 0,08% из общего количества 0,40% MgO, т. е. около 20%. Из цинковой глинки Ачисая свинцом вытеснено: ZnO — 0,21% из общего количества 32,20% ZnO; CaO — 0,94% из общего количества 1,50 CaO, т. е. около 63%; MgO — 0,10% из общего количества 0,64% MgO, т. е. около 15%.

По заключению Н. Е. Веденеевой, цинковая глинка (вануксемит) из Стерлинг Хилла по реакциям с красителями и по способности люминесцировать не отличается от галлуазита, но несколько менее окрашивается нафтол зеленым. Цинковая глинка из Ачисая по реакциям окрашивания обнаруживает общность как с монтмориллонитом, так и с галлуазитом. Цинковые глинки из Акджала, в отличие от монтмориллонитов, не обнаруживают сдвига максимума на кривой метиленового голубого при добавлении хлористого калия.

### КРИВЫЕ НАГРЕВАНИЯ ЦИНКОВЫХ ГЛИНОК

Кривые нагревания были получены для трех образцов типичных цинковых глинок Акджала, подвергавшихся химическому анализу (фиг. 1—3). Сравнение этих кривых указывает на их однотипность.

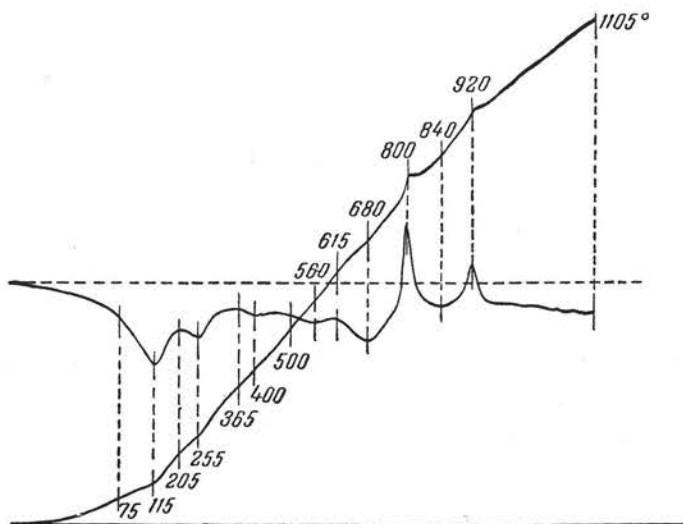


Фиг. 1. Кривая нагревания розовато-белой цинковой глинки из Акджала

Для сравнения цинковых глинок Акджала с цинковыми глинками других месторождений были получены кривые нагревания изученной автором цинковой глинки из Ачисая и вануксемита из Стерлинг Хилла (фиг. 4 и 5). Сопоставление полученных результатов позволяет сделать следующие выводы.

1) На всех кривых нагревания цинковых глинок имеются скачки, отвечающие экзотермическим реакциям, с максимумом около 900°: Акджал — 915, 920 и 935°; Ачисай — 945°; Стерлинг Хилл — 875°.

2) На всех кривых нагревания цинковых глинок из Акджала и на кривой нагревания цинковой глинки из Стерлинг Хилла имеются скачки с максимумами: Акджал — 79,5—820°; Стерлинг Хилл — 750°.



Фиг. 2. Кривая нагревания буровато-красной цинковой глинки из Акджала

3) На кривых нагревания цинковых глинок из Акджала, Ачисая и Стерлинг Хилла имеются следующие остановки, отвечающие эндотермическим реакциям:

а) Акджал—680—695°; Ачисай — 690°; эта остановка, весьма характерная для каламина, на кривой нагревания цинковой глинки из Стерлинг Хилла отчетливо не выражена.

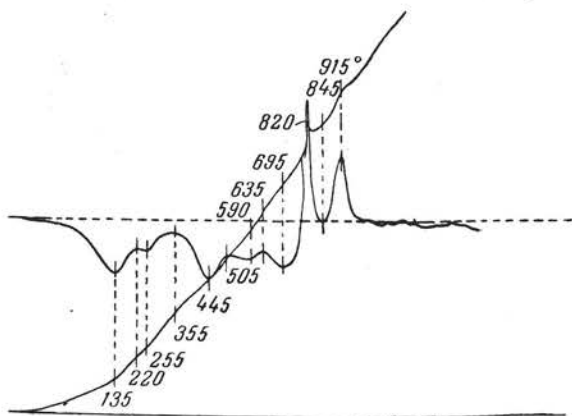
б) Акджал—560—590°; Ачисай — 570°; Стерлинг Хилл — 560°.

в) Акджал—400—445°; Ачисай — 430°; Стерлинг Хилл — 415°.

г) Акджал—250—255°; на кривых нагревания цинковых глинок из Ачисая и Стерлинг Хилла эта остановка отчетливо не выражена.

д) Акджал — 115—135°; Ачисай — 125°; Стерлинг Хилл — 125°.

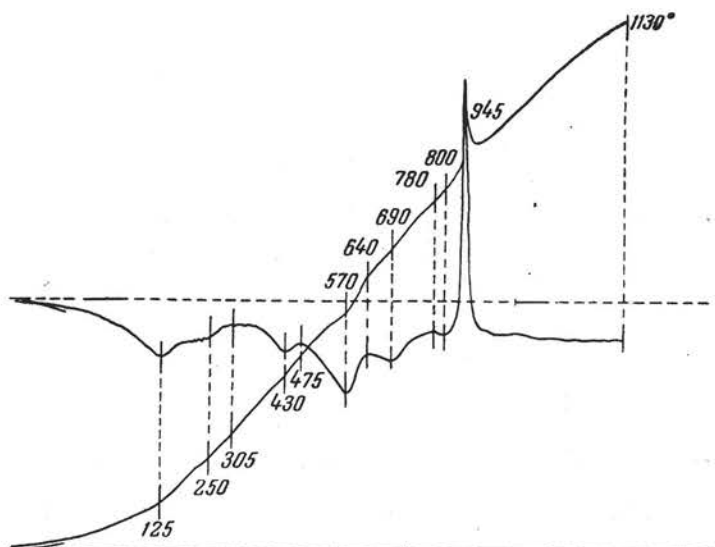
Чтобы выяснить, не отвечает ли комплекс остановок на кривых нагревания цинковых глинок смеси галлуазита и каламина, были получены кривые нагревания каламина (фиг. 6) и смеси равных весовых ко-



Фиг. 3. Кривая нагревания розовой цинковой глинки из Акджала

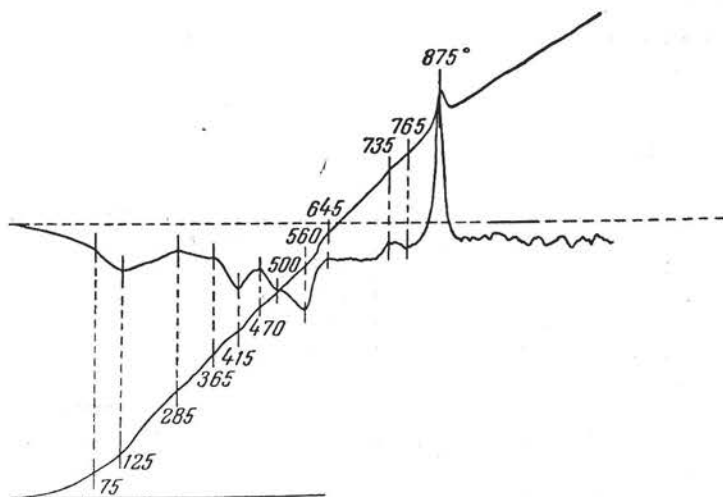
личество каламина и галлуазита (фиг. 7); такое соотношение каламина и галлуазита приблизительно отвечает валовому составу цинковых глинок Акджала.

Как видно из фиг. 7, кривая нагревания смеси каламина и галлуазита резко отличается от кривых нагревания цинковых глинок из Акджала,



Фиг. 4. Кривая нагревания цинковой глинки из Ачисая

Ачисая и Стерлинг Хилла. Поскольку виллемит при нагревании не дает ни остановок, ни скачков, поведение смеси его с галлуазитом при нагре-



Фиг. 5. Кривая нагревания цинковой глинки (вануксемита) из Стерлинг Хилла

вании не изучалось. Кривая нагревания смеси равных количеств каламина с бейделлитом также оказалась весьма простой; остановки и скачки каламина и бейделлита на ней отчетливо различимы, других остановок или

скачков нет. Таким образом, интерпретация кривых нагревания цинковых глинок как смесей каламина с галлуазитом или с минералами группы бейделлита — монтмориллонита исключается. Обращает внимание отсутствие на кривых нагревания искусственных смесей следующих эффектов, характерных для цинковых глинок: а) скачка с максимумом около  $800^{\circ}$  (Акджал— $795-820^{\circ}$ , Стерлинг Хилл —  $750^{\circ}$ , Ачисай —  $780^{\circ}$ ); б) остановки с максимумом около  $400^{\circ}$  (Акджал— $400-445^{\circ}$ , Стерлинг Хилл —  $415^{\circ}$ , Ачисай —  $430^{\circ}$ ).

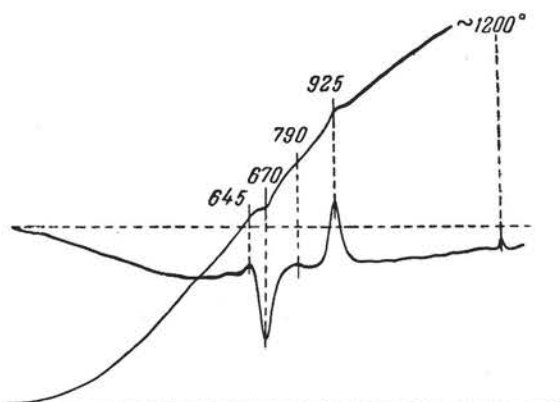
Изучение обезвоживания цинковых глинок из Акджала, Ачисая и Стерлинг Хилла показало, что полная дегидратация их наступает при температуре  $800-890^{\circ}$ ; выделение главной массы химически связанной воды происходит в интервале  $300-600^{\circ}$ .

#### ОПТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЦИНКОВЫХ ГЛИНОК

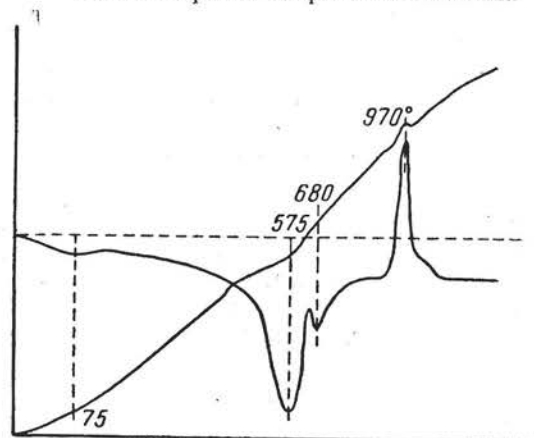
Под микроскопом цинковые глинки из Акджала обычно обнаруживают тонкую полосчатость (фиг. 8). В них различимы два минерала, которые мы условно назовем минералом А и минералом Б. Количество того и другого часто весьма непостоянно даже в пределах одного и того же шлифа, но в целом резко преобладающим является минерал А.

Минерал А представлен буроватыми или бурыми тонкокристаллическими до микроскопически-аморфными (изотропными) агрегатами. В тонкоагрегатной массе во многих шлифах различимы зерна с совершенно неправильными границами, частью удлинённые. Величина этих зерен достигает  $0,05$  мм. В некоторых шлифах около мелких механических включений наблюдаются концентрические слои минерала А. Количественное соотношение между изотропными и почти изотропными участками и участками, состоящими из более крупных и ясно различимых зерен, колеблется в широких пределах. Распределение тех и других беспорядочное; наблюдаются постепенные переходы между ними.

Ясно различимые зерна минерала А в некоторых слоях ориентированы параллельно или почти параллельно, вследствие чего весь слой угасает одновременно. При этом угол угасания слоя по отношению к его



Фиг. 6. Кривая нагревания каламина



Фиг. 7. Кривая нагревания смеси каламина и галлуазита

границам составляет до  $25^\circ$ . Часто зерна минерала *A* образуют в сложенных ими слоях подобие столбиков, в которых оптическая ориентировка отдельных зерен очень близка (фиг. 9).

Интерференционная окраска минерала *A* обычно серовато-белая или белая, реже желтоватая первого порядка. Удлинение обычно отрицательное. Угасание отдельных зерен часто волнистое.

Минерал *B* представляет буроватую слюдку. Выделения последней, по крайней мере частично, приурочены к трещинам в агрегатах минерала *A*. Ориентировка листочков слюдки весьма различна. Частью листочки слюдки ориентированы параллельно слоистости глинки и слагают нацело отдельные слои. Средняя величина листочков слюдки около 0,03 мм. Удлинение слюдки положительное. Плеохроизм от желтовато-белого (Np) до бурого (Ng). Двупреломление более низкое, чем у слюд группы мусковита-биотита. Наиболее низкая (белая или серовато-белая) интерференционная окраска наблюдается в разрезах, перпендикулярных Np. Показатели преломления слюдки больше показателей преломления минерала *A*.

Средние показатели преломления цинковых глинок из Акджала и других месторождений, а также показатели преломления каламина и виллемита приводятся ниже.

Розовато-белая и розоватая глина из Акджала . . . . .	1,560—1,568
Буровато-красная глина из Акджала . . . . .	1,574—1,607
Белая глина из Ачисая . . . . .	1,556—1,569
Цинковая глина из Ледвилля . . . . .	около 1,58
Каламин . . . . .	1,614, 1,617, 1,636
Виллемит . . . . .	1,691, 1,719

Ни в одном из образцов средний показатель преломления цинковых глинок из Акджала и Ачисая не достигает величин, характерных для каламина и виллемита.

Микроскопический облик буровато-красной цинковой глинки из Акджала, выдержанной при температуре  $500^\circ$  в течение 6 часов, резко не изменился. В относительно крупных зернах минерала *A* несколько повысилось двупреломление. В почти изотропных агрегатах этого минерала увеличился поперечник отдельных зернышек. Средний показатель преломления глинки повысился до 1,611.

Для сравнения приведем данные микроскопического изучения цинковых глинок из Ачисая и из Стерлинг Хилла; эти глинки дают такие же дебаэграммы, как и цинковые глинки из Акджала.

1) *А ч и с а й*. Основная масса представляет агрегат бесцветных зерен неправильной формы, иногда удлинённых; частично они ориентированы параллельно. В последнем случае наблюдается одновременное угасание отдельных участков или слоев. Интерференционная окраска серовато-белая. Участки, сложенные наиболее тонкими зернами, кажутся почти изотропными. Средний поперечник зерен около 0,005 мм. Зернистый минерал цинковой глинки из Ачисая весьма напоминает минерал *A* цинковых глинок из Акджала.

В массе зернистого минерала наблюдаются листочки бесцветной слюдки. Наиболее крупные из них имеют различную ориентировку, а мелкие листочки ориентированы параллельно. Средняя длина листочков слюдки около 0,02 мм. От слюдки, характерной для цинковых глинок Акджала, слюдка цинковой глинки Ачисая отличается бесцветной окраской.

2) *С т е р л и н г Х и л л*. Цинковая глина из этого месторождения известна под названием вануксемита. Под микроскопом в ней устанав-

ливаются три минерала. Один из них — ортоклаз, зерна которого имеют параллельную ориентировку. Судя по угасанию, угол между осями индикатриссы соседних зерен, сросшихся в параллельном положении, составляет до  $20^\circ$ . Минерал двуосный, отрицательный.  $2V = 82^\circ$ ;  $N_g = 1,526$ ,  $N_m = 1,521$ ,  $N_p = 1,515$ .

В массе описанного минерала наблюдаются различно ориентированные листочки бесцветной слюдки и цинксодержащий силикат. Слюдка оптически отрицательна, удлинение положительное.  $2V = 36^\circ$ ,  $N_g = 1,590$ ,  $N_p = 1,569$ . По этим признакам слюдка может быть названа серицитом. Цинксодержащий силикат представлен слегка буроватыми тонкокристаллическими агрегатами зерен неправильной формы, обнаруживающих переходы к удлинённым частицам.

### РЕЗУЛЬТАТЫ РЕНТГЕНОВСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ЦИНКОВЫХ ГЛИНОК

Дебаграммы были получены для нескольких образцов цинковых глинок из Акджаала, для вануксемита из Стерлинг Хилла, для белой цинковой глинки из Ачисая, а также для стандартных образцов галлуазита, виллемита и каламина. Все образцы цинковых глинок из Акджаала дают идентичные дебаграммы, которые, в свою очередь, не отличаются от дебаграмм вануксемита из Стерлинг Хилла и белой цинковой глинки из Ачисая; линии, характерные для каламина, виллемита и минералов группы монтмориллонита, на всех дебаграммах цинковых глинок

Таблица 5

Межплоскостные расстояния цинковых глинок

Стерлинг Хилл		Акджаал		Ачисай		Киргизская ССР	
d	i	d	i	d	i	d	i
10,46	Сп. разм.	10,46	Сп. разм.	10,87	Ср. разм.	10,46	Сп. разм.
7,30	Сп.	7,30	Сл. разм.	7,32	Ср.	7,30	Сп.
4,53	Ср.	4,66	Сл.	4,72	Сл. разм.	4,55	Ср.
3,96	Слаб.	—	—	4,26	Сл.	3,95	Сл.
—	—	3,71	Сл.	3,79	Сл. разм.	—	—
3,59	Ср.	—	—	—	—	3,58	Ср.
3,38	Сл.	—	—	—	—	3,37	Оч. сл.
2,95	Сл. шир.	2,98	Сл.	3,00	Сл. разм.	2,96	Сл. шир.
2,67	Ср.	2,71	Ср.	2,72	Ср.	2,66	Ср.
2,423	Ср.	—	—	—	—	2,425	Ср.
2,252	Сл. разм.	—	—	2,21	Сл.	2,235	Сл. разм.
2,021	Сл.	—	—	—	—	2,011	Сл.
1,734	Сл.	—	—	1,74	Сл.	1,735	Сл.
1,684	Ср. разм.	—	—	—	—	1,675	Сл. разм.
1,558	Ср.	1,559	Сл.	1,57	Сп.	1,560	Ср.
1,525	Сл.	1,525	Сл.	1,52	Оч.	1,525	Сл.
1,425	Сл. разм.	—	—	—	—	1,420	Сл. разм.
1,336	Сл. разм.	—	—	1,351	Сл.	1,340	Сл. разм.
—	—	—	—	1,329	Оч. сл.	—	—
1,301	Сл. разм.	—	—	—	—	1,305	Сл. разм.



отсутствуют. Межплоскостные расстояния основного компонента цинковых глинок из Акджала, Ачисая и силиката цинка из Стерлинг Хилла приведены в табл. 5. Для сравнения в той же таблице приведены межплоскостные расстояния цинковой глинки из месторождения Алмалык в Киргизской ССР. Расчеты выполнены Н. Н. Слудской и С. И. Берхин.

Рентгеновское изучение цинковых глинок из Акджала, Ачисая и Стерлинг Хилла показывает, что кристаллическая фаза их главного компонента идентична; такова же кристаллическая фаза цинковой глинки из Киргизской ССР. Сравнение таблиц межплоскостных расстояний цинковых глинок со стандартными данными для минералов группы монтмориллонита, в том числе и для соконитов, показывает, что изученные нами цинковые глинки не могут рассматриваться как разновидности монтмориллонита, но обнаруживают большую общность с галлуазитами. Характерно, что на дебаграммах цинковых глинок из Акджала имеется довольно интенсивный темный фон, который может быть обусловлен наличием аморфной фазы.

Дебаграммы цинковых глинок из Акджала и Ачисая, прокаленных при  $500^{\circ}$  в течение 6 часов, также не отличаются от дебаграмм исходных глинок. На дебаграммах тех же глинок, прокаленных при  $1000^{\circ}$ , имеются линии виллемита и шпинели.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ЦИНКОВЫХ ГЛИНОК МЕТОДОМ ВЫТЯЖЕК

Образцы цинковых глинок из Акджала были подвергнуты обработке различными реактивами. Полученные результаты охарактеризованы ниже. Во всех случаях обработка реактивами производилась на водяной бане в течение пяти часов. В глинках, подвергавшихся действию различных реактивов, содержалось около 33% ZnO. Аналитики — М. Е. Казакова и В. Г. Старостина.

1) В водной вытяжке цинк не обнаружен, что указывает на отсутствие в цинковых глинках растворимых солей цинка.

2) При обработке цинковой глинки концентрированным раствором аммиака в раствор перешло: окиси цинка — 0,13%, окиси железа — 0,003%, глинозема — 0,01%, кремнезема — следы. На основании этих данных можно сделать заключение, что свободная водная окись цинка в цинковых глинках Акджала отсутствует.

3) При обработке цинковой глинки 5%-ным раствором соды в фильтрате установлено: окиси цинка — 0,05%, окиси железа — 0,06%, кремнезема — 0,04%; глинозем в содовой вытяжке не обнаружен. Эти данные говорят об отсутствии в цинковых глинках аморфных кремнезема и глинозема.

4) В фильтрате, полученном после обработки цинковой глинки 10%-ным раствором уксусной кислоты, обнаружено: окиси цинка — 10,41%, окиси железа — 0,29%, кремнезема — 1,00%, глинозема — 0,86%. При обработке цинковой глинки концентрированной уксусной кислотой в фильтрат перешло: окиси цинка — 2,98%, окиси железа — 0,09, кремнезема — 0,01%, глинозема — 0,13%. Меньшее содержание компонентов цинковой глинки в фильтрате в сравнении с первой вытяжкой, вероятно, следует объяснить образованием защитных пленок кремнезема на крупинках цинковой глинки. Приведенные данные свидетельствуют о том, что количество цинка и алюминия, переходящих в уксуснокислую вытяжку, совершенно несоизмеримо, а это в свою очередь говорит о меньшем содержании алюминия в исходном минерале в сравнении с цинком.

5) При обработке цинковой глинки 10%-ным раствором соляной кислоты в фильтрате обнаружено: окиси цинка — 31,62%, окиси железа — 3,23%, кремнезема — 0,18% и глинозема — 10,45%. Эти данные говорят о полном разложении цинковой глинки.

6) Наиболее интересные результаты получены при обработке цинковых глинок 30%-ным раствором едкого натра (таблица 6).

Таблица 6

Характеристика вытяжек от обработки цинковых глинок 30%-ным раствором NaOH

Компоненты, определенные в вытяжках	Цинковая глина из Акджала		Цинковая глина из Ачисая	
	Данные анализа, %	Молекулярные количества	Данные анализа, %	Молекулярные количества
ZnO	31,85	0,391	23,19	0,285
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,34	0,062	3,23	0,031
SiO <sub>2</sub>	26,71	0,445	18,58	0,309
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	—	0,00	—
Отношение молекулярных количеств ZnO : SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,88 : 1,00 : 0,14		0,92 : 1,00 : 0,10	

Наиболее полное извлечение цинка, алюминия и кремния наблюдалось в тех случаях, когда вытяжки для одной и той же навески повторялись дважды.

Результаты, полученные при обработке цинковых глинок Акджала и Ачисая растворами едкого натра, позволяют сделать вывод, что соединением цинка в глинках является силикат, содержащий подчиненное количество алюминия. В пользу этого заключения говорит низкое содержание алюминия в вытяжках, хотя в условиях опытов этот элемент мог легко переходить в растворы. Общее количество такого силиката в исходной глинке (из Акджала) должно составлять, судя по данным вытяжек, не менее 75%, если эти данные отнести к безводному веществу. Следует отметить, что отношение молекулярных количеств ZnO : SiO<sub>2</sub> в вытяжках из цинковых глинок Акджала и Ачисая составляет около 1,00 : 1,00.

За вычетом количеств ZnO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и SiO<sub>2</sub>, извлеченных 30%-ным раствором NaOH, отношение молекулярных количеств (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) : SiO<sub>2</sub> в остатке составляет 0,068 : 0,137 = 1 : 2, что характерно для слюд. Отношение Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в остатке равно 2 : 1. Эти данные говорят в пользу отнесения слюистого минерала цинковых глинок Акджала к числу железистых гидрослюд из группы мусковита-серицита. В этой железистой слюдке отношение молекулярных количеств (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O) : (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) не превышает 1 : 6, что характерно для гидрослюд с высоким содержанием H<sup>+</sup>, замещающего K<sup>+</sup>.

Остатки от обработки цинковых глинок растворами были подвергнуты оптическому, рентгеновскому и термическому изучению.

1) Микроскопическое изучение остатка от обработки раствором едкого натра цинковой глинки из Акджала показало, что этот остаток

в основном состоит из чешуек (0,030—0,002 мм и менее) буроватой слюдки, которая отвечает минералу *В* исходной глинки; наибольший показатель преломления этой слюдки достигает 1,600. Кроме того, в остатке содержится буроватое изотропное вещество с показателем преломления 1,550—1,554.

В остатке от обработки раствором едкого натра цинковой глинки из Ачисая основная масса представлена чешуйками бесцветной слюдки (0,015—0,001 мм и менее); часть остатка сложена изотропным веществом с показателем преломления 1,499.

Таким образом, при обработке растворами едкого натра в цинковых глинках происходит разложение зернистого минерала (минерал *В*) и растворение его компонентов, вследствие чего остаток обогащается вторым компонентом цинковых глинок — слюдкой.

2) В отличие от исходной цинковой глинки, остаток от ее обработки 30%-ным раствором NaOH дает значительно более простую кривую нагрева-

Таблица 7

Межплоскостные расстояния остатков от обработки цинковых глинок 30%-ным раствором NaOH

Цинковая глина из Акджала		Цинковая глина из Ачисая		Цинковая глина из Акджала		Цинковая глина из Ачисая	
d	i	d	i	d	i	d	i
6,25	7	6,21	9	1,575	4	1,579	6
4,43	4	4,46	1	1,531	3	1,534	4
3,98	4	3,98	3	1,486	5	1,483	5
3,63	10	3,65	10	1,448	4	1,452	5
3,30	1	—	—	1,376	2	1,378	3
3,10	2	3,01	2	1,344	4	1,348	5
2,82	8	2,81	2	1,316	2	1,319	1
2,57	9	2,57	9	—	—	1,290	2
2,37	4	2,38	3	—	—	1,267	1
2,26	1	2,30	1	1,214	5	1,216	6
2,09	9	2,10	9	1,193	2	1,198	2
1,997	3	1,997	1	1,171	1	1,172	2
1,900	1	1,899	1	1,134	4	1,135	3
1,824	2	1,819	2	1,099	3	1,099	1
1,752	4	1,752	5			1,084	1
1,641	2	1,633	1				

ния, которая по общему облику может быть приписана минералу из группы гидрослюд.

3) Дебаеграммы остатков от обработки цинковых глинок из Акджала и Ачисая 30%-ным раствором NaOH практически идентичны, но резко отличаются от дебаеграмм исходных цинковых глинок из Акджала и Ачисая. По положению линий и их интенсивности дебаеграммы остатков наиболее близки к дебаеграммам гидрослюд. Соответствующие данные, полученные Н. Н. Слудской, приводятся в табл. 7.

**РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ЦИНКОВЫХ ГЛИНОК  
С ПОМОЩЬЮ ЭЛЕКТРОННОГО МИКРОСКОПА**

При наблюдении препаратов цинковых глинок из Акджала и Ачисая с помощью электронного микроскопа, преобладающими или практически единственными в них являются угловатые частицы, нередко с неровными и как бы зазубренными краями (фиг. 10). Эти частицы, очевидно, принадлежат как минералу А, так и минералу В (слюдка). Последний представлен также частицами, имеющими вид тонких удлинённых пластинок.

После двукратной обработки 30%-ным раствором NaOH цинковых глинок из Акджала их препараты оказываются состоящими в общем из тех же частиц, что и цинковые глинки, не подвергавшиеся обработке раствором NaOH. Это говорит о том, что цинксодержащий минерал (минерал А) в препаратах, наблюдаемых под электронным микроскопом, представлен угловатыми частицами, которые по очертаниям заметно не отличаются от частиц гидрослюды.

**СРАВНЕНИЕ ЦИНКОВЫХ ГЛИНОК ИЗ АКДЖАЛА, АЧИСАЯ  
И СТЕРЛИНГ ХИЛЛА С ЦИНКОВОЙ ГЛИНКОЙ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
АЛМАЛЫК В КИРГИЗСКОЙ ССР**

Н. Н. Смольяниновой в свинцово-цинковом месторождении Алмалык в Киргизии обнаружена зеленоватая цинковая глина, которая под микроскопом оказалась совершенно мономинеральной и по положению линий на дебаеграмме идентичной с цинковыми глинками из Акджала, Ачисая и Стерлинг Хилла (табл. 5).

Уд. вес этой глинки 3,007. Под микроскопом она состоит из анизотропных зерен неправильной формы, частью удлинённых, с показателем преломления 1,576. Двупреломление около 0,009—0,011. На кривой метиленового голубого этой глинки, в отличие от монтмориллонита, сдвига максимума при добавлении хлористого калия не наблюдается. Данные химического анализа глинки, выполненного В. А. Молевой, приведены в табл. 8.

За вычетом соответствующих количеств BaO и других RO, связанных в виде сульфатов и фосфатов, получаем формулу:  $0,5217 RO \cdot 0,1515 R_2O_3 \cdot 0,4473 (SiO_2 + TiO_2) \cdot 0,7382 H_2O = 3,44 RO \cdot R_2O_3 \cdot 2,95 SiO_2 \cdot 4,87 H_2O$ . С некоторым приближением формуле минерала можно придать следующий вид:  $7RO \cdot 2R_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 10H_2O$  или  $Zn_7Al_4Si_6O_{25} \cdot 10H_2O$  или  $Zn_7Al_4(OH)_2(SiO_4)_6 \cdot 9H_2O$ . Такой же состав

Таблица 8

Химический состав цинковой глинки из месторождения Алмалык

Компоненты	Данные анализа, %	Молекулярные количества
K <sub>2</sub> O	0,20	0,0021
Na <sub>2</sub> O	—	—
CaO	1,32	0,0235
MgO	1,57	0,0389
ZnO	36,00	0,4423
CuO	2,00	0,0251
NiO	0,04	0,0005
CoO	0,03	0,0004
MnO	0,02	0,0003
BaO	1,06	0,0069
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,60	0,1432
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,34	0,0083
SiO <sub>2</sub>	26,60	0,4428
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,0045
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,50	0,0035
SO <sub>3</sub>	1,02	0,0127
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	10,60	} 0,7382
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,70	
Сумма . . .	99,96	

следует приписать и цинксодержащему минералу цинковых глинок Акджала, Ачисая и Стерлинг Хилла, которые дают аналогичные дебаграммы.

Наиболее близок к этому минералу фрепонтит из Бельгии, которому приписывается формула  $Zn_8Al_4(OH)_8(SiO_4)_6 \cdot 7H_2O$ . Фрепонтит образует корки волокнистого сложения. Двусный, оптически отрицательный. Показатели преломления и межплоскостные расстояния для фрепонтита в литературе отсутствуют; это затрудняет его сравнение с охарактеризованным выше алюмосиликатом цинка из Киргизии, который является главной составной частью цинковых глинок, описанных в настоящей статье. Алюмосиликат цинка из Киргизии автор предлагает назвать цинальситом (по основным компонентам — Zn, Al, Si).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ О ЦИНКОВЫХ ГЛИНКАХ АКДЖАЛА

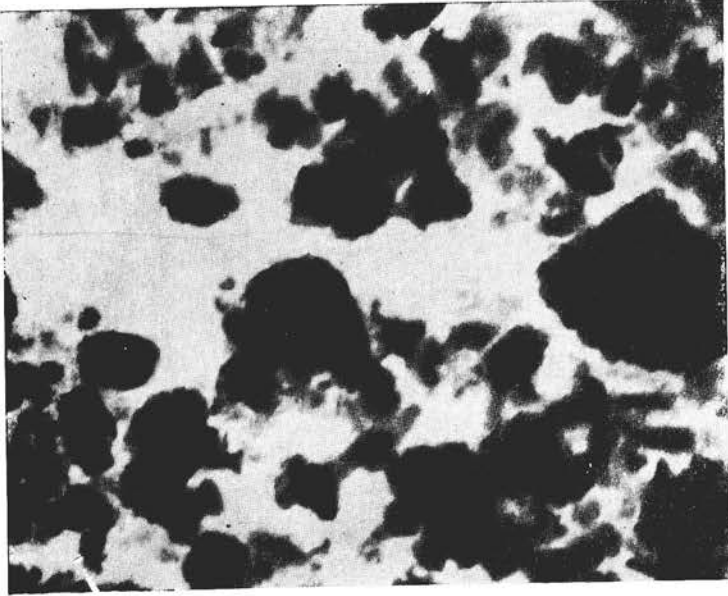
Цинковые глинки Акджала представляют тонкую, недостаточно дифференцированную смесь цинальсита  $Zn_7Al_4(OH)_2(SiO_4)_6 \cdot 9H_2O$  и минерала из группы слюд. Такова же природа изученной автором цинковой глинки из Ачисая. Как уже отмечалось во введении к настоящей статье, наличие гидрослюды характерно также для цинковых глинок Ледвилля в США.

Таким образом, наряду с существованием цинковых разновидностей монтмориллонита (сокоцитов), в ряде месторождений встречаются силикаты алюминия и цинка, резко отличающиеся от монтмориллонитов. К числу их относятся фрепонтит  $Zn_8Al_4(OH)_8(SiO_4)_5 \cdot 7H_2O$  и цинальсит  $Zn_7Al_4(OH)_2(SiO_4)_6 \cdot 9H_2O$ . Последний из них встречается в чистом виде или образует смеси с гидрослюдой. Его свойства можно суммировать следующим образом. Агрегаты скрытокристаллические, плотные, весьма преобладающие агрегаты плотного галлуазита. С водой вязкой массы не дает. Окраска белая, розоватая до красновато-бурой. Твердость 2,5—3. Уд. вес 3,007. Под микроскопом оказывается состоящим из анизотропных зерен неправильной формы; некоторые из них настолько малы, что почти неразличимы даже при самых больших увеличениях. Двусный, отрицательный. Двупреломление около 0,007—0,009. Средний показатель преломления 1,56—1,58. Межплоскостные расстояния приведены в табл. 5. На электронных микрофотографиях частицы минерала имеют неправильную форму с довольно резкими, но неровными краями. Минерал растворяется в соляной кислоте и едких щелоках. В отличие от монтмориллонитов не обнаруживает сдвига максимума на кривой метиленового голубого при добавлении хлористого калия.

На основании имеющихся данных можно считать, что образование цинковых глинок в зоне окисления в главной массе происходит относительно поздно. Их возникновение в значительной части представляет процесс коагуляции геля простого или сложного состава. С течением времени в геле сложного состава происходит обособление отдельных соединений — алюмосиликата цинка и слюды. В пользу коагулятивной природы цинковых глинок говорит метаколлоидный до почти коллоидного характер их агрегатов.

### ЛИТЕРАТУРА

- Готман Я. Д. Минералогическое изучение цинковых руд окисленной зоны месторождения Ачисай. Мин. сырье, № 5, 1937.  
 Граннер J. C. The zinc and lead region of North Arkansas. Ann. rep. Geol. Surv. Arkansas for 1892, 1900.  
 Breithaupt A. Vollständiges Handbuch der Mineralogie. Freiberg, 1841.



Фиг. 10. Электронная микрофотография цинковой глины из Акджала. Увел. 13200:1

- C e s á r o G. Sur la fraipontite, silicate basique hydraté de zinc et d'aluminium. Ann. Soc. Géol. Belg., t. 50, № 4, 1927.
- C l a r k e F. W. Analyses of rocks from laboratory of the United States Geological Survey, 1880—1903. U. S. Geol. Surv., bull. No 228, 1904.
- E m m o n s S. F., I r v i n g J. D. a. L o u g h l i n G. F. Geology and ore deposits of the Leadville mining district, Colorado. U. S. Geol. Surv., prof. paper, No 148, 1927.
- F a u s t G. T. Thermal analysis and X-ray studies of sauconite and of some zinc minerals on the same paragenetic association. Amer. Min., v. 36, No 11—12, 1951.
- H e y w a r d B. H. On a zinc-bearing clay from the neighbourhood of the Berta zinc mine, Pulaski Co., Virginia. Chemical News, v. 44, 1881.
- R o s s C. S. Sauconite — a clay mineral of montmorillonite group. Amer. Min., v. 31, No 9-10, 1946.
- S e a m o n W. H. The zinciferous clays of southwest Missouri and a theory as to the growth of the calamine of that section. Amer. Journ. Sci., v. 39, 1890, p. 38.
- W a l k e r T. L. Mineralogy of the Mine Salmo, British Columbia. University of Toronto studies, geol. ser., No 10, 1918, p. 25.
-

---

*И. А. Рукавишников*

## О НЕКОТОРЫХ МАГНЕЗИАЛЬНО-НИКЕЛЕВЫХ ВОДНЫХ СИЛИКАТАХ НИЖНЕ-ТАГИЛЬСКОГО СЕРПЕНТИНИТОВОГО МАССИВА

Оливин и ромбические пироксены ультраосновных пород в условиях автометаморфизма изменяются в серпентин. Серпентин, с одной стороны, попадая в условия гидротермальных воздействий, переходит в тальк, хлорит; с другой — под влиянием агентов выветривания (O, CO<sub>2</sub>, гуминовых кислот) и грунтовых вод претерпевает сложный процесс изменения в последовательный ряд магний-никель-алюминий- и железосодержащих водных силикатов.

Магнезиальные и магнезиально-никелевые водные силикаты как продукты изменения серпентина в коре выветривания наблюдаются в виде коллоидов и минералов микрокристаллического строения. Они заполняют поры и трещины в верхних частях серпентинитового массива или слагают небольшие участки и зоны на месте замещенного ими серпентина. Большой частью они образуют между собою смеси, взаимные переходы, тонкие прорастания с остатками серпентина, с тальком, опалом, халцедоном, гидроокислами железа и марганца, а также и с гидратом закиси никеля. Коллоидные массы их часто содержат адсорбированными различные элементы и в виде примеси — минеральную мусть.

Неоднократное изменение уровня грунтовых вод приводит всякий раз к новому выщелачиванию и переотложению магния и никеля.

Все это создает очень большие трудности для изолирования и последующего изучения водных магнезиально-никелевых силикатов. Трудность диагностирования магнезиально-никелевых гидросиликатов приводит и к трудностям по идентифицированию их. В основном этими причинами, по видимому, и объясняется столь сильное отставание изучения данных минералов.

При изучении древней коры выветривания Нижне-Тагильского серпентинитового массива был встречен ряд интересных гипергенных минералов, из которых в настоящей статье рассматриваются следующие.

- I. Группа керолита: 1)  $\alpha$ -керолит, 2) никелевый  $\alpha$ -керолит, 3)  $\beta$ -керолит, 4) черный  $\beta$ -керолит, 5) никелевый  $\beta$ -керолит, 6) феррикеролит.
- II. Группа девейлита (материалы для характеристики девейлита).
- III. Группа никелевых гидросиликатов: 1) карпинскит, 2) магнезиально-никелевый монтмориллонит.
- IV. Кроме того, в статье сообщаются некоторые наблюдения по стадийному выветриванию серпентина.



Никелевый  $\beta$ -керолит, феррикеролит, карпинскит и частично магнезиально-никелевый монтмориллонит описываются впервые.

## І. ГРУППА КЕРОЛИТА

Впервые название «керолит» было дано водному силикату магния состава  $MgO \cdot SiO_2 \cdot H_2O$  Брейтгауптом в 1823 г. Затем керолит был описан Деклазо в 1862 г. и Фишером в 1869 г. В начале XX в. этот минерал изучался А. Е. Фереманом (1913), положившим его в основу своей классификации водных силикатов магния. Позднее керолит изучался Е. Ф. Алексеевой, Г. С. Грицаенко и другими. И. И. Гинзбург и автор настоящей работы провели исследование керолита из некоторых месторождений гидросиликатов магния Урала. И. И. Гинзбург установил существование двух модификаций керолита, химически одинаковых, но различающихся между собою оптически, термически и рентгенометрически. Известный ранее керолит он назвал  $\alpha$ -керолитом, а вновь найденную модификацию —  $\beta$ -керолитом.

В Нижне-Тагильском серпентинитовом массиве керолит наблюдается в выщелоченных и реже в дезинтегрированных серпентинитах. Он является исходным гипергенным стадийным магнезиальным гидросиликатом, по которому развиваются никелевый керолит, феррикеролит, ферримонтмориллонит (нонtronит) и магнезиевый монтмориллонит.

Интенсивная керолитизация серпентинита связана с наиболее сматыми и рассланцованными участками, в которых керолит является породообразующим минералом. Кроме того, имеет место проявление керолита в виде тонких прожилков мощностью от долей миллиметра до 1—3 см, распространяющихся по трещинам в свежих серпентинитах.

В указанном серпентинитовом массиве наблюдались следующие минералы группы керолита:  $\alpha$ -керолит, никелевый  $\alpha$ -керолит,  $\beta$ -керолит, никелевый  $\beta$ -керолит и феррикеролит.

### 1. АЛЬФА-КЕРОЛИТ

Из большого количества просмотренных образцов  $\alpha$ -керолита были детально изучены наиболее характерные три образца (№ 25, 97 и 102) из Нижне-Тагильского и один образец (№ 2) из Уктусского серпентинитовых массивов.

В рассланцованных участках зоны выщелоченных серпентинитов, густо проникнутых по сланцеватости и по трещинам кварцево-халцедоновыми тонкими прожилками, по серпентинитовым «прослоям» развивается  $\alpha$ -керолит. Благодаря рассланцованности тонкие «прослои» серпентинита, выветрелого в керолит, создают ложное впечатление о жильном залегании здесь керолита.

При рассмотрении под биноклем керолитизированные «прослои» серпентинита состоят из  $\alpha$ -керолита и реликтовых участков серпентинита. Альфа-керолит залегает в петлях сетки кварцево-халцедоновых прожилков, развившихся по «шнурам» хризотила и трещинам различных направлений.

В  $\alpha$ -керолите, кроме кварцево-халцедоновой сети, наблюдается еще более тонкая сеть прожилков опала. Опал (изотропен,  $N = 1,462-1,472$ ) здесь образуется в виде тончайших пленок, похожих на очень тонкую папиросную бумагу; иногда он, подобно чехлу, целиком обволакивает мелкие изометричные комочки  $\alpha$ -керолита разной величины. В таком образце при срезе видна типичная микро- и макропетельчатая сеть из

тонкопленочного опала, вложенная в сеть из кварцево-халцедоновых прожилков (фиг. 1).

Опал обволакивает отдельные комочки  $\alpha$ -керолита, образуя в срезе сложную сеть. Такой тонкопленочный опал наблюдается в  $\alpha$ -керолите, никелевом  $\alpha$ -керолите, феррикеролите, нонтроните, развившемся по феррикеролиту и значительно меньше — в девейлите; в непугите и гарниерите он не встречался.

Обр. № 25 и 97 взяты из прослоев рассланцованного и сильно керолизированного серпентинита; обр. № 102 выбран из тонкого прожилка мощностью 1—3 мм, залегающего также в выщелоченном апоперидотитовом серпентините.

В обр. № 102 в участках, имеющих колломорфное строение, иногда видно чередование тонких, видимых только под биноклем, стеклянноподобных бесцветных гелевидных слоев магниевого гидросиликата с гелевидными непросвечивающими прослоями  $\alpha$ -керолита телесного цвета. В массе своей  $\alpha$ -керолит прожилка также проникнут тонкопленочным опалом. Под биноклем в минерале видны тончайшие дендриты гидроокислов марганца и тонкие примазки карбонатов и гидроокислов железа. Отдельные участки прожилка (обр. № 102) окрашены в слабый зеленоватый цвет в результате обменной сорбции магния на никель.

Макроскопически  $\alpha$ -керолит светлый (телесный), разных оттенков, гелевидный, мылообразный, не просвечивает, блеск матовый или слабо жирноватый. В шлифах видна колломорфная структура  $\alpha$ -керолита, распространяющаяся по площади шлифа независимо от сети прожилков опала (фиг. 2). Твердость 2,5—3,5.

Таблица 1

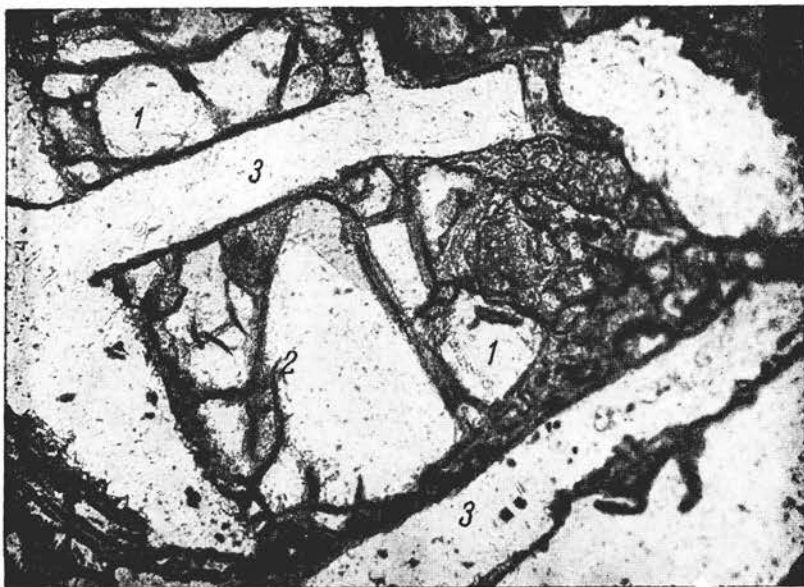
Удельный вес  $\alpha$ -керолита

№ образца	Уд. вес	Залегание
25	2,3984	Из петель сетки кварцево-халцедоновых прожилков
97	2,3728	
153	2,3881	Из прожилков
102	2,345	» »
2	2,2963	Неизвестно

Различие в значениях удельных весов  $\alpha$ -керолита в разных образцах объясняется главным образом меняющимся содержанием никеля и примазок гидроокислов железа в них. Приведенные удельные веса  $\alpha$ -керолита согласуются с данными их химического анализа. Наиболее высокому уд. весу обр. № 25 соответствует и наиболее высокое содержание примеси  $Fe_2O_3$  (2,24%). У обр. № 2, имеющего наиболее низкий уд. вес, содержание  $Fe_2O_3$  наименьшее (0,13%), а также ничтожно мало и содержание NiO (табл. 3).

Под электронным микроскопом частицы  $\alpha$ -керолита имеют форму слегка вытянутого прямоугольника (фиг. 3).

Под световым микроскопом (в иммерсионном препарате) при одном никеле  $\alpha$ -керолит бесцветен, в виде скрытокристаллических агрегатов.

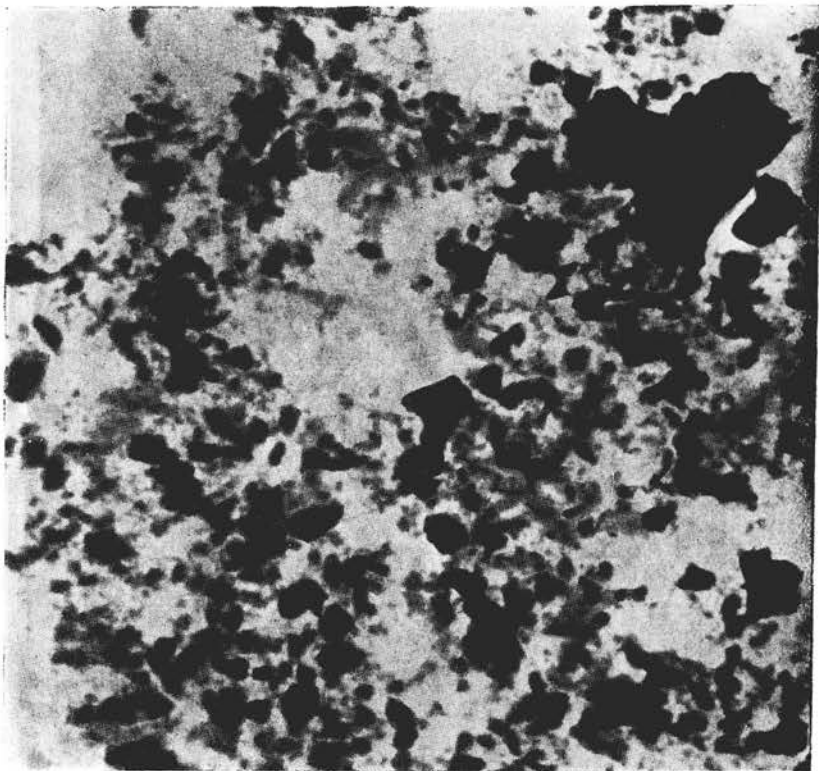


Фиг. 1. Выполнение петель сети кварцево-халцедоновых прожилков  $\alpha$ -керолитом. Отдельные комочки  $\alpha$ -керолита обволакиваются опалом. Шлиф 101. Николи ||. Увел. 90

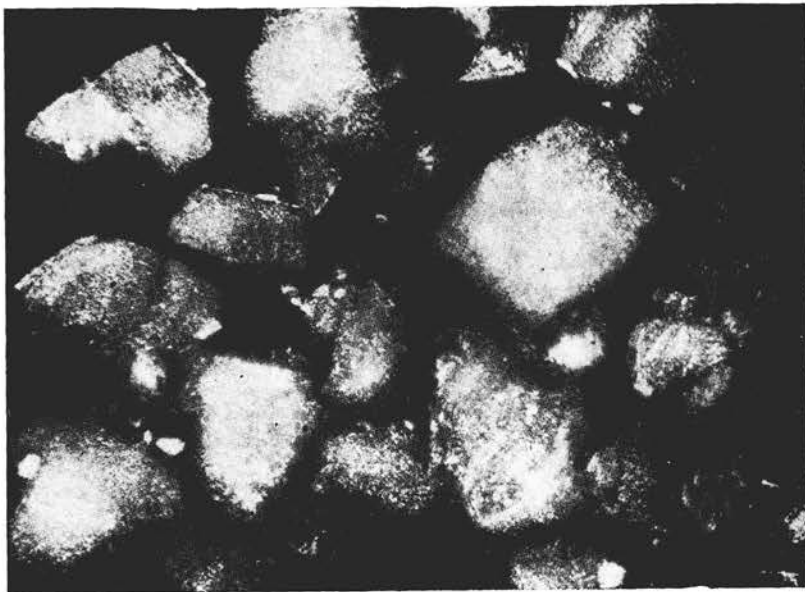
1 —  $\alpha$ -керолит; 2 — опал (черные тонкие прожилки); 3 — кварц-халцедон



Фиг. 2.  $\alpha$ -керолит колломорфной структуры. Тонкие черные прожилки — опал. Шлиф 100. Николи +. Увел. 90



Фиг. 3. Альфа-керолит из петель (обр. № 25). Электронный микроскоп.  
Увел. 16 000 (снято Б. Б. Звягиным)



Фиг. 4. Двухфазный  $\alpha$ -керолит из петель сетки серпентинита. (Обр. № 97).  
Иммерсионный препарат, Николи +. Увел. 150

Иногда он поглощает иммерсионные жидкости (обр. № 97). Содержит включения опала и примесь слабо зеленоватого никелевого керолита ( $N = 1,555$ ).

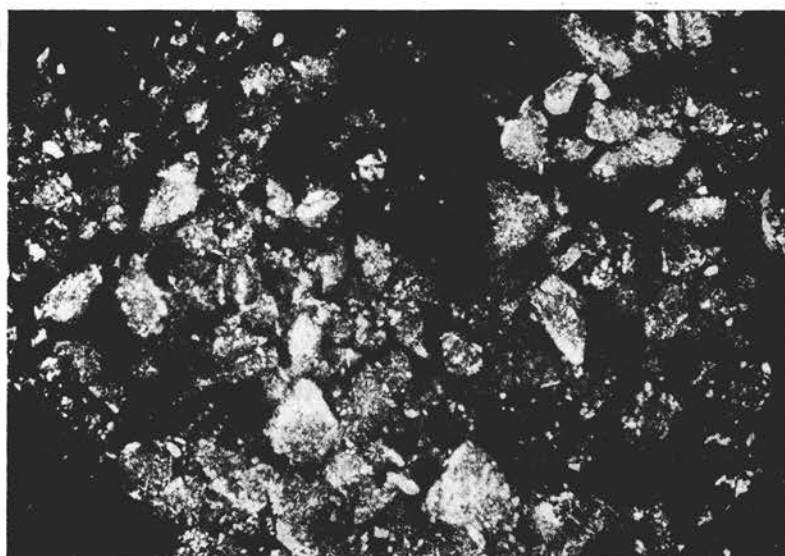
При скрещенных николях агрегативно поляризует в серовато-белых тонах (фиг. 4 и 5).

Показатели преломления  $\alpha$ -керолита приведены в таблице 2.

Таблица 2  
Показатели преломления  $\alpha$ -керолита

№ образца	Показатель преломления	Массив
25	1,540 1,542, 1,545	Нижне-Тагильский
97	1,543	
62	1,537	
101	1,536	
102	1,546	
2	1,531 1,537	Уктусский

Показатели преломления колеблются в небольших пределах: 1,531—1,546. В обр. № 102 показатель преломления, определенный вскоре после



Фиг. 5. Одноводный  $\alpha$ -керолит из прожилков (обр. № 102). Иммерсионный препарат. Николи +. Увел. 150

взятия образца из обнажения, был равен 1,552, а определенный через пять лет лежания в лаборатории оказался равным 1,546.

Спектральным методом был проанализирован только один обр. № 102, и в нем установлены, кроме обычных возможных для  $\alpha$ -керолита элементов (Mg, Ni, Si) и примесей (Cr, Ca, Mn, Fe), еще и линии меди.

Химический состав  $\alpha$ -керолита

Были проанализированы тщательно отобранные под бинокулярном образцы нижне-тагильского  $\alpha$ -керолита из петель (обр. № 25 и 97), из прожилков (обр. № 102) и  $\alpha$ -керолит из Уктусского массива (обр. № 2). Для сравнения приводим химический анализ  $\alpha$ -керолита (обр. № 22), по Г. С. Грицаенко (табл. 3).

Таблица 3

Данные химического анализа  $\alpha$ -керолита

Компоненты	М а с с и в									
	Нижне-Тагильский						Уктусский		По Г. С. Грицаенко	
	№ 25		№ 97		№ 102		№ 2		№ 22	
	Вес. %	Молек. коэф.	Вес. %	Молек. коэф.	Вес. %	Молек. коэф.	Вес. %	Молек. коэф.	Вес. %	Молек. коэф.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	55,08	0,916	54,85	0,914	57,30	0,955	52,88	0,881	50,22	0,836
TiO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	0,13	0,001	0,00	—	0,00	—	0,02	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,40	0,004	0,19	0,002	0,25	0,002	0,51	0,005	0,12	0,001
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,24	0,014	1,37	0,008	0,61	0,004	0,13	0,001	0,18	0,001
FeO . . . . .	0,00	—	—	—	0,89	0,012	0,00	—	0,10	0,001
MnO . . . . .	—	—	0,01	—	0,08	0,001	0,02	Следы	Нет	—
MgO . . . . .	28,63	0,709	29,41	0,729	29,79	0,739	31,52	0,781	30,70	0,761
NiO . . . . .	0,07	0,001	1,20	0,016	—	—	0,02	Следы	1,22	0,016
CaO . . . . .	0,00	—	0,00	—	1,35	0,024	0,00	—	0,06	0,001
H <sub>2</sub> O . . . . .	5,12	0,284	4,32	0,240	4,40	0,244	6,08	0,338	7,42	0,412
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	4,81	0,267	8,72	0,484	3,80	0,211	9,32	0,518	9,63	0,534
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	0,10	0,002	1,32	0,030	0,10	0,002	Нет	—
П.п.п. . . . .	2,87	0,159	—	—	—	—	—	—	—	—
R <sub>2</sub> O . . . . .	—	—	0,00	—	—	—	0,00	—	—	—
Co . . . . .	0,00	—	0,00	—	—	—	0,00	—	—	—
Сумма . . . . .	99,22		100,30		99,79		100,58		99,67	

№ 25, 97 и 2 — Лаборатория ИГН АН СССР

№ 102 — Лаборатория Нигризолото

Эмпирическая формула RO : SiO<sub>2</sub> : H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>

№ 25 0,78 : 1 : 0,47

№ 97 0,82 : 1 : 0,53

№ 102 0,77 : 1 : 0,22

№ 2 0,89 : 1 : 0,59

№ 22 0,93 : 1 : 0,64

Из отношения окислов проанализированных образцов  $\alpha$ -керолита виден недостаток оснований и воды до количеств, требуемых формулой. Обр. № 2 и 22 ближе других стоят к теоретическому составу  $\alpha$ -керолита, но и они также обнаруживают недостаток оснований и воды. Альфа-керолит из прожилка (обр. № 102) содержит воды вдвое меньше других.

Кристаллическая структура  $\alpha$ -керолита не изучена. Некоторые исследователи полагают, что структура его близка к структуре хризотила —

$Mg_6(OH)_6[Si_4O_{11}]H_2O$ , но эмпирическая формула  $\alpha$ -керолита —  $MgO \cdot SiO_2 \cdot H_2O$  не укладывается в структурную формулу хризотила. Электронное фото  $\alpha$ -керолита (фиг. 3) также дает не волокна, а кристаллы пластинчатого облика. Точно так же химический анализ  $\alpha$ -керолита не укладывается и в структурную формулу антигорита —  $Mg_6(OH)_8[Si_4O_{10}]$ .

Пересчитаем данные химического анализа  $\alpha$ -керолита на  $Si = 4$ . В результате пересчета получим следующие эмпирические формулы:

	RO	: SiO <sub>2</sub>	: H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>
№ 25	— 3,12	: 4	: 1,88
№ 97	— 3,28	: 4	: 2,12
№ 102	— 3,08	: 4	: 0,88
№ 2	— 3,56	: 4	: 2,36
№ 22	— 3,72	: 4	: 2,56

Обр. № 25, 97, 2 и 22 являются двуводной, а обр. № 102 — одноводной формами  $\alpha$ -керолита.

Поскольку структурная формула  $\alpha$ -керолита не изучена, то условно пересчитаем состав  $\alpha$ -керолита также на структурную формулу монтмориллонита.

№ 25	— $(Mg, Ni)_3(OH)_2[Si_4O_{10}] H_2O + 0,12 MgO$	(Поглощенное
№ 97	— $(Mg, Ni)_3(OH)_2[Si_4O_{10}] H_2O + 0,28 MgO$	основание)
№ 102	— $Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}] + 0,08 MgO$	
№ 2	— $Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]H_2O + 0,56 MgO$	
№ 22	— $(Mg, Ni)_3(OH)_2[Si_4O_{10}] H_2O + 0,72 MgO$	

У всех проанализированных образцов количество конституционной воды соответствует монтмориллониту; избыток магния предположительно относится за счет поглощенных оснований. В этом случае в обр. № 2 и 22 получился значительный излишек поглощенных оснований против теоретического.

Интересным является обр. № 102, структурная формула которого дает только одну высокотемпературную воду.

В этом образце анализом обнаружено закисное железо, которое можно связать с алюминием в хромшпинелид, так как спектральный анализ этого образца дает линии хрома.

Примазки гидроокислов железа и примесь микрозернистых карбонатов наблюдались при изучении образцов под микроскопом, а  $CO_2$  обнаружена и химическим анализом (обр. № 97, 102 и 2).

В обр. № 97 при расчете  $TiO_2$  соединяем со свободными гидроокислами железа, так как в них виден иногда под микроскопом лейкоксен.

В обр. № 25, поскольку нет примеси хромшпинелидов и Al-содержащих минералов, наличие  $Al_2O_3$  в анализе приходится соединить с  $SiO_2$  и предположительно считать, что Al замещает Si в тетраэдрической координации решетки минерала.

### Окраска $\alpha$ -керолита органическими красителями (по методу Н. Е. Веденеевой)

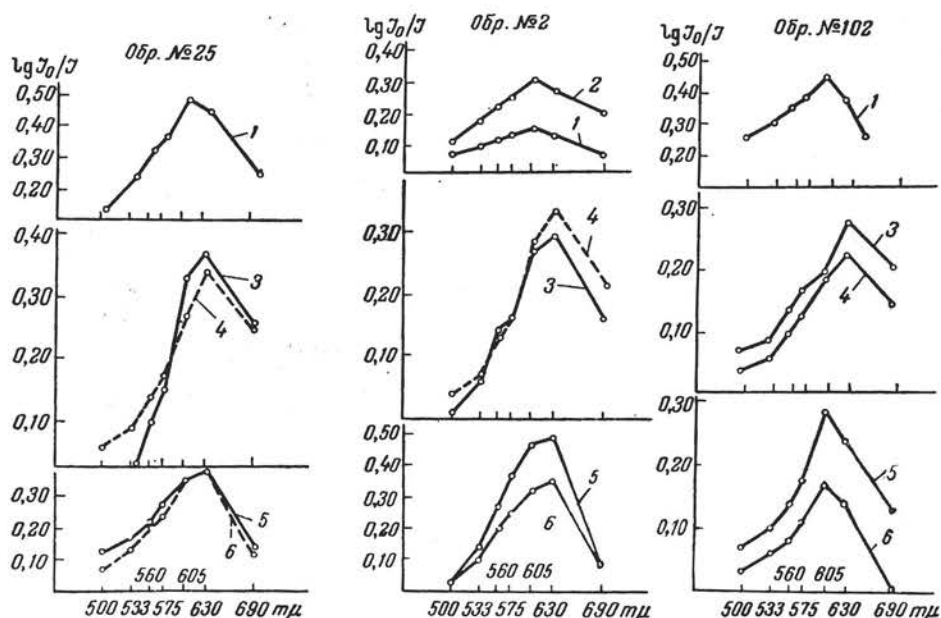
При окраске  $\alpha$ -керолита применялись следующие органические красители: солянокислый бензидин, метиленовый голубой, новый метиленовый голубой, хризоидин и родамин Ж. При фотометрировании применялись монохроматические светофильтры со следующими длинами

волн: 500, 533, 560, 575, 605, 630 и 690 м $\mu$ . Данные окраски и последующего фотометрирования приведены в табл. 4 и на фиг. 6.

Таблица 4

Максимумы на кривых спектров поглощения  $\alpha$ -керолита  
(м $\mu$ )

Краситель	Залегание					Цвет окрашенного минерала
	Из петель сети кварцево-халцедон. прожилков	Неизвестно	Из прожилков			
	Двуводная форма		Одноводная форма	Нет химических анализов		
		Обр. № 25		Обр. № 2	Обр. № 102	
Бензидин . . . . .	605	605	605	605	605	Серовато-зеленоватый
Метиленовый голубой . . . . .	630	630	630	630	630	Зеленовато-голубой
Новый метиленовый голубой . . . . .	630	630	605	605	605	То же
Хризоидин . . . . .	Раствор над окрашенным минералом бесцветен					Оранжевый
Родамин Ж . . . . .	Раствор над окрашенным минералом не люминесцирует					Розово-красный



Фиг. 6. Кривые спектров поглощения органических красителей двуводным (обр. № 25 и 2) и одноводным (обр. № 102)  $\alpha$ -керолитом

1 и 2 — бензидиновая кривая; 3 — метиленовый голубой; 4 — метиленовый голубой + KCl; 5 — новый метиленовый голубой; 6 — новый метиленовый голубой + KCl



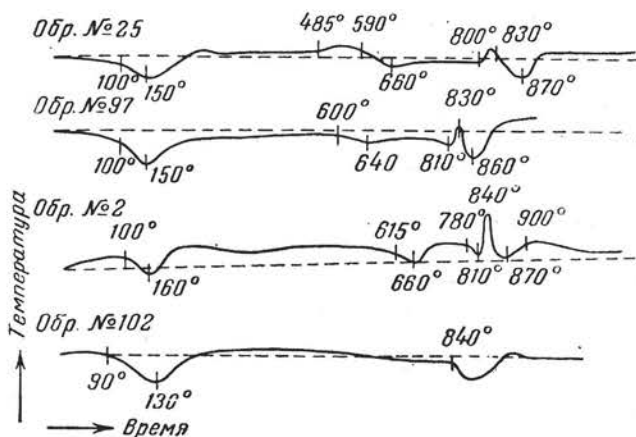
Бензидиновая кривая  $\alpha$ -керолита идентична таковой монтмориллонита, но цвет окрашенного минерала серовато-зеленоватый, а у монтмориллонита — глубокий синий. При фотометрировании окрашенных образцов выявилось различное отношение к новому метиленовому голубому красителю двуводной формы  $\alpha$ -керолита (обр. № 25 и 2) и одноводной формы  $\alpha$ -керолита (обр. № 102). Двуводный  $\alpha$ -керолит (обр. № 25 и 2), окрашенный новым метиленовым голубым, при фотометрировании дает сразу максимум при 630 м $\mu$ , одноводная же форма (обр. № 102) — при 605 м $\mu$ .

Прибавление катионов К (KCl) к последнему не вызывает сдвига максимума на кривой спектров поглощения в длинноволновую часть спектра. Это же обстоятельство сильно отличает одноводный  $\alpha$ -керолит как от двуводного  $\alpha$ -керолита, так и от монтмориллонита.

Причиной такого различного отношения двуводной и одноводной форм  $\alpha$ -керолита к новому метиленовому голубому красителю, возможно, является различное количество воды, входящее в решетку минерала. Благодаря этому двуводная и одноводная формы  $\alpha$ -керолита различно закрепляют окрашенный катион красителя, т. е. поверхностные свойства пластинчатых кристаллов обеих форм  $\alpha$ -керолита несколько различны.

### Нагревание $\alpha$ -керолита

Кривая нагревания одноводной формы  $\alpha$ -керолита резко отличается от кривой нагревания двуводного  $\alpha$ -керолита. Данные термического анализа приведены в табл. 5 и на фиг. 7.



Фиг. 7. Кривые нагревания  $\alpha$ -керолита. Обр. № 25, 97, 2 — двуводная форма; обр. 102 — одноводная форма  $\alpha$ -керолита

Наличие только одной высокотемпературной остановки на кривой нагревания одноводной формы  $\alpha$ -керолита (обр. № 102) может быть объяснено присутствием только одной гидроксильной воды в решетке этого минерала, тогда как остальные образцы (№ 25, 97 и 2) двуводного  $\alpha$ -керолита имеют в решетке еще вторую воду (см. структурные формулы, стр. 129).

На кривой нагревания (обр. № 102) нет также и экзотерма, на отсутствие которого, возможно, мог повлиять карбонат ( $\text{CaO} = 1,35\%$ ), установленный в образце химическим анализом (табл. 3).

Таблица 5

Данные термического анализа  $\alpha$ -керолита  
(°C)\*

№ образца	Залегание	Эндо	Эндо	Энзо	Эндо
25	Из петель	100—150	590—660	Начало 800	830—870
97	» »	100—150	600—640	810—830	830—860
2	Неизвестно	100—160	615—660	810—840	840—870
102	Из прожилков	90—130	—	—	Начало 840

\* Все термические кривые сделаны в Ин-те геол. наук АН СССР под руководством А. И. Цветкова.

### Рентгенометрические исследования

Все изученные образцы были подвергнуты рентгенометрическому изучению (табл. 6).

Анализируя рентгенограммы этих образцов, мы приходим к выводу, что характерный спектр для  $\alpha$ -керолита состоит из следующих линий: № 4, 5, 16, 18, 22, из которых оригинальными линиями  $\alpha$ -керолита, вероятно, являются только линии № 4 и 5, а другие — общими с  $\beta$ -керолитом или девейлитом. Линии № 1, 19, 25, характерные для  $\beta$ -керолита, не свойственны  $\alpha$ -керолиту.

По данным оптического исследования, химического анализа, термики, окраски и рентгена типичным  $\alpha$ -керолитом являются обр. № 2 и 97.

По кривой нагревания, оптике и окраске обр. № 25 также идентичен с обр. № 2 и 97, не говоря уже о том, что макроскопически они все три одинаковы. Но обр. № 25 отличается от двух последних образцов значительным недостатком оснований и наличием в его рентгенограмме линии монтмориллонита (линия № 1).

Резко отличающаяся по кривой нагревания и условиям залегания (в прожилках) одноводная форма  $\alpha$ -керолита (обр. 102) содержит в рентгенограмме линию  $\beta$ -керолита (линия № 1). Последнее обстоятельство подтверждается и оптическими исследованиями, установившими в обр. № 102 наличие гелевидных, полупросвечивающих колломорфных участков, похожих на  $\beta$ -керолит. Генезис одноводной формы  $\alpha$ -керолита (обр. № 102) неясен. Возможно, что одноводный  $\alpha$ -керолит (обр. № 102) развился по бедному водой серпофиту в прожилке и по трещинкам пронизан  $\beta$ -керолитом.

Решетка  $\alpha$ -керолита скорее родственна с решеткой монтмориллонита, но полностью не идентична с ней. Альфа-керолит при выносе магния переходит в магниевый монтмориллонит и в дальнейшем при обменной сорбции магния на никель образует голубовато-зеленый магнезиально-никелевый монтмориллонит.

### Генезис $\alpha$ -керолита

По времени выделения  $\alpha$ -керолит предшествует образованию некоторых магнезиально-никелевых гидросиликатов и нонтронита; он не является конечным продуктом при разложении серпентина.

Таблица 6

Данные рентгенометрического исследования α-керолигита

№№ исл.	Монтмориллонит	α-керолигит					Девейлит		β-керолигит
		Обр. № 25	Обр. № 97	Обр. № 102	Обр. № 2	По М. Н. Годлевскому	Обр. № 127	По Сельфиджу, 1886	
1	13,34 сл.	11,54 ср. р.	—	10,46 ср.	—	—	10,16 ср.	—	9,92 сл.
2	—	—	7,26 сл.	7,26 сл.	—	—	7,76 ср.	—	7,30 сл.
3	—	—	5,73 оч. сл.	5,73 оч. сл.	—	—	—	7,37 5	—
4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	4,76 сл. р.	5,30 сл.	—	5,15 оч. сл.	—	—	4,72 ср.	—	—
6	—	4,80 ср.	—	4,66 ср.	—	4,61 ср.	—	—	4,63 сл.
7	—	—	4,572 сл.	—	—	—	—	—	4,50 сл.
8	4,32 ср.	—	—	—	—	—	—	—	—
9	—	3,94 ср. р.	—	—	—	—	—	—	3,86 ср.
10	—	—	—	—	—	—	—	—	—
11	—	—	—	—	—	—	—	—	—
12	—	—	—	—	—	—	—	—	—
13	—	—	3,22 сл.	—	—	—	—	—	—
14	2,967 сл. р.	2,95 сл.	—	2,92 сл.	—	—	2,95 оч. сл.	—	—
15	2,73 сл. р.	—	—	—	—	—	2,69 сл.	—	—
16	—	2,64 ср.	—	2,69 ср.	—	—	2,55 ср.	—	2,61 сл.
17	2,50 ср. р.	—	—	2,53 ср.	—	—	—	—	2,53 сл.
18	—	—	2,483 ср.	—	—	—	—	—	2,48 ср.
19	—	—	—	—	—	—	—	—	2,23 сл.
20	—	1,77 сл. р.	—	—	—	—	—	—	—
21	—	1,74 ср. р.	—	—	—	—	—	—	—
22	—	—	1,72 оч. сл.	—	—	—	1,72 ср.	—	1,72 ср.
23	1,635 оч. сл.	—	1,69 оч. сл.	1,72 ср.-сл.	—	—	—	—	—
24	1,59 оч. сл.	1,57 сл.	1,528 сл.	1,562 ср.-сл.	—	—	4,569 ср.	—	1,517 сл.
25	1,461 ср.	—	—	—	1,532 сл.	—	—	—	1,44 сл.
26	—	1,343 ср. р.	1,315 сл.	1,334 сл. р.	—	—	4,336 сл.	—	1,305 сл.
27	1,268 оч. сл.	—	—	—	—	—	—	—	1,26 ср.
28	1,224 оч. сл.	—	—	—	—	—	—	—	1,20 ср.
29	—	—	—	—	—	—	—	—	1,00 сл.
30	—	—	—	—	—	—	—	—	—
								1,040 сл.	
								0,990 ср.	

№ 25, 97, 102, 2, 127—аналитик С. И. Берлин

Генезис  $\alpha$ -керолита определяется его местоположением среди продуктов выветривания. Тесная связь  $\alpha$ -керолита с серпентином, с кварцево-халцедоновыми и опаловыми прожилками, коллоидный и метаколлоидный (агрегативная поляризация) характер говорят об образовании его в зоне гипергенеза в результате выветривания серпентина.

Могут быть различные случаи образования  $\alpha$ -керолита по серпентину в процессе его выветривания. Разрушение решетки серпентина при выщелачивании из него магнезия углекислыми водами приводит к образованию  $\alpha$ -керолита и магнезита:  $3\text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow 2(\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}) + \text{MgCO}_3$ . Кроме того, выщелачивание Mg из серпентина всегда сопровождается выделением остаточного опала в образовавшемся  $\alpha$ -керолите.

Можно предполагать, что имеет место образование  $\alpha$ -керолита и при воздействии на серпентин кремнеземсодержащих растворов. Доказательством является частое присутствие в  $\alpha$ -керолите свободного кремнезема в форме опала:  $3\text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O} + 2(\text{SiO}_2 + n\text{H}_2\text{O}) \rightarrow 3(\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}) + \text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ .

Образование  $\alpha$ -керолита происходит также и в результате синтеза: путем выпадения из растворов.

Считаем необходимым указать на неустойчивость  $\alpha$ -керолита в зоне выветривания. Его разлагаемость углекислыми водами, резко выраженная способность к поглощению железа и, вероятно, других катионов и воды объясняют тот факт, что в природе никогда не встречается мощных толщ керолита, подобных нонтрониту.

## 2. НИКЕЛЕВЫЙ $\alpha$ -КЕРОЛИТ

Никелевый  $\alpha$ -керолит наблюдается в зоне керолитизированного серпентинита, где часть телеснобелого  $\alpha$ -керолита изменена в никелевый.

Макроскопически никелевый  $\alpha$ -керолит голубовато-зеленый, гелевидный, с жирным блеском. Под микроскопом при одном никеле — зеленоватый, без плеохроизма; при скрещенных николях — агрегативно поляризуется. Показатель преломления резко колеблется в зависимости от содержания NiO:  $N = 1,563, 1,575, 1,578$  и выше.

Специальных исследований никелевого  $\alpha$ -керолита, к сожалению, нами не проводилось. Работа ограничивалась изучением образцов под бинокулярном и микроскопом.

## 3. БЭТА-КЕРОЛИТ

В 1944 г. И. И. Гинзбургом на Урале были обнаружены конгломераты, содержащие обломки серпентинита, сцементированные воскоожелтым гелевидным магниевым минералом. При детальном изучении этот минерал оказался химически одинаковым с керолитом, но отличался от последнего оптическими, термическими и рентгенометрическими свойствами. Данные исследования дали возможность считать минерал из цемента конгломератов новой модификацией керолита, которую И. И. Гинзбург назвал  $\beta$ -керолитом.

А. В. Николаев (1912) описал керолит, соответствующий по своим свойствам и залеганию  $\beta$ -керолиту.

В 1945 г. в скважинах, на глубине от 16 до 23 м, в свежем аподунитовом серпентините по трещинам отдельности автором наблюдались прожилки, мощностью 2—3 мм воскоожелтого гелевидного  $\beta$ -керолита (обр. № 1). В указанном  $\beta$ -керолите, кроме того, по трещинкам усыхания от-

ложился в виде тонкого налета белый магнезиевый агрегативно поляризу-  
ющий минерал ( $N = 1,542$  и  $N = 1,545$ ). Макроскопически  $\beta$ -керолит  
светлый, разных оттенков (желтоватый, желтоватый с бурым оттенком,  
зеленоватый), гелевидный, хрупкий, растирается в белый порошок. Уд.  
вес 2,126—2,176.

Под электронным микроскопом при увеличении в 22 000—24 000 раз  
 $\beta$ -керолит представляется в виде пластинок-чешуек с размытыми краями.  
При внимательном рассмотрении электронного фото заметны еще воло-  
конца, но, возможно, что это вид сбоку тех же пластинок-чешуек (фиг. 8).

Под световым микроскопом в шлифах и в иммерсионных препаратах  
при одном никеле  $\beta$ -керолит бесцветен, без плеохроизма; при скрещенных  
николях наблюдаются участки агрегативно поляризующего и колломорф-  
ного строения (фиг. 9). Агрегативно поляризующая часть  $\beta$ -керолита имеет  
показатель преломления между 1,510 и 1,514. Наблюдается замещение  
 $\beta$ -керолита в прожилках гипергенным карбонатом; последний принимает  
колломорфное строение  $\beta$ -керолита.

### Химические исследования $\beta$ -керолита

Данные химического исследования  $\beta$ -керолита из разных месторожде-  
ний Нижне-Тагильского массива приводятся в табл. 7.

Таблица 7

Данные химического анализа  $\beta$ -керолита

Компоненты	№ 1		№ 2	
	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.
SiO <sub>2</sub>	52,20	0,870	49,84	0,830
TiO <sub>2</sub>	0,00	—	0,00	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	—	0,38	0,004
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,002	0,34	0,002
FeO	0,00	—	—	—
MgO	30,11	0,746	30,55	0,757
NiO	0,08	0,001	—	—
CaO	0,00	—	0,50	0,009
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	7,72	0,429	8,75	0,485
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7,01	0,389	8,78	0,486
CoO	0,00	—	—	—
П.п.п.	2,07	0,115 (H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> )	1,30	0,009—CO <sub>2</sub> 0,050—H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>
Сумма	99,47		100,44	

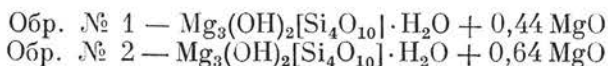
№ 1 — из прожилков. Нижне-Тагильский серпентинитовый  
массив. № 2 — из цемента конгломератов (Гинзбург и Рука-  
вишников, 1950).

	RO : SiO <sub>2</sub> : H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>
№ 1	0,86 : 1 : 0,58
№ 2	0,91 : 1 : 0,64

Количество  $Al_2O_3$  в анализе обр. № 2 соединяем с кремнеземом, считая, что Al замещает Si в тетраэдрической координации. Небольшим количеством окисного железа в обоих образцах пренебрегаем и относим его за счет примазок гидроокислов железа на поверхности и по тонким трещинам минерала.

Часть п. п. п. из анализа обр. № 2 в количестве 0,4% (табл. 7) пересчитываем на  $CO_2$  и соединяем  $CaO$  в кальцит, а остальную часть (0,9%) п. п. п. пересчитываем на воду ( $H_2O^+$ ) так же, как и в обр. № 1.

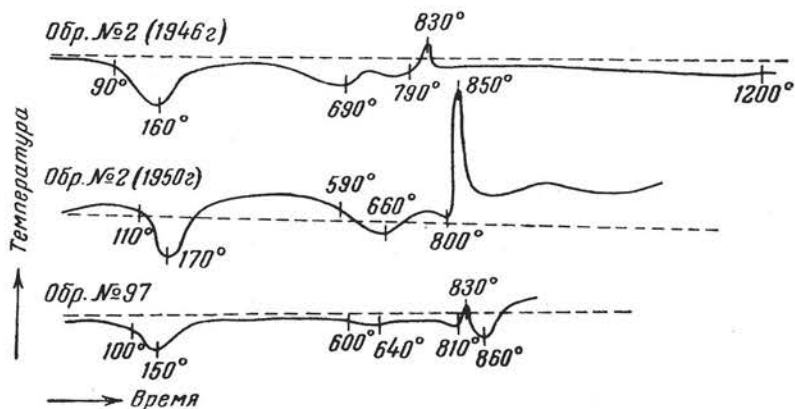
Химические анализы  $\beta$ -керолита так же, как и  $\alpha$ -керолита, не укладываются в структурную формулу монтмориллонита.



Из отношения окислов  $\beta$ -керолита, как и  $\alpha$ -керолита, видна нехватка оснований и воды для вывода обычной формулы керолита, а при пересчете на структурную формулу монтмориллонита обнаруживается излишек  $RO$ , который принимается условно за поглощенное основание. Это обстоятельство свидетельствует о том, что  $\beta$ -керолит не идентичен полностью с монтмориллонитом, но структурные формулы первого дают две высокотемпературные воды в решетке минерала, что согласуется и с кривой нагревания его.

### Термические исследования

Термические кривые  $\beta$ -керолита приводятся только для обр. № 2 (из цемента конгломератов). Были получены в разное время две кривые нагревания. Кроме того, для сравнения приводим данные термического анализа черного  $\beta$ -керолита (обр. № 91) и двуводного  $\alpha$ -керолита (обр. № 97) (фиг. 10, табл. 8).



Фиг. 10. Кривые нагревания  $\beta$ -керолита (обр. № 2) и двуводного  $\alpha$ -керолита (обр. № 97)

Кривые нагревания обеих модификаций керолита близки между собой: они имеют экзотермический эффект и два слабых высокотемпературных эндозффекта до экзотермики.

Различие в данных термического анализа между обеими модификациями керолита заключается в том, что у  $\alpha$ -керолита имеется еще эндозффект, отраженный в виде глубокой эндотермической остановки после экзотермического взрыва.

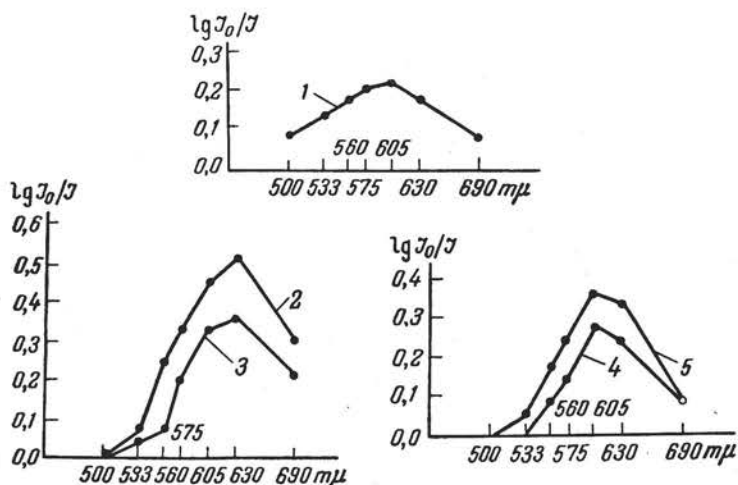
Таблица 8

Термические эффекты β-керолита  
(°C)

Минерал	Эндо	Эндо	Эндо	Эндо	Эндо
β-керолит, обр. № 2 (1946 г.)	90—160	690	790	830	—
β-керолит, обр. № 2 (1950 г.)	110—170	590—660	800	850	—
α-керолит, обр. № 97	100—150	600—640	810	830	830—860
Черный β-керолит, обр. № 91	100—180	680	775	840	—

Окраска органическими основными красителями

Органическими красителями в основном был покрашен β-керолит из обр. № 2 (фиг. 11), а β-керолит из обр. № 1 из-за недостатка материала был окрашен только бензидином и родамином Ж (табл. 9).



Фиг. 11. Кривые спектров поглощения органических красителей β-керолитом (обр. № 2).

1 — бензидиновая кривая; 2 — метиленовый голубой; 3 — метиленовый голубой + KCl; 4 — новый метиленовый голубой; 5 — новый метиленовый голубой + KCl

По отношению к метиленовому голубому и новому метиленовому голубому β-керолит ведет себя, как одноводная форма α-керолита (обр. № 102).

Самым значительным отличием β-керолита от α-керолита является их различное отношение к роданину Ж: раствор роданина Ж над окрашенным пластинчато-чешуйчатым α-керолитом не люминесцирует, а над β-керолитом люминесцирует, что говорит о несколько другом строении поверхности кристаллов β-керолита. Двойственное отношение β-керолита к органическим основным красителям вполне согласуется с двойственным характером минерала, выявляющимся под световым микроскопом (криптоточуйчатая и колломорфная части минерала).

Таблица 9

Максимумы на кривых спектров поглощения органических красителей  $\beta$ -керолитом  
( $\mu$ )

Краситель	Обр. № 1	Обр. № 2	Цвет окрашенного минерала
Бензидин . . . .	605	605	Серо-зеленый
Метиленовый голубой . . . .	—	630	Зелено-голубой
Новый метиленовый голубой . .	—	605	Голубой
Хризоидин . . . .	Окрашивается		Кирпично-красный
Родамин Ж . . . .	Раствор над окрашенным минералом люминесцирует		Красный

Таблица 10  
Данные рентгенометрического исследования  $\beta$ -керолита \*

№№ колец	Обр. № 1	Обр. № 2
	d i	d i
1	—	9,92 см.
2	7,402 см.	7,30 см.
3	—	—
4	—	4,63 сл.
5	4,553 см.	4,50 оч. см.
6	3,697 см.	3,86 ср.
7	—	—
8	2,648 см.	2,61 см.
9	—	2,53 см.
10	2,462 ш. р.	2,48 ср.
11	—	2,23 см.
12	1,707 оч. сл.	1,72 ср.
13	1,532 см.	1,517 сл.
14	—	1,44 см.
15	—	—
16	1,315 сл.	1,305 сл.
17	—	1,26 ср.
18	—	1,20 ср.
19	—	1,00 оч. сл.
		и т. д.

Аналитики: Н. Н. Слудская, С. М. Юсупова

\* Обр. № 1 — из прожилков; обр. № 2 из цемента конгломератов.

#### Рентгенометрические исследования $\beta$ -керолита

В разных лабораториях снято несколько рентгенограмм  $\beta$ -керолита (обр. № 2), из которых приводятся рентгенограмма обр. № 2 и рентгенограмма обр. № 1 (табл. 10).

Рентгенограммы  $\beta$ -керолита близки к рентгенограммам  $\alpha$ -керолита; различием между ними являются только линия 9,92 см. у  $\beta$ -керолита, всегда отсутствующая у  $\alpha$ -керолита, и линии 5,30 сл. и 5,73 сл. у  $\alpha$ -керолита, всегда отсутствующие у  $\beta$ -керолита. Все другие линии у них общие (табл. 11).

#### 4. ЧЕРНЫЙ $\beta$ -КЕРОЛИТ

Кратко описываем черный опаловидный минерал (обр. № 91), после исследования принимаемый нами за  $\beta$ -керолит.

Черный  $\beta$ -керолит залегает в виде прожилков мощностью от тонких до 2,5 см, в зоне выщелоченных серпентинитов, на участке распространения феррикеролита.



Таблица 11

Сравнение характерных линий рентгенограмм  
α-керолита и β-керолита

№№ колец	α-керолит		β-керолит	
	d	i	d	i
1	—	—	9,92	Сн.
2	7,26 — 7,31	Сл.сн.	7,30 — 7,402	Сн.
3	5,30 — 5,73	О. сл. сл.	—	—
4	4,55 — 4,572	Сн.	4,50 — 4,553	Сн.
5	3,68	Сн.	3,697—3,86	Сн. ср.
6	2,648	Сн.	2,61 — 2,648	Сн.
7	2,463—2,483	Сн. ср.	2,46 — 2,48	Ср.
8	1,70 — 1,77	Сл.	1,707—1,72	Сл. ср.
9	1,528—1,532	Сн.	1,51 — 1,532	Сл. сн.
10	1,30 — 1,33	Сл.	1,30 — 1,316	Сл.

Черный β-керолит заполняет трещинки во вмещающей породе и как бы цементирует мелкие (от 2 до 1 см в поперечнике) кусочки телеснобелого керолита (N=1,545), агрегативно поляризующего, пересеченного сетью тонкопленочных ажурных, пенообразных прожилков бесцветного опала. Обломки телеснобелого α-керолита резко отграничены от вмещающего их черного β-керолита. Черный β-керолит и телеснобелый α-керолит одновременно секутся густой сетью волосяных прожилков гидроокислов железа и марганца. Кроме того, по трещинкам усыхания черный β-керолит сетется прожилками (до 1—1,5 мм мощностью) черно-бурого неполяризующего лимонита, красного гидрогематита и телеснобелого натечного магнезиевого гидросиликата.

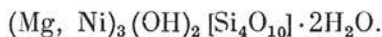
Макроскопически черный β-керолит равномерно окрашен, опаловидный, однородный, гелевидный, полупросвечивает в краях, в тонких пластинках буроватый и просвечивает; имеет плоскораковистый излом; растирается в светложелтый порошок; тонко растертые частички минерала превращаются почти в белый порошок. Блеск от матового до полустеклянного. Твердость 3. Удельный вес 2,219, низкий, характерный для β-керолита.

В шлифе под микроскопом при одном никеле черный β-керолит представляется буровато-зеленоватым, однородным, усыпанным с разной степенью густоты микроскопическими иглами гидроокиси железа (фиг. 12), часто кристаллизующихся из одного центра.

При скрещенных николях однородная масса черного β-керолита состоит из агрегативно поляризующих и колломорфных участков (фиг. 13). Микроиглы гидроокиси железа на колломорфных участках шлифа более редкие и мелкие, еле уловимые при большом увеличении микроскопа, чем на агрегативно поляризующих участках. N = 1,537—1,552. Спектральным анализом в черном β-керолите обнаружены Co (ср.), Ni (ср.), Cr (ниже следов), Ca (о. сл.), Mg (о. сн.), Mn (о. сл.), Fe (сн.), Ti (ниже следов) и Si (ср. +).

Данные спектрального анализа не противоречат данным химического анализа черного β-керолита (табл. 12).

Данные химического анализа черного  $\beta$ -керолита лучше укладываются в структурную формулу монтмориллонита, чем данные обычного  $\beta$ -керолита. Здесь нет излишка  $MgO$ , который надо было бы условно относить к поглощенным основаниям:



В черном  $\beta$ -керолите в комплекс поглощенных оснований входят  $CaO$  и щелочи.  $MnO$  является механической примесью, так как в виде очень тонких прожилков сечет черный  $\beta$ -керолит.

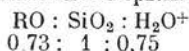
Кривая нагревания черного  $\beta$ -керолита идентична кривой нагревания обычного  $\beta$ -керолита (табл. 8, фиг. 14).

Кажется странным то обстоятельство, что в минерале химический анализ обнаруживает до 8,9%  $Fe_2O_3$  (табл. 12), а на термической кривой наличие минералов гидроокиси железа не сказывается. Такое явление может быть, как нам кажется, объяснено двумя причинами: 1) окисное железо входит в химический состав черного  $\beta$ -керолита или 2) наблюдаемые в микроскоп микроиглы гидроокиси железа являются гидрогенатомом, что согласуется

Таблица 12  
Данные химического анализа черного  $\beta$ -керолита  
(обр. № 91)

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.
$SiO_2$	47,70	0,795
$Al_2O_3$	0,96	0,009
$Fe_2O_3$	8,90	0,055
$FeO$	0,70	0,010
$MnO$	0,68	0,010
$MgO$	23,37	0,580
$NiO$	0,04	0,005
$CaO$	1,10	0,020
$TiO_2$	0,02	—
$K_2O$	0,07	—
$Na_2O$	0,47	0,008
$H_2O^-$	5,00	0,278
$H_2O^+$	10,80	0,600
Сумма без $CO_2$	99,81	

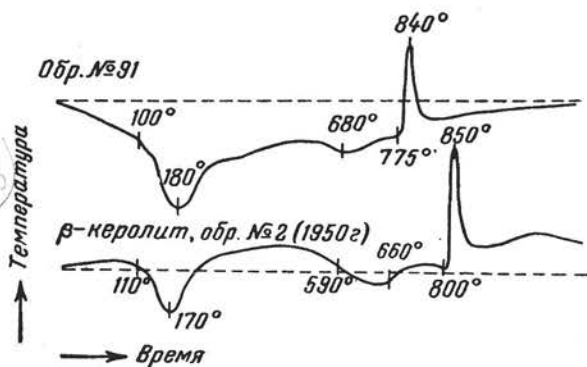
Аналитик Ферьянич.



с наличием а кривой нагревания только одного низкотемпературного эндоэффекта (фиг. 14).

Черный  $\beta$ -керолит обнаруживает по отношению к органическим красителям ту же двойственность, как и обычный  $\beta$ -керолит, т. е. он окрашивается бензидином и хризоидином как типичный монтмориллонит, а по отношению к роданину Ж ведет себя как минерал, слабо закрепляющий окрашенный катион.

Нагревание минерала производилось в муфеле до постоянного веса при каждой температуре. В черном  $\beta$ -керолите, по сравнению с обычным  $\beta$ -керолитом (обр. № 2), имеются дополнительные пики выделения воды при 200 и 600°, соответствующие выделению воды из примесей гидроокислов железа и марганца, которые в виде густой волосяной сети прожилков



Фиг. 14. Кривые нагревания черного  $\beta$ -керолита (обр. № 91) и  $\beta$ -керолита (обр. № 2)

Таблица 13

Данные окраски черного  $\beta$ -керолита органическими основными красителями

Образец	Бензидин	Хризоидин	Родамин Ж
Черный $\beta$ -керолит, обр. № 91	Окрашивает в глубокий синий цвет	Окрашивает в кирпично-красный цвет	Раствор над окрашенным минералом люминесцирует

пронизывают черный  $\beta$ -керолит. Остальные три основных этапа выделения воды (при 100, 450—500 и 700°) в обоих образцах совпадают и количественно близки (табл. 14).

Данные рентгенометрических исследований черного  $\beta$ -керолита (обр. № 91) приведены в табл. 18. Черный  $\beta$ -керолит дает линию спектра 10,08 ср., характерную для  $\beta$ -керолита.

По данным химического анализа и окраски органическими красителями, черный  $\beta$ -керолит стоит ближе к монтмориллониту, чем обычный  $\beta$ -керолит.

5. НИКЕЛЕВЫЙ  $\beta$ -КЕРОЛИТ

В Нижне-Тагильском массиве в свежем и слабо выщелоченном апонеперидотитовом серпентините наблюдаются прожилки (от тонких до 1—1,5 см мощностью) яркозеленого никелевого  $\beta$ -керолита.

Опишем имеющиеся в нашем распоряжении два образца (№ 194 и 200) никелевого  $\beta$ -керолита.

Первый образец (№ 194) представляет собою слабо выщелоченный апонеперидотитовый серпентинит с прожилком никелевого  $\beta$ -керолита (1,5 см мощностью). Макроскопически никелевый  $\beta$ -керолит яркозеленый, гелевидный, полупросвечивает в краях, хрупкий, растирается в белый порошок. Зеленая окраска минерала иногда имеет желтоватый оттенок, иногда голубой. Блеск полустеклянный. Твердость 2,5. Удельный вес 2,3722. В отдельных участках никелевый  $\beta$ -керолит по трещинам усыхания сетется сетью тончайших прожилков бесцветного халцедона, а гидрокислы марганца секут и никелевый  $\beta$ -керолит и халцедон.

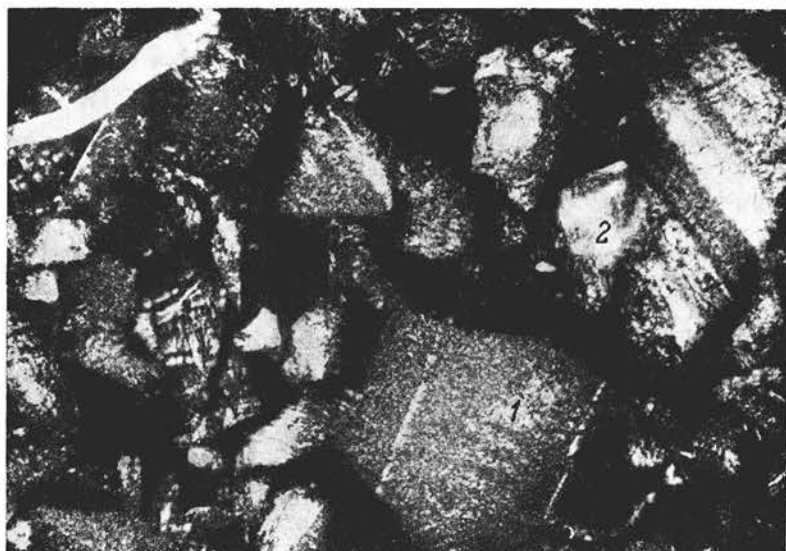
Вторым образцом (№ 200) является kern свежего апонеперидотитового серпентинита с глубины 23 м с прожилком никелевого  $\beta$ -керолита (мощностью 1,5 см). Прожилок имеет сложное строение. Кроме яркозеленого никелевого  $\beta$ -керолита, имеется еще телесный  $\alpha$ -керолит ( $N = 1,542$ ), переходящий местами в никелевый  $\alpha$ -керолит. В  $\alpha$ -керолите никелевый  $\beta$ -керолит залегает в виде хорошо ограниченных тонких прожилков. Поскольку в этой же точке имеются натечные тонкие прожилки  $\beta$ -керолита в свежем апонеперидотитовом серпентините (обр. № 1), то можно думать, что первоначально натечный  $\beta$ -керолит заполнил трещинки в  $\alpha$ -керолите, образовавшемся по прожилку серпофита, так как реликты серпофита еще видны под бинокуляром. В результате последующей обменной сорбции магния на никель образовались яркозеленый гелевидный полупросвечивающий  $\beta$ -керолит и голубовато-зеленый мылообразный никелевый  $\alpha$ -керолит, сопровождаемые отложением тонких прожилков халцедона. Магний же, освободившийся в результате обменной сорбции магния на никель, частью вынесен и частично, при изменении pH среды, отло-

Данные обезвожи  
(H<sub>2</sub>O,

Образец	Температура,						
	0—100	150	200	250	300	350	400
Черный β-керолит, обр. № 91 . . .	10,50	0,50	1,56	0,03	0,87	0,38	0,28
β-керолит, обр. № 2 . . . . .	9,06	1,78	0,24	0,06	0,26	0,81	0,09

жился тут же по тонким трещинам в виде пленок телеснобелого Mg-гидросиликата ( $N = 1,536$ ).

Макроскопически никелевый β-керолит из обр. № 200 идентичен с описанным первым образцом.



Фиг. 15. Никелевый β-керолит (обр. № 194). Иммерсионный препарат. Николи +. Увел. 150

1 — агрегативно поляризующие участки; 2 — двупреломляющие волокнистые участки

Под световым микроскопом (при одном цикле) никелевый β-керолит слабозеленоватый и представляет собой скрытокристаллические агрегаты. При скрещенных николях наблюдаются осколки агрегативно поляризующие ( $N = 1,546, 1,558, 1,573$ ) и двупреломляющие волокнистые агрегаты или неполные сферолиты, имеющие  $Ng' = 1,560, Nr' = 1,536, Ng - Nr = 0,024$  и  $Ng' = 1,584, Nr' = 1,558, Ng - Nr = 0,026$  (фиг. 15). Такие колебания показателей преломления у никелевого β-керолита объясняются меняющимся содержанием никеля.

Таблица 14

вания β-керолита  
(%)

°C										
450	500	550	600	650	700	750	800	850	900	Всего
2,90	0,00	0,60	2,30	0,31	1,08	0,51	0,04	0,13	0,00	21,99
0,81	3,46	1,13	0,69	0,41	1,37	0,43	0,15	0,00	0,00	20,75

Под электронным микроскопом также наблюдаются два вида кристаллов: мелкие пластинки с размытыми краями и более крупные (черные) удлиненные пластинки и их агрегаты (фиг. 16). Данные химического анализа приведены в табл. 15.

Окислами железа и марганца пренебрегаем как механическими примесями. Потери при прокаливании после выяснения с химиком-аналитиком принимаем за высокотемпературную воду.

Рассчитав химический анализ никелевого β-керолита на 4Si, получим его эмпирическую формулу в следующем виде:  
3,6 (Mg Ni)O · 4SiO<sub>2</sub> · 2,24H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>. Последнюю пересчитываем на структурную формулу монтмориллонита — (MgNi)<sub>3</sub>(OH)<sub>2</sub> (Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>)H<sub>2</sub>O + +0,6NiO +0,24H<sub>2</sub>O.

Полученные при пересчете излишки NiO и воды, возможно, частично являются поглощенными основаниями и частично свободным гидратом закиси никеля, тем более что в минерале под бинокуляром наблюдаются зелено-желтые пятна. Однако эти предположения пока никак не доказаны.

Спектральным анализом в никелевом β-керолите (обр. № 194) обнаружены Ni (в. ср.), Ca (о. сл.), Mg (в. ср.), Mn (следы), Fe (о. сл.), Ti (следы), Si (о. сл.), Bi (ниже следов) и Cr (сл.).

Спектральным анализом медь не обнаружена, полярографическим же методом устанавливается содержание меди в количестве до 0,0024% (табл. 15). Наличие висмута нуждается в проверке, тем

Таблица 15

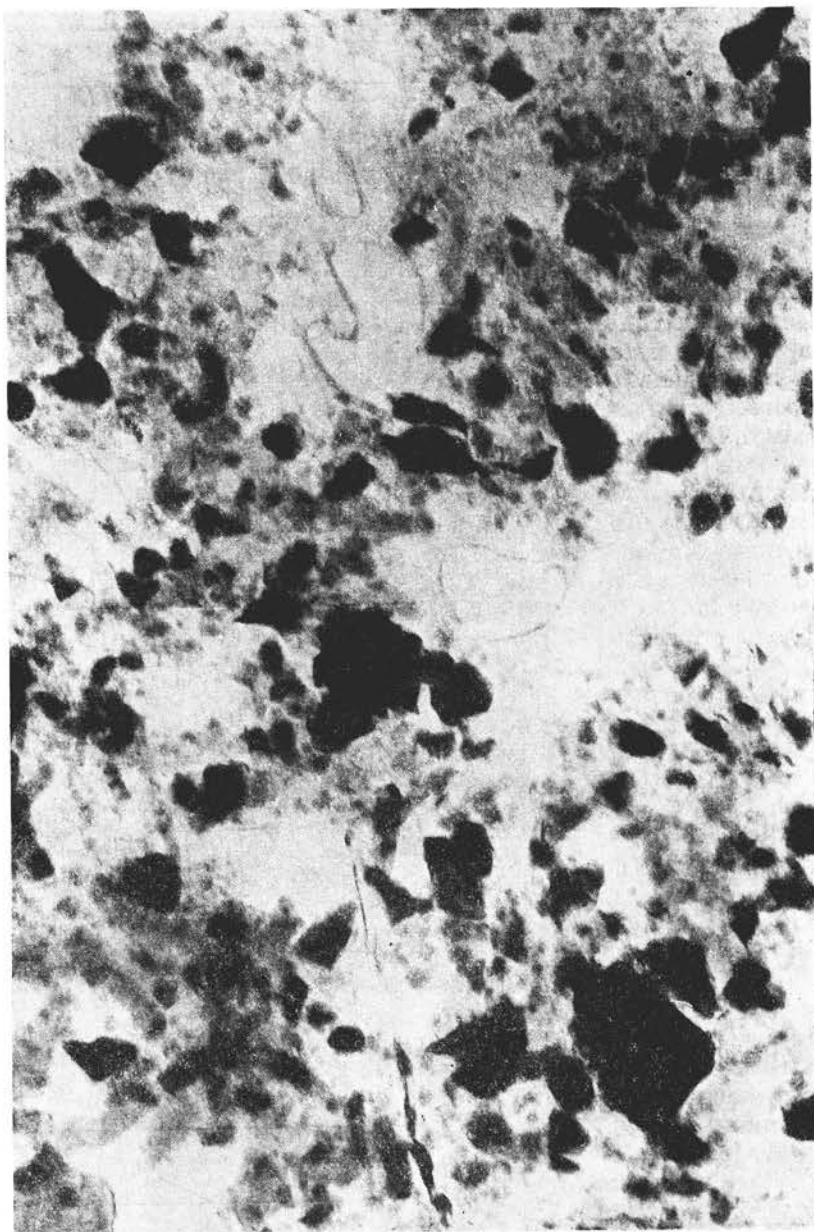
Данные химического анализа никелевого β-керолита  
(обр. № 194)

Компоненты	Вес. %	Молен. колич.
SiO <sub>2</sub>	49,47	0,824
TiO <sub>2</sub>	0,00	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Следы	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,47	0,003
FeO	0,00	—
MnO	0,05	0,001
MgO	20,05	0,497
NiO	18,06	0,242
CaO	0,00	—
CoO	Следы	—
Na <sub>2</sub> O	0,00	—
K <sub>2</sub> O	0,00	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	4,30	0,238
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,40	0,300
П.п.п.	2,90	0,161 (вода)
Сумма	100,70	
Cu	0,0024	

Аналитик О. П. Острогорская

RO : SiO<sub>2</sub> : H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>  
0,9 : 1 : 0,56

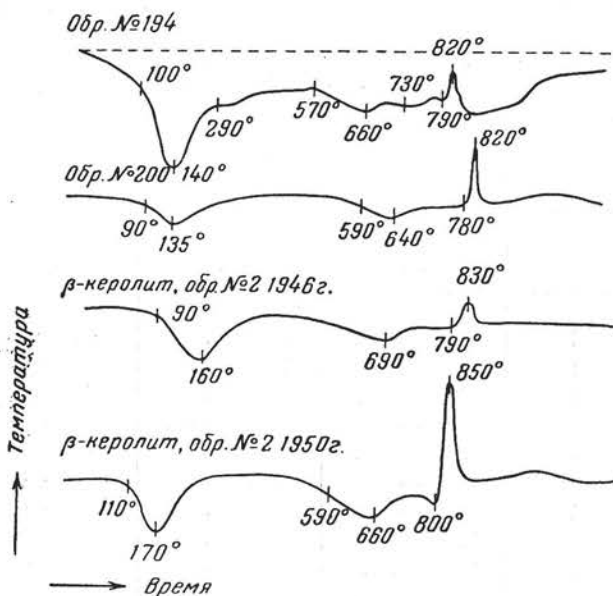
более, что полученные линии висмута «ниже следов». Все другие элементы свойственны ультраосновным породам, продуктом выветривания которых является исследуемый Mg-Ni-гидросиликат.



Фиг. 16. Никелевый  $\beta$ -керолит (обр. № 194). Электронный микроскоп.  
Увел. 22 000 (снято Б. Б. Звягиним)

Кривые нагревания никелевого  $\beta$ -керолита (обр. № 194 и 200) идентичны с кривыми нагревания  $\beta$ -керолита (обр. № 2). На кривой нагревания обр. № 194 имеются дополнительная эндотермическая остановка при  $730^{\circ}$

и малая эндотермическая остановка после экзотермики, начинающаяся при 820°, которые можно объяснить примесью доломита (фиг. 17). Незначительный эндоэффект при 290° связан с выделением воды поглощенных оснований.



Фиг. 17. Кривые нагревания никелевого β-керолита (обр. № 194 и 200).

Таблица 16

Термические эффекты на кривых нагревания никелевого β-керолита (°C)

Образец	Эндо	Эндо	Экзо
Никелевый β-керолит, обр. № 194	100—140	570—660	790—820
Никелевый β-керолит, обр. № 200	90—135	590—640	780—820
β-керолит, обр. № 2 (1950 г.) . .	110—170	590—660	800—850

Таблица 17

Отношение никелевого β-керолита к органическим красителям

№ образца	Бензидин	Родамин Ж
194	Окрашивает в глубокий синий цвет	Раствор над окрашенным минералом слабо люминесцирует
200	Окрашивает в глубокий синий цвет	Раствор над окрашенным минералом люминесцирует

## Рентгенометрические исследования

По данным рентгенометрических исследований, никелевый  $\beta$ -керолит (обр. № 194) обнаруживает сильную линию 10,86, характерную для  $\beta$ -керолита (табл. 18).

Таблица 18

Данные рентгенометрических исследований никелевого и черного  $\beta$ -керолита

№№ колец	Никелевый $\beta$ -керолит	$\beta$ -керолит	Черный $\beta$ -керолит
	Обр. № 194	Обр. № 2	Обр. № 91
	d i	d i	d i
1	10,86 сл. р.	9,92 сл.	10,08 ср. р.
2	—	7,30 сл.	—
3	4,72 ср. р.	4,63 сл.	4,64 ср. р.
4	—	4,50 оч. сл.	—
5	3,71 сл. р.	3,86 ср.	3,78 ср. р.
6	—	3,57 сл.	—
7	—	3,30 сл.	—
8	2,950 сл. р.	3,01 ср.	2,95 оч. сл.
9	2,68 сл. р.	2,61 сл.	2,68 ср. р.
10	2,535 сл. р.	2,53 сл.	2,54 сл. р.
11	—	2,48 ср.	—
12	—	2,23 сл.	—
13	1,719	1,72 ср.	1,73 сл. р.
14	—	—	1,64 сл.
15	1,545 сл. шир.	1,51 сл.	1,57 ср. р.
16	—	1,44 сл.	1,47 оч. сл.
17	1,321 оч. сл.	1,30 сл. 1,26 ср. и др.	1,34 сл. р.
Аналитики	С. И. Берхин	С. М. Юсупова	С. И. Берхин

Данные оптического изучения, нагревания, окраски органическими красителями, химического исследования и рентгена доказывают, что ярко-зеленый, гелевидный, со стекляннм блеском минерал из прожилков в коре выветривания серпентинитов Нижне-Тагильского массива является никелевым аналогом  $\beta$ -керолита.

Некоторые выводы о  $\beta$ -керолите

1. Подтверждается высказывание И. И. Гинзбурга о широком распространении  $\beta$ -керолита в природе.

2.  $\beta$ -керолит является гипергенным минералом, образующимся, по нашим наблюдениям, синтетическим путем (из растворов) в нижних зонах коры выветривания.

3.  $\beta$ -керолит выделяется из растворов, содержащих Mg, Ni, Si, при более высоких pH среды, после выделения из них никелевых гидросиликатов. Альфа-керолит и  $\beta$ -керолит являются типичными метаколлоидами.



4. Гипергенные натечные гелевидные магнезиальные гидросиликаты, повидимому, большею частью являются  $\beta$ -керолитом.

5. Цвет минерала меняется в зависимости от содержания дополнительных к его основному химическому составу катионов (Ni, Fe, Mn, вероятно, и некоторых других). Необходимо считать установленным наличие никелевого аналога  $\beta$ -керолита (обр. № 194 и 200).

6.  $\beta$ -керолит отличается от  $\alpha$ -керолита не только оптически, термически, рентгенометрически, но еще и следующими свойствами.

а) Люминесценцией водного раствора над осадком  $\beta$ -керолита, окрашенным родамином Ж.

б) У  $\alpha$ -керолита глубокий высокотемпературный эндоэффект на кривых нагревания фиксируется после экзотермики, а у  $\beta$ -керолита этого не наблюдается (фиг. 10).

в)  $\beta$ -керолит, по сравнению с  $\alpha$ -керолитом, характеризуется низким удельным весом, что связано со структурой минерала.

г)  $\beta$ -керолит образуется, повидимому, только синтетически из растворов, о чем свидетельствует залегание его в виде прожилков в свежих серпентинитах и в виде цемента в конгломератах с галькой серпентинита.

7. Двуводный  $\alpha$ -керолит образуется на месте, непосредственно при разложении серпентина, с привнесом кремнезема или благодаря частичному выносу магния, а также и синтетически.

Одноводный  $\alpha$ -керолит выпадает из растворов в виде тонких прожилков, заполняя трещины в серпентините, или образуется, возможно, по серпофиту в прожилках.

$\beta$ -керолит же, образующийся синтетическим путем из растворов, по отношению к бензидину, метиленовому голубому и новому метиленовому голубому ведет себя как одноводный  $\alpha$ -керолит.

8. Двойственность оптических данных  $\beta$ -керолита (агрегативно поляризующие и колломорфные участки в макроскопически однородном минерале) повторяется и в его отношении к органическим красителям. С одной стороны,  $\beta$ -керолит красится бензидином как минерал монтмориллонитовой группы, имеющий пластинчато-чешуйчатую форму кристаллов, с другой, — дает люминесценцию при окраске его родамином Ж, как типичный минерал, слабо закрепляющий краситель. Нам представляется возможным объяснить такую двойственность минерала тем, что первоначально натечный колломорфного строения минерал частично преобразовался в агрегативно поляризующий (тонкодисперсный) магнезиальный гидросиликат (метаколлоид).

9.  $\alpha$ - и  $\beta$ -керолит имеют не совсем идентичные, но однотипные решетки, близкие к решетке монтмориллонита; они способны образовать смешанные кристаллы как между собой, так и с минералами монтмориллонитовой группы.

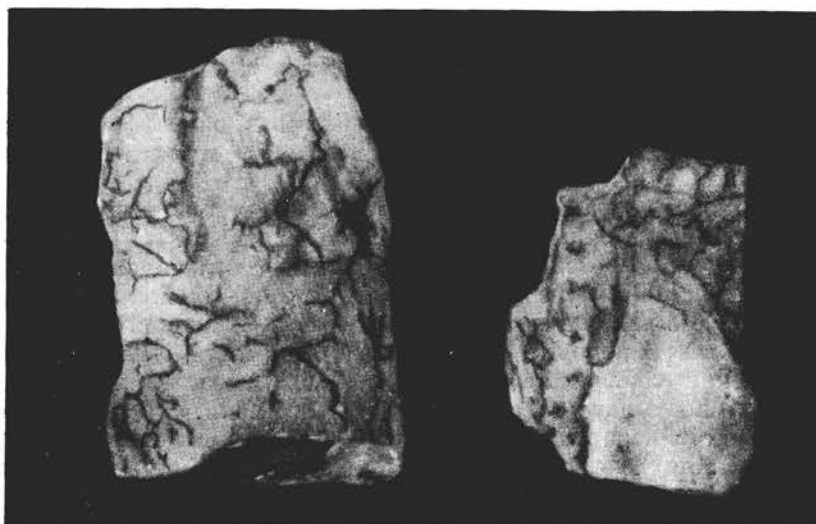
10. Характерным для  $\alpha$ -керолита является наличие в рентгенограмме линий 5, 30, 5, 73 сл, а для  $\beta$ -керолита — отсутствие линии 5,30, 5, 73 сл. и наличие линий 9, 92 или 10, 86 сл.

#### 6. ФЕРРИКЕРОЛИТ



В рассланцованном и керолитизированном серпентините Нижне-Тагильского массива наблюдается участок, в котором телеснобелый  $\alpha$ -керолит (обр. № 25) изменен в буровато-желтый железосодержащий магнезиально-никелевый гидросиликат. Указанный гидросиликат нами условно был назван «феррикеролитом» за содержание в нем окисного железа,

обусловившего буровато-желтый цвет минерала, и за идентичные условия образования с  $\alpha$ -керолитом. Нам кажется, что следует оставить это название и после более детального изучения этого минерала, который обладает одновременно свойствами двухводного  $\alpha$ -керолита и свойствами ферримонтмориллонита (нонтронита).



Фиг. 18.  $\alpha$ -керолит по трещинам усыхания проникнут гидроксидами железа (обр. № 97). Увел. 17, косой свет

Макроскопически феррикеролит буровато-желтый, то более темный, то более светлый; гелевидный, хрупкий, не просвечивает. Твердость 2,5. Удельный вес 2,35<sup>1</sup>. Содержит реликты телеснобелого  $\alpha$ -керолита. Феррикеролит в более темных участках образца переходит в темнозеленый нонтронит. Наблюдения показывают, что изменение  $\alpha$ -керолита в феррикеролит начинается с того момента, когда телеснобелый  $\alpha$ -керолит по трещинкам усыхания проникается гидроксидами железа (фиг. 18). Затем такой  $\alpha$ -керолит несколько желтеет и в буровато-желтой массе остаются только реликтовые пятна телеснобелого  $\alpha$ -керолита. Дальнейшей стадией является побурение реликтов  $\alpha$ -керолита, и минерал во всей своей массе становится однородно окрашенным в буровато-желтый цвет (обр. № 54 и 97). Процесс на этом не останавливается. Дальнейшая хемосорбция феррикеролитом катионов окисного железа и вынос магния вызывают первоначально потемнение, а затем позеленение феррикеролита, т. е. образование нонтронита. Под электронным микроскопом феррикеролит (обр. № 54) состоит из чешуек с размытыми краями и лейстовидных длинных кристаллов, подобных нонтрониту (фиг. 19).

Феррикеролит под микроскопом в шлифе и в иммерсионном препарате при одном николе буровато-желтый, в виде частичек неправильных очертаний с шагреневой поверхностью. При скрещенных николях он агрегативно поляризует,  $N = 1,555-1,557$ . Наблюдаются отдельные частички (совершенно однородные без анализатора) при скрещен-

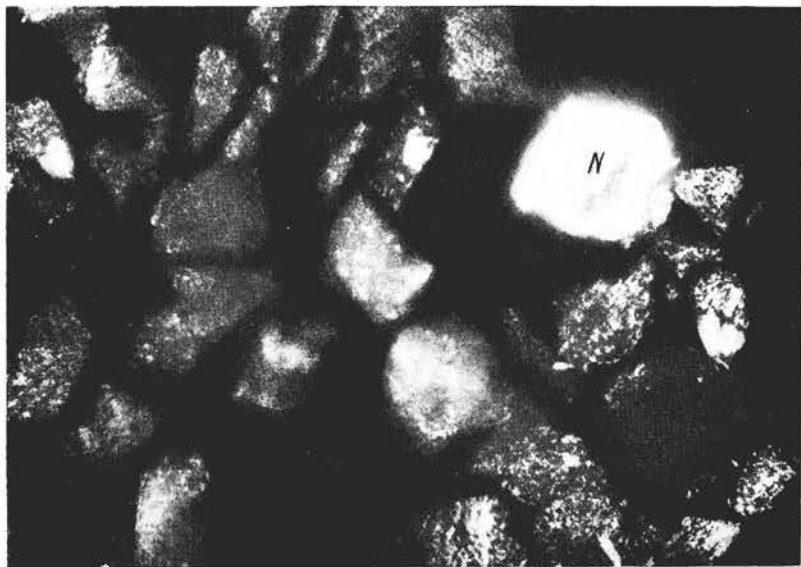
<sup>1</sup> Для определения удельного веса минерал дробился на частички величиной до 1 мм и мельче; воздух из него выкачивался в вакуумной установке с водоструйным насосом.

ных николях частью агрегативно поляризующие, а частью обладающие двупреломлением от 0,004 до 0,015. Показатели преломления двупреломляющей части следующие:  $N_{g'} = 1,561$ ,  $N_{p'} = 1,557$ ,



Фиг. 19. Феррикеролит (обр. № 54). Электронный микроскоп. Увел. 7000 (снято Е. С. Рудницкой)

$N_g - N_p = 0,004$ . В иммерсионных препаратах среди пластинок феррикеролита наблюдаются чешуйки нонтронита (фиг. 20).



Фиг. 20. Феррикеролит (обр. № 54). Иммерсионный препарат. Николи +. N — нонтронит. Увел. 150

Спектральным анализом в феррикеролите обнаружены Ni (о. сн.), Са (сл.), Mg (о. сн.), Mn (следы), Fe (о. сн.), Si (о. сн.) и Al (слабый).

Очень слабые линии марганца объясняются наличием в феррикеролите тончайших дендритов гидроокислов марганца.

Повторный спектральный анализ подтвердил отсутствие меди в феррикеролите.

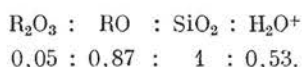
Данные химического анализа приведены в табл. 19.

Таблица 19

Данные химического анализа феррикеролита  
(обр. № 54)

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.	Атомные количества	Свободная Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> вес. %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> входящая в силикат. вес. %
SiO <sub>2</sub>	48,47	0,807	0,807	—	—
TiO <sub>2</sub>	Следы	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38	0,003	0,006	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,80	0,036	0,020	4,54	1,73
FeO	0,00	—	—	—	—
MnO	0,00	—	—	—	—
MgO	24,21	0,600	0,600	—	—
NiO	7,47	0,101	0,101	—	—
CaO	0,00	—	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	0,00	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	0,00	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	6,13	0,340	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7,76	0,431	0,862	—	—
С у м м а	100,22				

Аналитик А. Н. Разживина

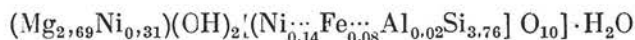


Отношение окислов, в основном соответствующее керолиту, показывает недостаток оснований до теоретического.

Определение свободной Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Dion, 1944) в феррикеролите обр. № 54 (аналитик А. И. Покровская) дало 4,54%, а оставшейся в осадке (связанной в силикате) — 1,73%; всего Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 6,27%.

Полученный результат близок к данным химического анализа, приведенным в табл. 19. Таким образом, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> входит в феррикеролит в количестве 1,73%, равномерно окрашивая минерал в буровато-желтый цвет.

Пересчет химического анализа феррикеролита с исключением свободной Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> дает следующую структурную формулу:



Недостающие валентности кремния до 4-х в тетраэдрической координации замещаем Al, Fe<sup>III</sup> и Ni<sup>III</sup>.

Дальнейшая хемосорбция феррикеролитом катионов железа вызывает перестройку решетки феррикеролита, выражающуюся в фиксации минералом железа в шестерной координации (и выносе магния), приводящем в конечном итоге к образованию по феррикеролиту зеленого нонтронита. Следовательно, при определенных условиях, создаваемых средой выветривания, решетка керолита перестраивается в решетку нонтронита.

При изменении феррикеролита в нонтронит прослеживаются все стадии от первоначального потемнения минерала до его позеленения.

### Термические исследования

Термическая кривая феррикеролита не отличается от кривой нагрева-ния двуводного  $\alpha$ -керолита (обр. № 25, табл. 20). Небольшая остановка

Таблица 20

Термические эффекты на кривых нагревания  
(°C)

Образец	Эндо	Эндо	Эндо	Экзо	Эндо
Феррикеролит, обр. № 54	100—160	330	635—680	820—840	850
$\alpha$ -керолит, обр. № 25	100—150	—	590—660	800—830	870
Нонтронит	90—180	—	380—465	825—865	—

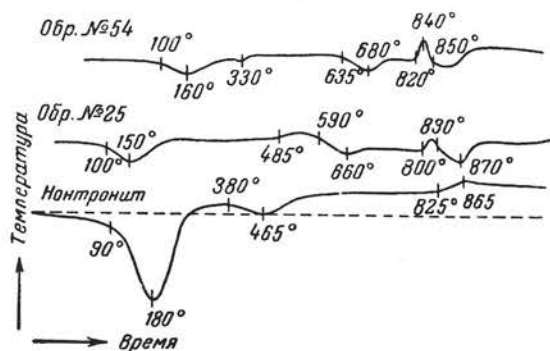
на кривой нагревания (обр. № 54) при 330° доказывает наличие в феррикеролите свободной гидроокиси железа (гидрогетита), установленной и химическим анализом.

Термическая кривая нонтронита отличается от термической кривой феррикеролита (фиг. 21).

Минерал выдерживался в термостате в течение 6 часов при температуре 110°. С 250 по 700° нагревание производилось в муфеле с выдержкой по 2 часа при каждой температуре, указанной в табл. 21. При температурах 800 и 900° — в муфеле по 1 часу.

Намечаются три этапа выделения воды в феррикеролите (фиг. 22). Половина всей воды является гигроскопической водой (8,04%), выделяющейся до 110°.

По данным И. И. Гинзбурга, такое же количество гигроскопической воды было получено при обезвоживании нонтронита. Воду (1,5%), выделяющуюся от 100 до 250°, И. И. Гинзбург считает характерной для нонтронита, называя ее межплоскостной. Около 200° выделяется вода гетита. В феррикеролите точно так же в интервале 100—250°

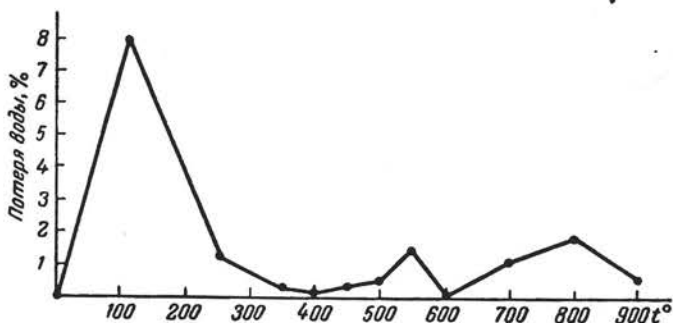


Фиг. 21. Кривые нагревания феррикеролита (обр. № 54),  $\alpha$ -керолита (обр. № 25) и нонтронита

Данные обезвоживания  
(H<sub>2</sub>O)

Образец	Температура						
	110	150	200	250	300	350	400
Феррикеролит, обр. № 54 . . . . .	8,04	—	—	1,32	—	0,37	0,23
Нонтронит, обр. № 9 . . . . .	12,33	1,30	0,69	—	1,18	0,47	1,48

выделяются 1,32% межплоскостной воды и воды гидрогетита. Вода высокотемпературная, выделяющаяся в два этапа выше 250°, является гидроксильной, как и на кривой нагревания феррикеролита (фиг. 21). Темпе-



Фиг. 22. Кривая обезвоживания феррикеролита (обр. № 54).

ратура выделения этой воды на кривой обезвоживания феррикеролита соответственно ниже, чем на его термической кривой. Полной аналогии кривой обезвоживания феррикеролита с кривой обезвоживания нонтронита не наблюдается.

Таблица 22

**Максимумы на кривых спектров поглощения органических красителей  
феррикеролитом**  
( $\mu$ )

Краситель	Феррикеролит, обр. № 54		$\alpha$ -керолит, обр. № 25	
	максимум	Цвет окрашенного минерала	максимум	Цвет окрашенного минерала
Бензидин . . . . .	605	Серо-зеленый	605	Серо-зеленый
Метиленовый голубой . . . . .	630	Яркий зеленый	630	Сине-зеленый
Метиленовый голубой + KCl . . . . .	630	—	630	—
Новый метилен голубой . . . . .	630	—	630	—
Новый метиленовый голубой + KCl . . . . .	630	—	630	—
Хризоидин . . . . .	—	Оранжево-красный	—	Оранжево-красный

Таблица 21

феррикеролита и нонтронита  
в %)

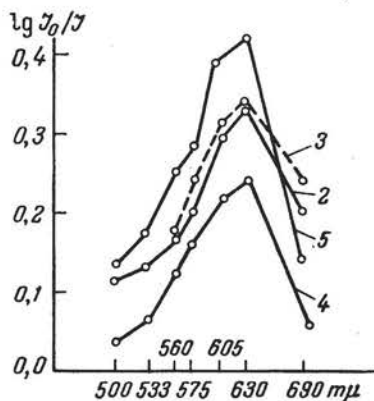
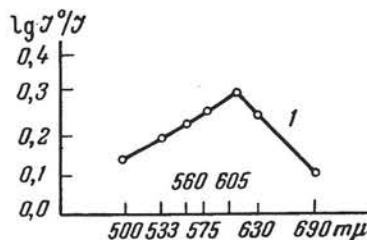
нагревания, °С										
450	500	550	600	650	700	750	800	850	900	Всего
0,41	0,49	1,50	0,17	—	1,10	—	1,85	—	0,64	16,12
0,20	0,75	—	0,78	0,26	—	0,30	—	—	—	19,74

По отношению к органическим основным красителям (табл. 22) феррикеролит ведет себя как двуводный  $\alpha$ -керолит (фиг. 23). Реакция с родамином Ж не дает люминесценции раствора над окрашенным минералом, что также характерно для минералов монтмориллонитовой группы и  $\alpha$ -керолита. Рентгенограмма феррикеролита (табл. 23) очень близка к рентгенограмме  $\alpha$ -керолита (обр. № 25).

### Генезис феррикеролита

В профиле коры выветривания Нижне-Тагильского серпентинитового массива феррикеролит залегает в зоне выщелоченных серпентинитов. Бесспорное гипергенное происхождение феррикеролита доказывается 1) его местоположением в петлях сети гипергенных кварцево-халцедоновых прожилков с сетью тощкопленочных прожилков опала, 2) наличием в нем реликтов  $\alpha$ -керолита и 3) метакolloидным его характером, типичным для многих минералов, образованных в коре выветривания.

При обобщении парагенетических данных феррикеролита на основании наблюдений большого количества образцов устанавливается, что 1) феррикеролит образуется по  $\alpha$ -керолиту; 2) феррикеролит изменяется в нонтронит, так как является одним из стадийных минералов выветривания в ряде гипергенного изменения серпентина: серпентин  $\rightarrow$   $\alpha$ -керолит  $\rightarrow$  феррикеролит  $\rightarrow$  нонтронит.



Фиг. 23. Кривые спектров поглощения органических красителей феррикеролитом (обр. № 54).

1 — бензидиновая кривая; 2 — метиленовый голубой; 3 — метиленовый голубой + KCl; 4 — новый метиленовый голубой; 5 — новый метиленовый голубой + KCl

### Некоторые выводы о феррикеролите

1. По данным термического анализа, отношению к органическим основным красителям, отношению окислов химического анализа и оптике, феррикеролит является двуводной формой  $\alpha$ -керолита.

Таблица 23

## Данные рентгенометрических исследований феррикеролита

№№ колец	α-керолит, обр. № 25		Феррикеролит, обр. № 54	
	d	i	d	i
1	11,54*	Ср. р.	10,08	Сн.
2	5,30	Сл.	5,32	Оч. сл.
3	4,80	Ср.	4,72	Сн. р.
4	3,94	Ср. р.	3,78	Сл.
5	—	—	3,28	Сл. р.
6	2,95	Сл.	2,9998	Оч. сл. р.
7	—	—	2,72	Ср. р.
8	2,64	Ср.	2,53	Ср. р.
9	—	—	2,32	Оч. сл. р.
10	1,77	Сл. р.	1,788	Сл. р.
11	1,74	Ср. р.	1,727	Ср.
12	1,57	Сн.	1,569	Сн.
13	—	—	1,484	Оч. сл.
14	1,343	Ср. р.	1,334	Ср. р.

Аналитик С. И. Берхин.

\* Наличие линии 11,54 ср. р. говорит о примеси Mg-монтмориллонита.

2. По данным рентгенометрического исследования, феррикеролит является переходным стадийным минералом (линия 10,08 см.) от керолита к нонтрониту.

3. Феррикеролит благодаря равномерному буровато-желтому цвету, содержащему связанного  $Fe^{2+}$  (около 2%), кривой обезвоживания и характеру рентгенограммы является, возможно, оригинальным стадийным минералом. На основании того, что феррикеролит обладает физическими и химическими свойствами близкими и к α-керолиту, и к нонтрониту, можно сделать вывод, что феррикеролит является смешанным кристаллом, состоящим из смеси решеток керолита и ферримонтмориллонита (нонтронита).

Первоначально трехвалентное железо в виде гидроокиси по трещинам усыхания пропитывает α-керолит. Дальнейшая хемосорбция  $Fe^{3+}$  приводит к образованию сначала феррикеролита, а затем нонтронита. По мере увеличения нонтронитового компонента (вхождения  $Fe^{3+}$  в октаэдрическую координацию решетки) феррикеролит из буровато-желтого становится темным, оливково-зеленым. Наблюдения над образцами показывают, что феррикеролит непосредственно изменяется в темнозеленый с жирным блеском нонтронит.

## II. ГРУППА ДЕВЕЙЛИТА

1. МАТЕРИАЛЫ ДЛЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ДЕВЕЙЛИТА  
( $4MgO \cdot 3SiO_2 \cdot 3H_2O$ )

В Нижне-Тагильском серпентинитовом массиве наблюдается несколько типов минералов белого цвета с разными оттенками, являющиеся продуктами выветривания серпентина и серпофита. Продукты изменения серпентина и серпофита телесного цвета с кремовым оттенком, агрегативно



поляризующие, определены как двуводная форма  $\alpha$ -керолита (обр. № 25, 97 и др.). Агрегативно поляризующие телеснобелые с бело-розовым оттенком, из прожилков, определены как одноводная форма  $\alpha$ -керолита (обр. № 102). В обеих этих разностях всегда видна тонкопленочная сеть прожилков бесцветного опала, в петлях которой и залегает керолит как в скорлупе, в виде плотных комочков, повторяющих форму замкнутого пространства, ограниченного тонкопленочным опалом.

Кроме того, в прожилках выветрелого серпофита наблюдаются более ранние, чем девейлит, белые фарфоровидные изотропные продукты изменения серпентина. К сожалению, не было произведено их химического анализа, а исследовались только физические свойства (обр. № 31, 62 и 110а). Характерным для минералов этих образцов является то, что они, образуясь по серпофиту в прожилках, не содержат сети тонкопленочных прожилков опала. Отсутствие опала в начальных белых продуктах изменения серпофита является резким отличием их от  $\alpha$ -керолита.

Опишем наиболее характерные образцы продуктов изменения серпофита из прожилков (обр. № 31, 62 и 110а). Для сравнения приведем данные исследования образцов девейлита, переданных нам Г. С. Грицаенко (обр. 30 А, 127).

**Образец № 31.** Минерал залегает в виде плотного белого, похожего на магнезит, прожилка, от 1 до 3 см мощностью, в крепком мало выщелоченном апоперидотитовом серпентините. Под биноклем видно, что основная масса прожилка состоит из белого минерала, содержащего реликты серпентинита и зеленого гелевидного серпофита. Наблюдается полное отсутствие опала в белом минерале.

Макроскопически белый минерал фарфоровидный, с плоскораковистым изломом. Твердость 3,5. Удельный вес 2,4162. Под микроскопом при одном никеле — бесцветен, в виде гладких плотных агрегатов. Содержит реликты серпофита. При скрещенных николях — изотропный;  $N = 1,550$ .

Белый фарфоровидный минерал (1-я стадия) изменяется в такой же фарфоровидный, но более темный, серовато-телесный минерал (2-я стадия). В этом последнем минерале под биноклем видны редкие выделения опала в виде бесцветных прозрачных тонких пленок, выстилающих мелкие поры (фиг. 24).

Серовато-телесный минерал 2-й стадии при одном никеле бесцветен и имеет вид также плотных агрегатов; он гладкий или с заметной еще шагреневою поверхностью. При скрещенных николях — изотропен, но просветляется при увеличении света;  $N = 1,521$  и чуть выше.

Этот серовато-телесный минерал в свою очередь переходит в розовато-телесный минерал с петельчатой структурой из тонкопленочных прожилков опала, в петлях которой он и залегает (3-я стадия).

Розовато-телесный минерал 3-й стадии при одном никеле — бесцветен, в виде плотных агрегатов с шагреневою поверхностью. При скрещенных николях — агрегативно поляризует;  $N = 1,535$  (фиг. 25).

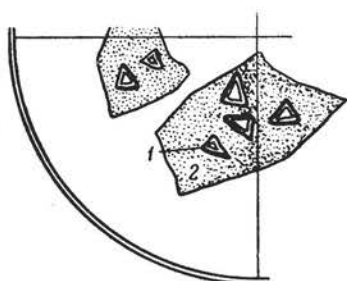
Под электронным микроскопом (фиг. 26) видны два минерала, различающиеся между собой морфологически: преобладают крупные изометричные кристаллы над мелкими иголками, повидимому, серпофита.

**Образец № 110а.** Этот образец представляет собою прожилков светлозеленого тонковолокнистого серпофита в выщелоченном апоперидотитовом серпентините, большей частью неравномерно выветрелый до минерала белого цвета.

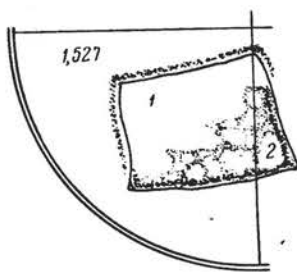
Образующийся по серпофиту белый минерал макроскопически плотный, фарфоровидный, без прожилков опала, с плоскораковистым изло-

мом, более мягкий, чем серпофит. Содержит реликты серпофита. При одном никеле — бесцветен, наблюдается в виде скрытокристаллических агрегатов. При скрещенных николях — изотропен, но при включении линзы Лазо равномерно просветляется;  $N = 1,549$ .

По этому белому минералу развивается серовато-телесный фарфоровидный минерал, который при скрещенных николях имеет серую интерференционную окраску первого порядка ( $N = 1,548$ ).



Фиг. 24. Серовато-телесные фарфоровидные начальные продукты выветривания серпофита (2-я стадия) с опалом в порых (обр. № 31). Иммерсионный препарат (зарисовка)  
1 — поры с опалом; 2 — начальные продукты разложения серпофита



Фиг. 25. Переход серовато-телесных фарфоровидных продуктов выветривания серпофита (2-я стадия) в агрегативно полярирующий минерал ( $N=1,535$ ; 3-я стадия). (Обр. № 31). Иммерсионный препарат (зарисовка)

1 — серовато-телесный фарфоровидный минерал; 2 — агрегативно полярирующий минерал; 1,527 — показатель преломления жидкости

Кроме того, все эти минералы секутся тонкими, видимыми только под бинокляром, прожилками агрегативно полярирующего натечного минерала ( $N = 1,495$ ), принимаемого нами за  $\beta$ -керолит.

На снимке разложенного серпофита (обр. № 110а) под электронным микроскопом (фиг. 27) видны по меньшей мере два минерала: изометричные крупные пластинки или бруски (неясно) и мелкие иголки серпофита. Для сравнения приводим снимок под электронным микроскопом девейлита (фиг. 28, обр. № 127), исследованный химически, оптически и нагреванием. При внимательном рассмотрении снимка под электронным микроскопом в обр. № 127 также можно видеть примесь мелких иголок серпентинового минерала.

Макроскопическое описание, оптические свойства продуктов выветривания серпофита и данные исследования девейлита (обр. № 30 А и 127) приведены в табл. 24.

### Термические исследования

Из-за недостатка материала кривые нагревания (табл. 25) получены только из обр. № 31 и 110а. Для сравнения приводим еще две кривые нагревания девейлита (обр. № 127) и серпофита (обр. № 17<sup>1</sup>).

<sup>1</sup> Обр. № 17 передан нам Г. С. Грицаенко.

Все кривые нагревания исследованных образцов (обр. № 31, 110а и 127<sub>1</sub>) идентичны между собою за исключением кривой нагревания



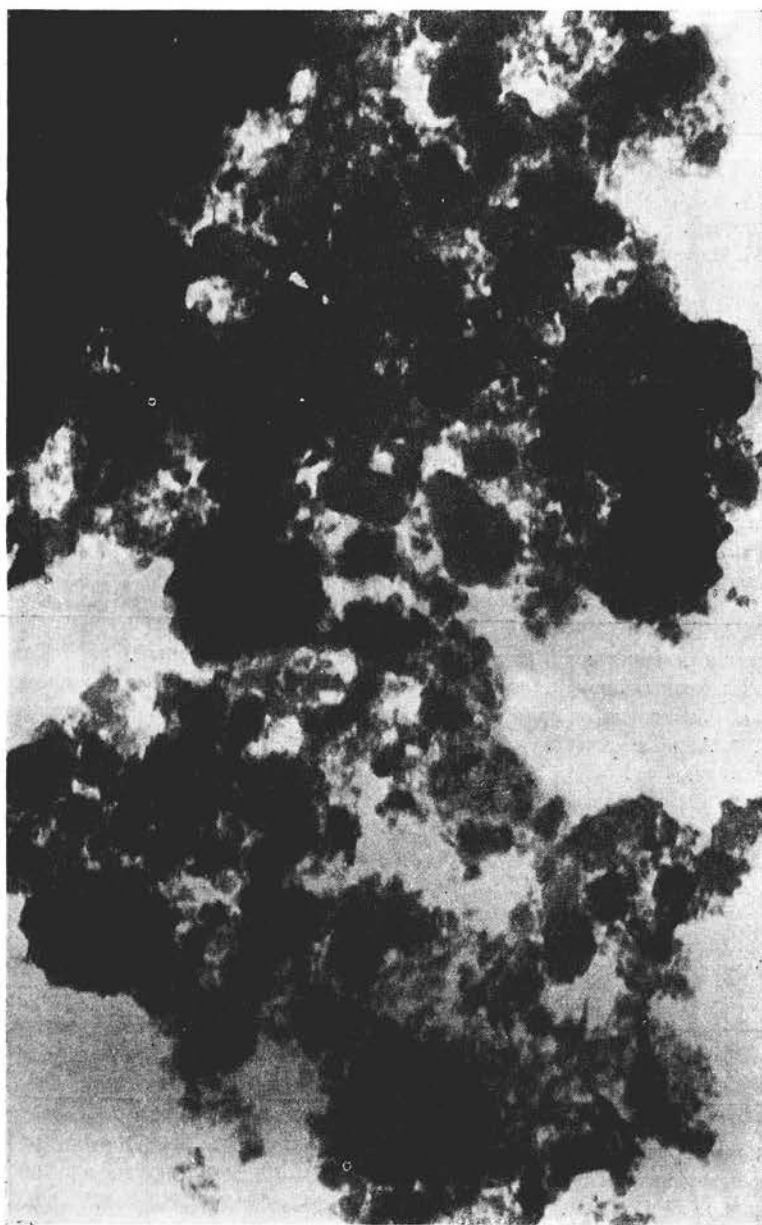
Фиг. 26. Продукты выветривания серпфита (обр. № 31). Электронный микроскоп. Увел. 28 000 (снято Е. С. Рудницкой)

(обр. № 127<sub>2</sub>), где второй экзотермический эффект мы объясняем примесью серпфита (фиг. 29).

В предыдущих наших исследованиях (Гинзбург и Рукавишникова, 1951) замечено, что кривые нагревания начальных стадий выветривания серпфита отличаются от кривых нагревания свежего серпфита только отсутствием низкотемпературного эндоэффекта. Следовательно, осветление серпфита до белого цвета не вызывает еще глубоких изменений в нем. Характерным является и то обстоятельство, что нет в нем выделений опала; это наиболее ранняя стадия выветривания серпфита. Изученные же продукты выветривания серпфита (обр. № 31, 62 и 110а) являются следующей, значительно более поздней фазой выветривания серпфита, что доказывается оптикой, рентгеном и кривыми нагревания. Здесь экзотермический эффект на кривой нагревания отмечается при более низкой температуре, чем в серпфите обр. № 17 (тоже уже затронутым выветриванием).



Фиг. 27. Разложенный серпентит (обр. № 110а). Электронный микроскоп. Увел. 24 000 (снято Б. Б. Звягиным).



Фиг. 28. Девейлит (обр. № 127). Электронный микроскоп. Увел. 16 000  
(снято Б. Б. Звягиным)

Таблица 24

## Сравнительные данные исследования продуктов выветривания серпофита с девейлитом

Стадии	Обр. № 31	Обр. № 110а	Обр. № 62	Обр. № 30А	Обр. № 127
1-я	Белый, фарфоровидный, без опала. Изотропный, $N = 1,550$ . Изменяется в серовато-телесный минерал	Белый, фарфоровидный, без опала, $N = 1,549$	Белый, фарфоровидный, без опала. Изотропный, $N = 1,549$	—	—
2-я	Серовато-телесный, фарфоровидный, с редкими порами, содержащими опал. Изотропный, $N = 1,521$ . Изменяется в телесный, агрегативно поляризующий минерал	Серовато-телесный, фарфоровидный. Изотропный, $N = 1,548$	Телесный, плотный, фарфоровидный, без опала, $N = 1,546$	—	—
3-я	Телесный, сечется сетью пленочных прожилков бесцветного опала. Агрегативно поляризует, $N = 1,535$	Телесный, агрегативно поляризует, $N = 1,539$	Телесный, с опалом. Агрегативно поляризует, $N = 1,539$	Телесный, с розоватым оттенком. Пререзчен прожилками тонкопленочного опала. Агрегативно поляризует, $N = 1,539$	Телесный, с кремовым оттенком. Содержит пленки опала. Агрегативно поляризует, $N = 1,537$

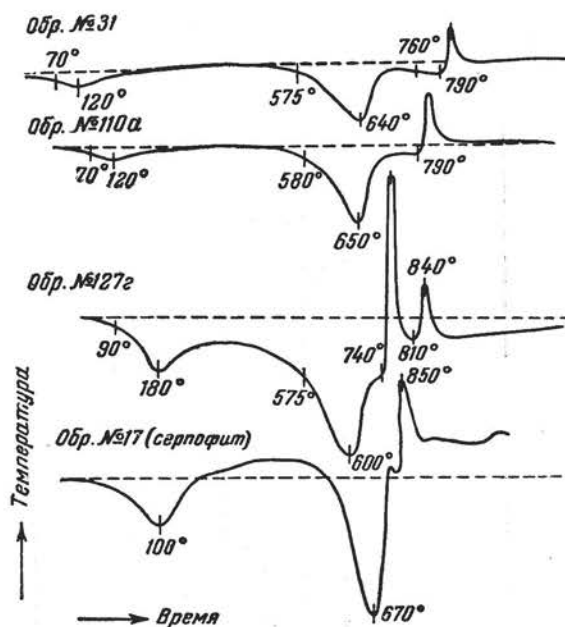
Таблица 25

## Данные нагревания девейлита и продуктов выветривания серпофита (°С)

Минерал	Эндо	Эндо	Экзо	Эндо	Экзо
Продукты выветривания серпофита, обр. № 31	70—120	575—640	Начало 790	—	—
Продукты выветривания серпофита, обр. № 110а	70—120	580—650	Начало 790	—	—
Девейлит, обр. № 127 <sub>1</sub> . . . . .	100—160	620—665	775—925	—	—
Девейлит, обр. № 127 <sub>2</sub> (примесь серпофита) . . . . .	90—180	575—600	Начало 740	810	840
Серпофит, обр. № 17 . . . . .	100	670	—	—	850

## Окраска органическими основными красителями

В табл. 26 приведены результаты фотометрирования окрашенных продуктов выветривания серпофита (обр. № 31 и 110а), зеленого серпофита, слабо затронутого выветриванием (обр. № 110а), девейлита (обр. № 30А



Фиг. 29. Кривые нагревания. Обр. № 31, 110а — продукты выветривания серпофита; обр. № 127г — смесь девейлита с другими магнезиальными гидросиликатами

и 127), а также (для сравнения) двуводной и одноводной формы  $\alpha$ -керолита (обр. № 2 и 102).

Продукты выветривания серпофита (обр. № 31 и 110а) красятся и фотометрируются одинаково с девейлитом (обр. № 30 А), а обр. № 127 ведет себя отлично от указанных выше образцов только по отношению к метиленовому голубому.

Данные окраски девейлита и продуктов выветривания серпофита отличаются от данных окраски двуводной формы  $\alpha$ -керолита и совпадают с данными одноводной формы  $\alpha$ -керолита (обр. № 102), кривые же нагревания девейлита и продуктов выветривания серпофита, наоборот, близки к кривым нагревания двуводного  $\alpha$ -керолита (фиг. 7) и резко отличны от кривой нагревания одноводной формы  $\alpha$ -керолита (обр. № 102, фиг. 7).

Слабо затронутый выветриванием зеленый серпофит (обр. № 110а<sub>1</sub>) и двуводный  $\alpha$ -керолит (обр. № 2) имеют одинаковые кривые фотометрирования.

### Рентгенографические исследования

Рассматриваемые продукты выветривания (обр. № 31, 62, 110а), по данным рентгена (табл. 27), ближе всего стоят к девейлиту (обр. № 30 А и № 127). По нашим наблюдениям, оба последние образца, подвергнутые рентгенометрическим исследованиям, являются смесями девейлита с другими стадийными водными магнезиальными силикатами.

Для выяснения структуры девейлита приводим еще рентгенограммы двуводного  $\alpha$ -керолита (обр. № 2), девейлита (по Сельффриджу) и магнезиально-никелевого монтмориллонита (обр. № 87).

Таблица 26

Максимумы на кривых спектров поглощения органических красителей девейлитом и продуктами выветривания серпофита (м $\mu$ )

Минерал	Красители						хризоидин	родамин Ж
	бензидин	метилен. голубой	метиленовый голубой + КС1	новый метиленовый голубой	новый метиленовый голубой + КС1			
Продукты выветривания серпофита, обр. № 31 .	605	630	630	605	605	Интенсивно-оранжевый	Не люминесцирует раствор надокрашенным минералом	
Продукты выветривания серпофита, обр. № 110а	605	630	630	605	605	Оранжевый	Не люминесцирует раствор надокрашенным минералом	
Зеленый серпофит, обр. № 110а <sub>1</sub> . . . . .	605	630	630	630	630	Светло-оранжевый	Не люминесцирует	
Девейлит, обр. № 30А .	Цвет окрашенного минерала серый со слабым зеленоватым оттенком	630	630	605	605	—	—	
Девейлит, обр. № 127 .		605	605	605	605	Оранжевый	Не люминесцирует	
Двуводный $\alpha$ -керолит, обр. № 2 . . . . .	605	630	630	630	630	Светло-оранжевый	Не люминесцирует	
Одноводный $\alpha$ -керолит, обр. № 102 . . . . .	605	630	630	605	605	—	—	

Данные рентгена исследуемых продуктов выветривания серпофита, кроме девейлита, близки также и к данным рентгена магнезиально-никелевого монтмориллонита (обр. № 87). Такая близость рентгенограмм продуктов изменения серпофита, а также и девейлита, к рентгенограмме Mg-Ni-монтмориллонита доказывает однотипную их структуру; наоборот, наблюдается значительное различие между структурами девейлита и  $\alpha$ -керолита.

Магнезиально-никелевый монтмориллонит (обр. № 87), описываемый ниже, близок к продуктам выветривания серпофита (обр. № 31, 62 и 110а) и к девейлиту.

Из сравнения рентгенограмм девейлита с минералами, являющимися продуктами выветривания серпентина, возникает вопрос: какие же межплоскостные расстояния характерны для девейлита? Необходимо принять во внимание, что продукты изменения серпофита (обр. 31, 62 и 110а) и девейлит (обр. 30А и 127) не являются мономинеральными. Нам



Таблица 27

Данные рентгенометрических исследований девейлита и продуктов выветривания серпюфита

№№ колец	Нижне-Тагильский серпентинитовый массив			Южный Урал			Шо Сельффриджу (1936)						Нижне-Тагильский серпент. массив					
	Продукты изменения серпюфита			Девейлит			Девейлит			Девейлит			Двуводный α-керолит			Магнезиально-никелевый монтмориллонит		
	Обр. № 31	Обр. № 62	Обр. № 110а	Обр. № 30А	Обр. № 127		Обр. № 2	Обр. № 3	Обр. № 25	Обр. № 87								
	d	i	d	i	d	i	d	i	d	i	d	i	d	i	d	i	d	i
1	—	—	40,76 ср. р.	10,08 сн.	10,16 ср.	—	—	—	—	—	—	—	—	11,54 ср. р.	40,46 сн.	—	—	—
2	7,76 сн.	7,76 оч.сн.	7,60 ср. р.	—	7,76 ср.	7,374 5	7,389 9	—	—	—	—	—	—	—	7,76 ср.	—	—	—
3	5,32 сл.	5,35 сл.	—	5,25 сл. р.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5,30 сл.	5,32 сл.	—	—	—
4	—	—	5,15 оч. сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	4,89 ср.	4,72 сн.	4,80 ср.	4,72 сн.	4,72 ср.	4,594 8,5	4,604 6	—	—	—	—	—	—	4,80 ср.	4,72 ср. сл.	—	—	—
6	4,32 ср.	4,23 ср.	4,19 сл.	—	4,26 сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7	3,85 оч. сн.	3,74 оч. сн.	3,78 сн.	3,64 ср. р.	3,79 ср.	3,668 5	3,695 10	3,94 ср. р.	—	—	—	—	—	3,94 ср. р.	3,78 ср. сл.	—	—	—
8	3,50 оч. сл.	2,88 сл.	2,83 оч. сл.	2,95 сл. р.	2,95 оч. сл.	—	—	2,95 сл. ш.	—	—	—	—	—	2,95 сл. ш.	2,95 оч. сл.	—	—	—
9	2,89 оч. сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10	2,82 сл.	2,72 сл.	2,72 оч. сл.	2,72 ср. р.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,77 ср.	—	—	—
11	—	2,66 сл.	—	2,60 ср. р.	2,69 сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	2,64 ср. ш.	—	—	—	—
12	2,26 оч.	2,43 сл.	2,52 сн. ш.	—	2,55 ср. р.	2,457 8	2,463 1,5	—	—	—	—	—	—	—	2,53 ср.	—	—	—
13	1,996 оч. сл.	2,23 оч. сл.	2,17 сл.	—	—	2,127 1	2,098 2,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
14	—	2,05 сл.	—	1,968 оч. сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,92 оч. оч. сл.	—	—	—
15	1,778 сл.	1,89 оч. сл.	—	1,783 оч. сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,77 сл. р.	—	—	—	—
16	1,594 оч. сл.	1,80 сл.	1,72 ср. р.	1,723 ср. р.	1,74 сл. р.	1,717 5	1,724 4	1,74 ср. р.	—	—	—	—	—	1,74 ср. р.	1,72 ср.	—	—	—
17	1,56 сл.	1,75 ср.	1,65 оч. сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
18	—	1,65 сл.	1,574 сн.	1,562 сн.	1,569 ср. р.	1,520 10	1,528 10	1,57 сн.	—	—	—	—	—	1,57 сн.	1,55 сн.	—	—	—
19	—	1,58 оч. сн.	1,53 сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20	1,345 ср. р.	1,50 сл.	—	1,414 оч. сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,478 сл.	—	—	—
№ 31, 62, 110а, 30А, 127, 25, 87	—	1,34 ср. р.	1,32 ср. р.	1,336 ср. р.	1,336 сл. р.	1,306 7 и др.	1,306 6 и др.	1,343 ср. р.	—	—	—	—	—	1,343 ср. р.	1,312 ср. р.	—	—	—

— \* № 31, 62, 110а, 30А, 127, 25, 87 — анализ С. И. Берхин.

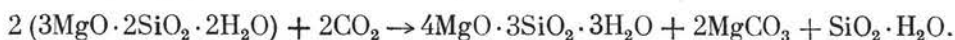
думается, что собственно девейлиту, возможно, может принадлежать только линия № 2 (7,60 — 7,76 ср. см.), линия № 1 (табл. 27) характерна для минералов монтмориллонитовой группы, а линии от 5,15 до 5,35 сл. принадлежат керолиту. Нижняя часть линий спектра межплоскостных расстояний рентгенограмм свойственна как серпентину, так и всем стадийным продуктам выветривания, образующимся из серпентина. Продукты выветривания серпофита близки по своим рентгенограммам к девейлиту.

### Некоторые выводы

1. Девейлит развивается по серпофиту в прожилках в процессе его выветривания.

2. Выветривание серпофита в девейлит проходит через ряд промежуточных стадий осветления и изотропного состояния вещества с последующей слабой его окристаллизацией до агрегативно поляризирующего состояния и сопровождается в конце выделением опала.

Принимая во внимание, что обычно химические анализы девейлита дают небольшие количества  $\text{CO}_2$ , процесс изменения серпофита в девейлит с выделением опала можно представить в виде следующего уравнения:

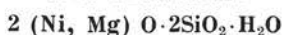


3. Редкие находки девейлита говорят о неустойчивости его в гипергенной зоне.

4. Данные рентгена доказывают близкое сходство линий девейлита и монтмориллонита. На основании этого можно предполагать, что девейлит является стадийным минералом на пути выветривания серпофита в магниевый монтмориллонит. Возможно также образование девейлита синтетическим путем (выпадением из растворов).

## III. ГРУППА НИКЕЛЕВЫХ ГИДРОСИЛИКАТОВ

### 1. КАРПИНСКИТ



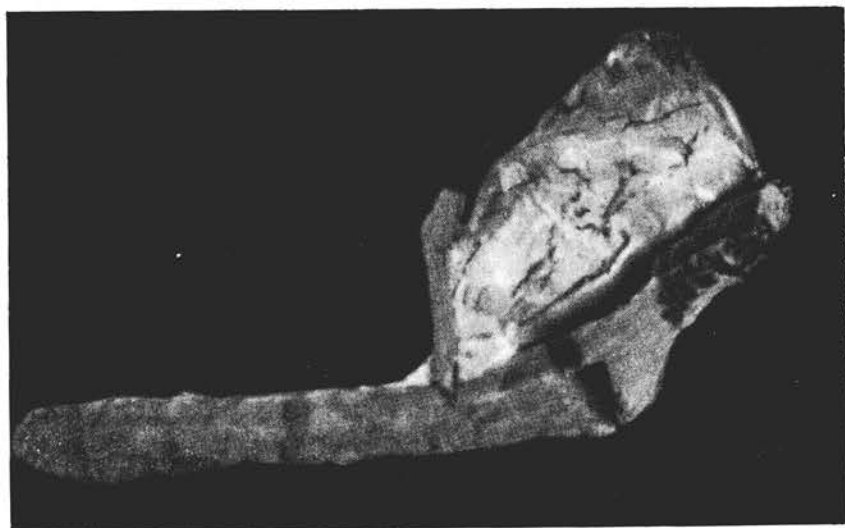
Название минерала дано по имени академика А. П. Карпинского, который является первым исследователем никелевых гидросиликатов на Урале.

В Нижне-Тагильском серпентинитовом массиве встречен интенсивно голубой или зеленовато-голубой водный магниезально-никелевый силикат, залегающий в виде тонких прожилков в зоне рассланцованных и сильно керолитизированных серпентинитов. Мощность прожилков карпинскита колеблется от 1—2 мм до 1,5 см. В прожилках наблюдаются переходы от белого карпинскита к слабоголубому и далее к зеленовато-голубому разной интенсивности окраски, которая зависит от количества никеля, изоморфно замещающего магний.

Кроме ясно выраженных прожилков, карпинскит наблюдается в участках керолитизированного серпентинита, сохранившего петельчатую структуру, где «шнурь» образованы карпинскитом, а петли выполнены телеснобелым  $\alpha$ -керолитом (фиг. 30).

Макроскопически минерал плотный, скрытокристаллический, не просвечивает, с матовым или слабо жирным блеском. Твердость 2,5—3. Удельный вес, как и цвет минерала, переменен и зависит от содержания в нем

никеля. Наиболее интенсивно окрашенная часть образца имеет уд. вес 2,63; более светло окрашенная — 2,53.



Фиг. 30. Осколок керолитизированного серпентина, в котором «шнуры» образованы карпинским, а петли выполнены телеснобелым  $\alpha$ -керолитом. Увел. 17, косой свет



Фиг. 31. Карпинскит (обр. № 97). Иммерсионный препарат. Николи+. Увел. 150

Под микроскопом в шлифе и в иммерсионном препарате при одном николе — бесцветный до слабо зеленоватого цвета, в виде микроконических и хорошо окристаллизованных широких пластинок

и моноклинных призм (длиной 0,3—0,8 мм). Плеохроизм отсутствует, что является отличием от непуита (фиг. 31).

Наблюдаются разрезы с прямым и косым угасанием,  $cNg = 12^\circ$ . В разрезах с прямым угасанием наблюдается несовершенная спайность, с которой совпадает ось индикатрисы Ng. Удлинение положительное. Двусный, отрицательный. Показатели преломления колеблются в зависимости от содержания никеля. Интенсивно окрашенный минерал имеет  $Ng' = 1,594$ ,  $Np' = 1,570$ ,  $Ng - Np = 0,024$  (определено по разности). Более светлые образцы имеют  $Ng' = 1,569$ ,  $Np' = 1,553$ ,  $Ng - Np = 0,016$ .

Для сравнения с результатами химического анализа карпинскита приведены данные химического анализа непуита, так как по внешнему виду эти минералы трудно различимы,

По данным химического анализа и по отношению окислов карпинскит резко отличается от непуита, хотя цвет и хорошо развитая пластинчатая форма кристаллов (под микроскопом) сближают его с непуитом (табл. 28).

Кривая нагревания карпинскита идентична с кривой нагревания монтмориллонита (табл. 29, фиг. 32).

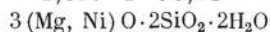
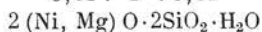
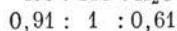
Таблица 28  
Данные химического анализа карпинскита

Компоненты	Карпинскит, обр. № 97		Непуит, обр. № 3 (Урал)	
	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	47,55	0,793	33,72	0,562
TiO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	0,03	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,48	0,004	4,46	0,044
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	—	1,58	0,010
FeO . . . . .	—	—	0,48	0,006
MnO . . . . .	—	—	Следы	—
MgO . . . . .	17,56	0,435	24,36	0,604
NiO . . . . .	21,12	0,285	20,64	0,262
CaO . . . . .	0,80	0,014	Отсутст.	—
R <sub>2</sub> O . . . . .	—	—	0,06	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	3,50	0,194	2,34	0,129
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	6,50	0,361	9,55	0,529
П. п. п. . . . .	2,30	0,128	0,02	—
Cu . . . . .	0,01	—	—	—
Сумма . . . . .	99,82		97,24	

№ 97 — аналитик А. И. Покровская, № 3 — по С. Г. Грицаенко.

Карпинскит

Непуит



Пересчитав на структурные формулы, соответственно получим:

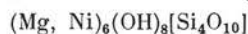
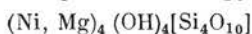
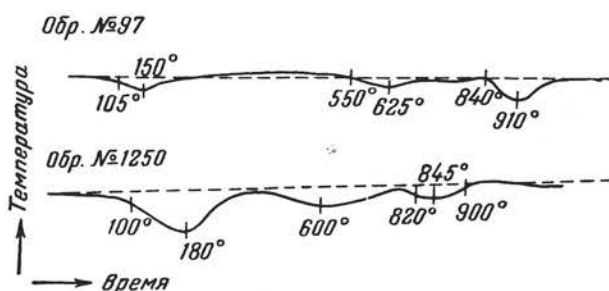


Таблица 29

Термические эффекты карпинскита  
(°C)

Минерал	Эндо	Эндо	Эндо
Карпинскит, обр. № 97	105—150	550—625	840—910
Нецугит (по Г. С. Грицаенко)	120	580	950
Монтмориллонит, обр. № 1250 . . . . .	100—180	600	820—845

Карпинскит окрашивается бензидином в глубокий синий цвет, что также сближает его с монтмориллонитом. Отличием от монтмориллонита служит отсутствие сдвига максимума на кривой спектров поглощения при до-



Фиг. 32. Кривые нагревания карпинскита (обр. № 97) и монтмориллонита (обр. № 1250)

бавке катионов калия (KCl) к окрашенной его суспензии метиленовым голубым и новым метиленовым голубым (фиг. 33). По данным фотометрирования, карпинскит близок к одноводной форме α-керолита (табл. 30), но α-керолит бензидином окрашивается в серо-зеленоватый цвет.

Таблица 30

Максимумы на кривых спектров поглощения карпинскита  
(mμ)

Красители	Карпинскит светло-голубой, обр. № 97	Карпинскит интенсивно зелено-голубой, обр. № 97	Одноводный α-керолит, обр. № 102
Бензидин . . . . .	605	605	605
Метиленовый голубой .	Глубокий синий 630	Глубокий синий 630	Серо-зеленый 630
Новый метиленовый голубой . . . . .	Зелено-голубой 605	Зелено-голубой 605	Зелено-голубой 605
Новый метиленовый голубой + KCl . . . . .	Голубой 605	Голубой 605	Голубой 605
Родамин Ж . . . . .	Раствор над окрашенным осадком не люминесцирует		

Были сделаны рентгенограммы из интенсивно зелено-голубого карпинскита (обр. № 97<sub>1</sub>) и из белой части прожилка.

Карпинскит имеет отношение окислов химического анализа и некоторые линии в спектре рентгенограмм, как у  $\alpha$ -керолита, но отличается от него оптически и реакцией с бензидином.

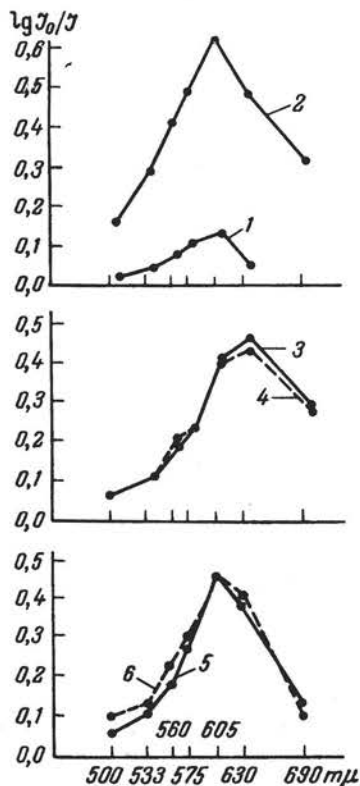
С непуитом карпинскит сближают цвет, хорошо развитая пластинчатая форма кристаллов, высокое двупреломление (0,024) и некоторые общие линии в рентгенограмме. Резким отличием от непуита служит отношение окислов, отсутствие плеохроизма и более низкие показатели преломления (ниже 1,6), чем у непуита.

С монтмориллонитом карпинскит сближают окраска бензидином (оба минерала окрашиваются в глубокий синий цвет), идентичные кривые нагревания и высокие линии спектра рентгенограмм.

Карпинскит не похож ни на один известный никелевый минерал. На основании пластинчатой формы кристаллов, показателей преломления и двупреломления (0,024), отношения окислов, кривой нагревания, реакций с органическими красителями и рентгенограммы можно думать, что карпинскит является новым магнезиально-никелевым гидросиликатом, совмещающим в себе некоторые свойства керолита, непуита и монтмориллонита.

### Генезис

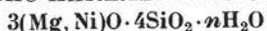
Из залегания и парагенезиса видно, что карпинскит образуется вместо непуита, при недостатке оснований, в гипергенной зоне, как продукт выветривания серпентинита. Обменная сорбция магния на никель происходит после того, как первичные минералы серпентиновой группы уже совершенно преобразованы выветриванием. Доказательством служит наличие переходных стадий белого и слабоголубоватого минерала среди интенсивно зелено-голубого карпинскита.



Фиг. 33. Кривые спектров поглощения органических красителей карпинскитом (обр. № 97)

1 и 2 — бензидиновая кривая; 3 — метиленовый голубой; 4 — метиленовый голубой + KCl; 5 — новый метиленовый голубой; 6 — новый метиленовый голубой + KCl

## 2. МАГНЕЗИАЛЬНО-НИКЕЛЕВЫЙ МОНТМОРИЛЛОНИТ



В коре выветривания серпентинитов Нижне-Тагильского массива магнезиально-никелевый монтмориллонит залегает в виде прожилков (обр. № 86 и 87) среди выщелоченных серпентинитов или в смеси с никелевым  $\alpha$ -керолитом заполняет поры и каверны в окремненном серпентините (обр. № 111).

Макроскопически магнезиально-никелевый монтмориллонит плотный, метаколлоидный, не просвечивает, зеленовато-белый или голубовато-зеле-

Таблица 31

Данные рентгенометрического исследования карпинскита

№№ колец	Белый, обр. № 97		Интенсивно зелено-голубой		Непугит	
			обр. № 97 <sub>1</sub>			
	d	i	d	i	d	i
1	13,35	ср. ш.	11,00	сн. р.	—	—
2	—	—	7,71	ср.	—	—
3	—	—	—	—	7,26	10
4	4,84	ср. р.	4,76	ср.	—	—
5	—	—	—	—	4,54	3
6	—	—	4,17	оч.сл.	3,98	2
7	—	—	3,75	ср.	3,61	8
8	3,030	оч. сл.	3,32	сл.р.	—	—
9	—	—	2,72	сл.р.	—	—
10	2,69	сл. р.	2,546	ср. р.	2,625	6
11	—	—	—	—	2,480	6
12	—	—	—	—	2,425	6
13	—	—	2,18	оч.сл.	2,118	3
14	2,0	оч.оч. сл.	1,938	оч. оч. сл.	—	—
15	1,764	сл.	1,72	сл.	1,685	4
16	—	—	—	—	1,648	2
17	1,587	ср.	1,555	ср.	1,527	10
18	1,506	оч.оч.сл.	—	—	—	—
19	—	—	—	—	1,494	6
20	—	—	—	—	1,446	2
21	—	—	—	—	1,402	3
22	1,357	сл. р.	1,332	сл.	—	—
23	1,294	оч.	1,323	сл.	—	—

Анали-  
тики

С. И. Берхин

по Г. С. Гри-  
цаенко

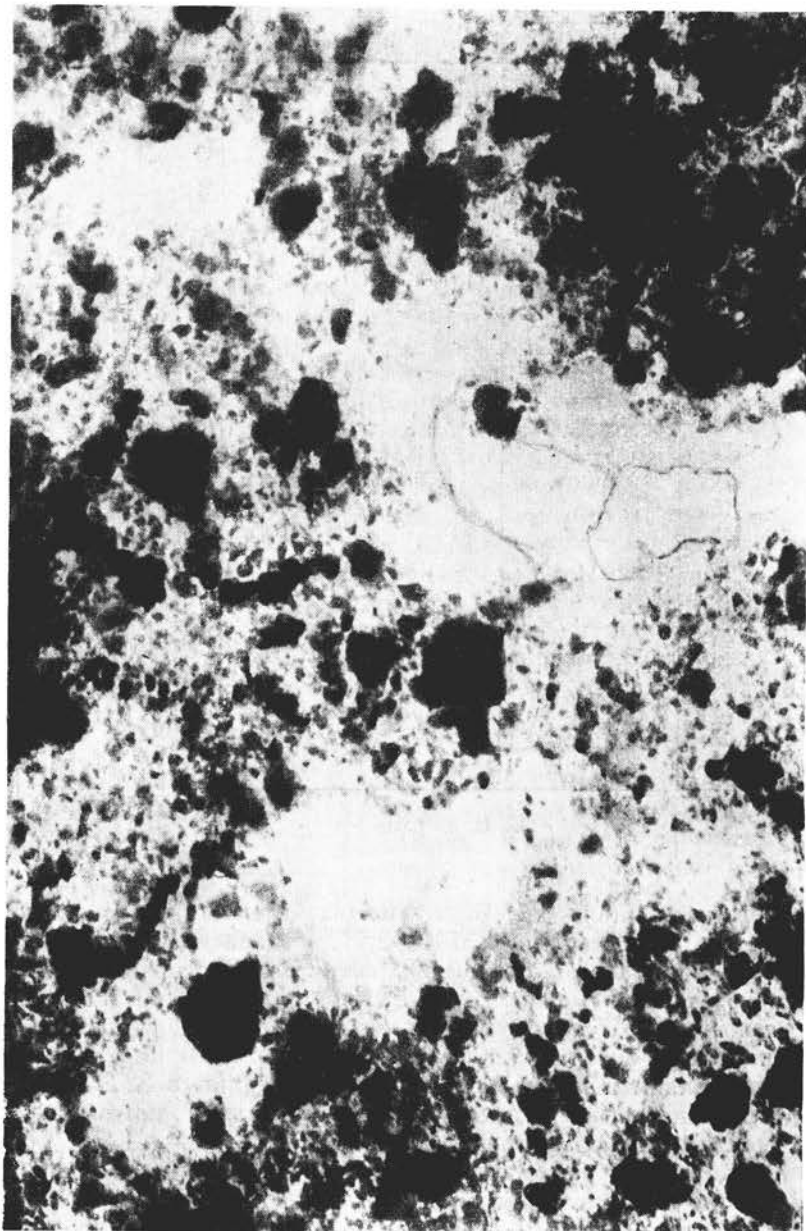
ный разной интенсивности. Блеск матовый, излом плоскораковистый. Твердость 2,5. Удельный вес 2,3746—2,71, в зависимости от содержания никеля. В минерале наблюдается сеть тонкошелочных прожилков бесцветного опала (N между 1,462 и 1,479), которые, по нашим наблюдениям, служат доказательством того, что данный магнезиальный гидросиликат при своем образовании прошел через стадию керолита.

Под электронным микроскопом при увеличении в 22 000 раз наблюдается пластинчато-чешуйчатый облик кристаллов магнезиально-никелевого монтмориллонита (фиг. 34).

Под световым микроскопом в шлифе и в иммерсионном препарате при одном никеле — бесцветен или слабо зеленоватый, без плеохроизма. При скрещенных николях — сильно агрегативно поляризует (фиг. 35). Бесцветные частички имеют N = 1,528, зеленоватые — N = 1,544, 1,579.

Магнезиально-никелевый монтмориллонит из каверн кремневого серпентинита (обр. № 111) при скрещенных николях сильно агрегативно поляризует, или он микропластинчатый с интерференционной окраской, соответствующей двупреломлению 0,020 — 0,022.

При исследовании Mg-Ni-монтмориллонита спектральным анализом получены следующие данные: Mn (сл.), Mg (о. сл.), Si (о. сл.), Fe (в. ср.), Al (сл. и ср.), Cu (о. сл.), Ni (сл.), Ca (о. сл.) и Cr (сл.).



Фиг. 34. Магнезиально-никелевый монтмориллонит (обр. № 87).  
Электронный микроскоп. Увел. 22 000 (снято Б. Б. Звягиным)

При пересчете данные химического анализа указанных образцов (табл. 32) укладываются в структурную формулу монтмориллонита, в которой 2Al замещено на 3Mg. Гигроскопическая вода в расчет не принимается.



Таблица 32

Данные химического анализа магнезиально-никелевого монтмориллонита

Компоненты	Обр. № 87		Обр. № 86		Обр. № 111		Обр. № 37	
	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.
SiO <sub>2</sub>	49,01	0,817	41,27	0,687	47,00	0,783	51,51	0,858
TiO <sub>2</sub>	0,00	—	0,00	—	—	—	0,12	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18	0,002	0,73	0,007	Следы	—	2,27	0,022
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,41	0,015	1,64	0,010	1,00	0,006	0,16	0,001
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	—	—	—	—	—	—	—
FeO	0,00	—	0,00	—	—	—	—	—
MnO	0,01	—	Следы	—	—	—	0,40	0,005
MgO	21,71	0,538	15,60	0,387	21,92	0,543	22,72	0,563
NiO	11,57	0,154	28,07	0,374	16,06	0,214	11,98	0,160
CaO	0,05	0,001	0,00	—	Нет	—	0,67	0,011
R <sub>2</sub> O	0,00	—	0,00	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	7,79	0,433	3,02	0,168	4,28	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,41	0,301	8,68	0,482	9,80	0,544	—	—
П. п.п.	1,56	0,086	1,44	0,080	—	—	8,85	0,491
Сумма	99,70		100,45		100,06		98,68	
Аналитики	О. П. Острогорская		А. Н. Разживина		В. А. Молева		по М. П. Жуйковой	

R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : RO : SiO<sub>2</sub> : H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>

обр. № 87	0,02	: 0,85	: 1	: 0,48
обр. № 86	0,02	: 1,1	: 1	: 0,81
обр. № 111	—	0,97	: 1	: 0,69
обр. № 37	0,03	: 0,85	: 1	: 0,57

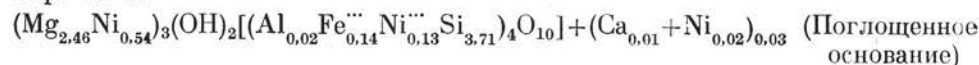
Эмпирические и структурные формулы  
 Обр. № 87.3,2 RO·4SiO<sub>2</sub>·1,9H<sub>2</sub>O (Mg, Ni)<sub>3</sub>(OH)<sub>2</sub>(Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>)H<sub>2</sub>O + 0,2RO  
 Обр. № 86.4,4 RO·4SiO<sub>2</sub>·3,2H<sub>2</sub>O (Ni, Mg)<sub>3</sub>(OH)<sub>2</sub>(Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>)2H<sub>2</sub>O + 1,4RO  
 Обр. № 111.3, 88RO·4SiO<sub>2</sub>·2,76H<sub>2</sub>O (Mg, Ni)<sub>3</sub>(OH)<sub>2</sub>(Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>)H<sub>2</sub>O + 0,88NiO  
 Обр. № 37.3,2 RO·4SiO<sub>2</sub>·2,3H<sub>2</sub>O (Mg, Ni)<sub>3</sub>(OH)<sub>2</sub>(Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>)H<sub>2</sub>O + 0,2RO

Обр. № 87 и 37 идентичны и наиболее близки по составу к монтмориллониту. Обр. № 86 и 111 являются смесями.

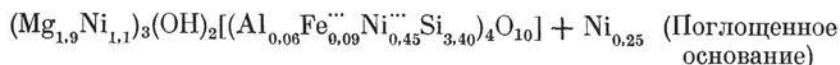
Структурные формулы всех образцов указывают на две высокотемпературные воды, что согласуется с их кривыми нагревания (фиг. 36). Во всех образцах имеется излишек RO, который при пересчете химических анализов на структурную формулу принимается условно за поглощенное основание. Излишек RO фиксируется на кривых нагревания только в образцах № 86 и 111, где он является поглощенным основанием (эндоеффект при 290—310°) или, возможно, свободным гидратом закиси никеля (соответственно имеется также и излишек воды), а в обр. № 111 может быть объяснен еще и примесью никелевого β-керолита, подтверждаемого и кривой нагревания (фиг. 36; обр. № 111).

Расчет данных химического анализа магнезиально-никелевого монтмориллонита дает структурную формулу его в развернутом виде с учетом количества поглощенных оснований (Ross a. Hendricks, 1945).

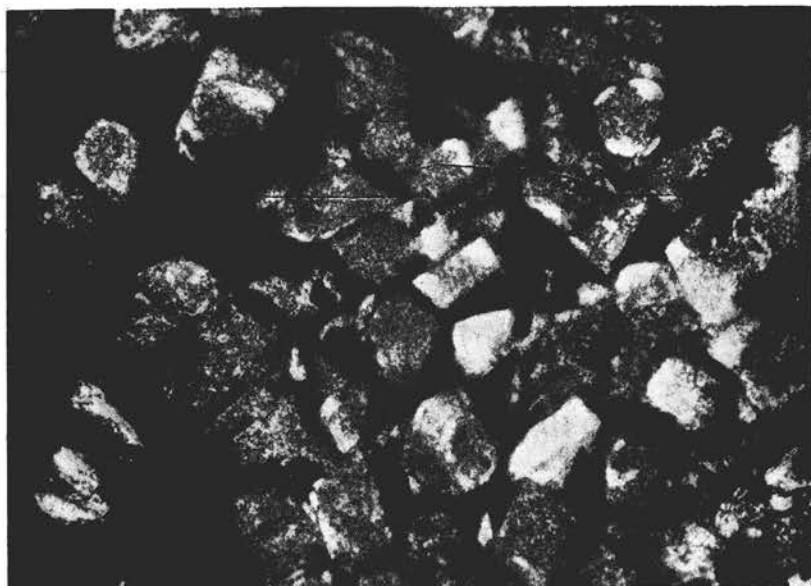
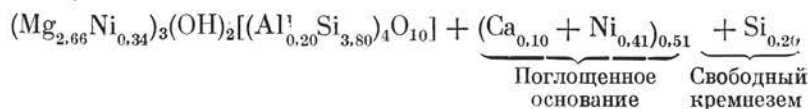
Обр. № 87



Обр. № 86



Обр. № 37



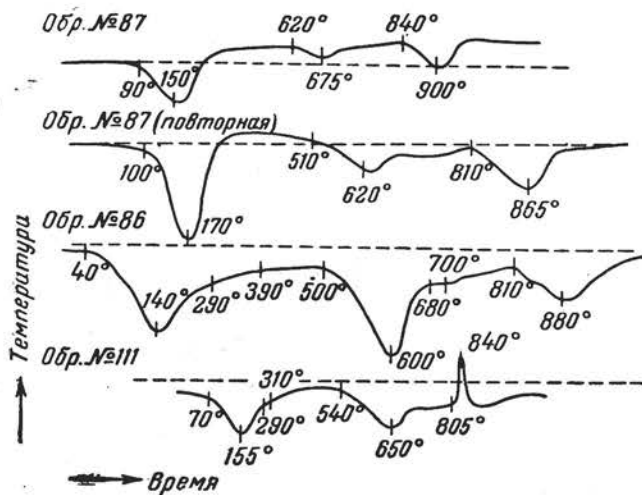
Фиг. 35. Магнезиально-никелевый монтмориллонит (обр. № 86). Иммерсионный препарат. Николи +. Увел. 150

Полуторные окислы целиком уходят в четверную координацию, и имеющийся недостаток катионов в четверной координации заполняется  $\text{Ni}^{3+}$ . Обр. № 37 имеет примесь свободного кремнезема. Вода, выделяющаяся при температуре 40—170°, является адсорбционной водой, а два других эндотермических эффекта характеризуют воду, входящую в решетку минерала (фиг. 36). Кривые нагревания Mg-Ni-монтмориллонита идентичны кривой нагревания Al-монтмориллонита.

М. П. Жуйковой описан магнезиально-никелевый монтмориллонитоподобный минерал (обр. № 37, IV), кривая нагревания которого также идентична кривой Al-монтмориллонита.

В обр. № 86 имеются еще дополнительная слабая эндотермическая остановка при 290—390°, указывающая на наличие поглощенных оснований, и эндоэффект при 680—700° (не расшифрованный).

От керолита магнезиально-никелевый монтмориллонит отличается отсутствием экзотермики. Данные термического анализа обр. 111 указы-



Фиг. 36. Кривые нагревания магнезиально-никелевого монтмориллонита

вают на смесь Mg-Ni-монтмориллонита и β-керолита: эндоэффект при 70—155° общий; при 290—310° — указывает на наличие в минерале поглощенных оснований; эндоэффект при 650° соответствует монтморил-

Таблица 33

Термические эффекты на кривых нагревания магнезиально-никелевого монтмориллонита (°C)

№ образца	Эндо	Эндо	Эндо	Эндо	Экзо	Эндо
87 . . . . .	90—150	—	620—675	—	—	840—900
87 (повторная) . . . . .	100—170	—	510—620	—	—	810—865
86 . . . . .	40—140	290—390	500—600	680—700	—	810—880
111 . . . . .	70—155	290—310	540—650	—	805—840	—
IV (по М. П. Жуйковой) . . . . .	115	—	650	—	—	885
1250 (монтмориллонит) . . . . .	100—180	—	600	—	—	820—845

лониту; эндоэффект при 805° и экзотермический эффект при 840° соответствуют β-керолиту, маскирующему второй высокотемпературный эндоэффект Mg-Ni-монтмориллонита.

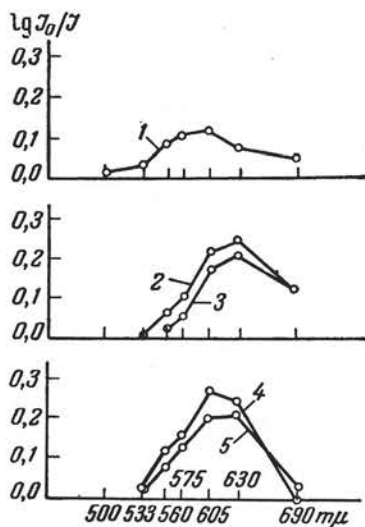
Данные окраски и фотометрирования магнезиально-никелевого монтмориллонита (обр. № 87) полностью совпадают с данными окрасками Al-монтмориллонита.

Следует особо отметить наличие сдвига максимума в длинноволновую часть спектра на фотометрической спектральной кривой Mg-Ni-монтмориллонита (табл. 34, обр. 87) при прибавлении катионов калия к

Максимумы на кривых спектров поглощения органических красителей  
магнезиально-никелевым монтмориллонитом  
( $m\mu$ )

Минерал	Бензидин	Метиленовый голубой	Новый метиленовый голубой	Новый метиленовый голубой + KCl
Магнезиально-никелевый монтмориллонит, обр. № 87	605 Глубокий синий	630 Зелено-голубой	605 Голубой	630
Al-монтмориллонит	605 Глубокий синий	590—605 Голубой	590—605	630
Одноводный $\alpha$ -керолит, обр. № 102	605 Серовато-зеленоватый	630 Зелено-голубой	605 Голубой	605

суспензии минерала, окрашенной новым метиленовым голубым (фиг. 37). Это обстоятельство является характерным диагностическим признаком монтмориллонита. Другие магнезиальные, магнезиально-никелевые и никелевые гидросиликаты при окраске их новым метиленовым голубым не дают сдвига в длинноволновую часть спектра при прибавлении катионов калия к окрашенной их суспензии.



Фиг. 37. Кривые спектров поглощения органических красителей магнезиально-никелевым монтмориллонитом (обр. № 87)

1 — бензидиновая кривая; 2 — метиленовый голубой; 3 — метиленовый голубой + KCl; 4 — новый метиленовый голубой; 5 — новый метиленовый голубой + KCl

Из сравнения рентгенометрических данных Mg-Ni-монтмориллонита с Al-монтмориллонитом (табл. 35) видно, что наиболее резко выраженным монтмориллонитом является обр. № 111, хотя, по данным термического анализа, он и содержит примесь никелевого  $\beta$ -керолита, что еще раз доказывает близость решетки  $\beta$ -керолита к решетке монтмориллонита.

Обр. № 87 как по химическому составу, так и по рентгенометрическим данным, близок к монтмориллонитоподобному минералу (обр. № 37). В обр. № 87 имеется примесь  $\alpha$ -керолита (линия 5,32 сл.) и девейлита (линия 7,76 ср.).

Судя по условиям залегания, парагенезису, рентгену, физическим и химическим свойствам Mg-Ni-монтмориллонит является гипергенным минералом, образующимся в коре выветривания серпентинитов, возможно, по ряду:  $\alpha$ -керолит  $\rightarrow$  девейлит  $\rightarrow$  Mg-Ni-монтмориллонит или

по ряду:  $\beta$ -керолит  $\rightarrow$  Mg-Ni-монтмориллонит.

Магнезиально-никелевый монтмориллонит, повидимому, может образовать смешанную решетку с никелевым  $\beta$ -керолитом (табл. 35, обр. № 111).

Т а б л и ц а 35

Данные рентгенометрических исследований Mg-Ni-монтмориллонита

№ п/п	Al-монтмориллонит	Mg-Ni-монтмориллонит		
		обр. № 87	обр. № 111	обр. № 37 (по М. П. Жуйковой)
1	13,34 сл.	10,46 сл.	14 ср. р.	10,60 ср.
2	—	7,76 ср.	—	—
3	—	5,32 сл.	—	—
4	4,76 сл. р.	4,72 ср. сл.	—	4,97 сл.
5	4,327 ср. ш.	—	4,36 ср. сл.	4,49 ср.
6	—	3,78 ср. сл.	—	—
7	—	—	—	3,33 ср.
8	2,967 сл. р.	2,95 оч. сл.	—	—
9	2,73 сл. р.	2,77 ср.	—	—
10	2,50 ср. сл. р.	2,53 ср.	2,45 оч. сл. р.	2,56 ср.
11	—	1,92 оч. сл.	—	—
12	—	1,72 ср.	—	1,72 сл.
13	1,635 о. сл.	—	1,643 сл. р.	1,68 сл.
14	1,59 ср. сл.	1,555 сл.	1,503 ср. р.	1,50 сл.
15	1,461 ср. р.	1,478 сл.	—	—
16	—	1,312 ср. р.	—	1,30 сл.
17	1,268 о. сл.	—	1,294 сл. р.	—
18	1,224 о. о. сл.	—	—	—

Аналитик С. И. Берхин

#### IV. СТАДИЙНОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ СЕРПЕНТИНА (некоторые наблюдения)

Стадийным выветриванием минералов занимались многие русские и иностранные ученые.

А. Е. Ферсман (1914, 1934) дал основные представления об огромной группе гипергенных минералов, состав которых не может быть выражен химической формулой с простыми и кратными отношениями. Эти продукты выветривания колеблющегося и часто неопределенного состава А. Е. Ферсман (1914) предложил называть «мутабильными соединениями».

По А. Е. Ферсману, в мутабильных минералах химические реакции могут идти, не разрушая всего остова решетки минерала, а отнимая или замещая отдельные элементы или закономерно меняя отдельные целые комплексы (блоки) решетки с сохранением полной однородности вещества.

По стадийному выветриванию минералов много сделал И. И. Гинзбург (1946, 1951 и др). Его исследованиями установлено, что стадийные минералы образуются в результате процессов окисления, гидратации, дегидратации, замещения и гидролиза, происходящих в гипергенной зоне в зависимости от рН среды, и концентрации отдельных ионов водной среды. Длительность существования стадийного минерала может быть постоянной (т. е. очень длительной), короткой, эфемерной (ничтожно короткой) или пропущенной в зависимости от вышеуказанных условий.

Процессы образования стадийных минералов могут происходить, по И. И. Гинзбургу, или с разрушением решетки первичного минерала и

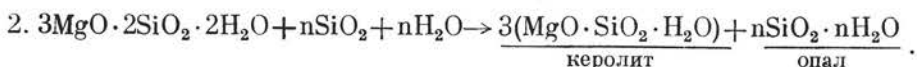
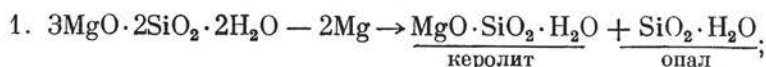
построением новой решетки, или в пределах самой элементарной ячейки, без разрушения ее, путем замещения одних ионов другими, или в промежутках между отдельными группами элементарных ячеек. Последнее, вероятно, приводит к образованию смешанных кристаллов, констатируемых многими исследователями и, возможно, возникающих так же при образовании нонтронита по феррикеролиту.

При выветривании серпентинитов Нижне-Тагильского массива наблюдаются две группы процессов минералообразования. Первая группа связана с процессами стадийного разложения серпентина на месте, вторая группа — с процессами синтеза минералов, миграции отдельных элементов, их выпадения и концентрации.

В предлагаемой работе приводятся некоторые наблюдения над выветриванием серпентинитов, сделанные автором при изучении продуктов выветривания ультрабазитов Среднего и, частично, Южного Урала. Полученные новые данные подтверждают основные принципиальные линии стадийного выветривания.

Наблюдения показывают, что некоторые стадийные минералы в благоприятных физико-химических условиях в зоне выветривания существуют длительное время или сами изменяются в ряд других стадийных минералов.

В самом начале процесса выветривания хризотила, антигорита и серпофита, при частичном выносе из них магния или при вносе кремнезема, образуется вместе с опалом коллоидное изотропное вещество, по химическому составу отвечающее керолиту.



Затем изотропный коллоид окристаллизовывается в агрегативно поляризирующий керолит, представляющей собой метаколлоид.

В шлифах наблюдается однородное поле колломорфного агрегативно поляризирующего керолита, содержащего сеть прожилков опала, не нарушающих первоначальную структуру керолита (фиг. 2). В шлифах даже при ничтожной керолитизации серпентина всегда наблюдается наличие микроскопических выделений опала в керолите.

Выщелоченный при керолитизации серпентина магний переотлагается в зоне выветривания в виде гидросиликата магния, заполняя трещины, как только наступают условия среды с повышенным рН. Доказательством этого служит бесчисленное множество пленок и тончайших прожилков телеснобелого агрегативно поляризирующего магниевого гидросиликата с показателем преломления 1,530 — 1,545.

При образовании  $\alpha$ - и  $\beta$ -керолита синтетическим путем также наблюдаются участки колломорфной структуры в агрегативно поляризирующей общей массе керолита.

Альфа- и  $\beta$ -керолит являются основными минералами, по которым в коре выветривания ультрабазитов образуется ряд гипергенных минералов.

Изменение керолита в коре выветривания идет по нескольким направлениям, находящимся в зависимости главным образом от химического состава поглощенных оснований, хемосорбции и рН среды.

1. В случае, если рН низкое и фиксируемым катионом является  $\text{Fe}^{3+}$ , то по  $\alpha$ -керолиту развивается новый стадийный минерал, названный феррикеролитом. Феррикеролит в коре выветривания, так же

как и  $\alpha$ -керолит, не является конечным минералом. Дальнейшая хемосорбция феррикеролитом окисного железа вызывает значительное его потемнение и изменение в темнозеленый нонтронит. Кроме того, в шлифах наблюдается и прямое образование нонтронита по антигориту и хризотилу без видимых промежуточных стадий.

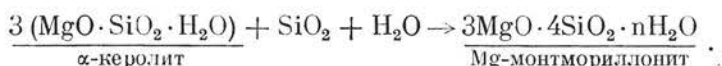
Процесс стадийного изменения минералов серпентина можно представить в виде следующих схем.

Выветривание



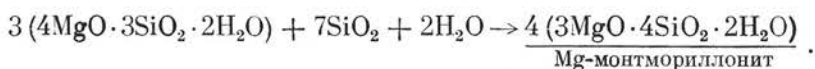
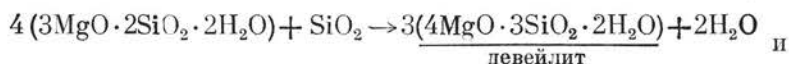
2. В коре выветривания от охр вниз по профилю выветривания происходит повышение pH среды, которое в определенной зоне указывает на нейтральную среду с небольшими отклонениями в сторону слабощелочной (pH 6,8) или слабощелочной среды (pH 7,2). При этих условиях, если поглощаемым катионом из циркулирующих растворов является никель, то по  $\alpha$ - и  $\beta$ -керолиту развиваются никелевые их аналоги. При наличии кремнеземсодержащих растворов Ni выпадает в виде гарниерита, при изоморфном замещении магния никелем в антигорите — в виде непуита, а при недостатке оснований — в виде каршинскита.

3. В зоне выветривания при наличии растворов, содержащих кремнезем,  $\alpha$ -керолит может в щелочной среде изменяться в магниевый и магнезиально-никелевый монтмориллонит по уравнению:



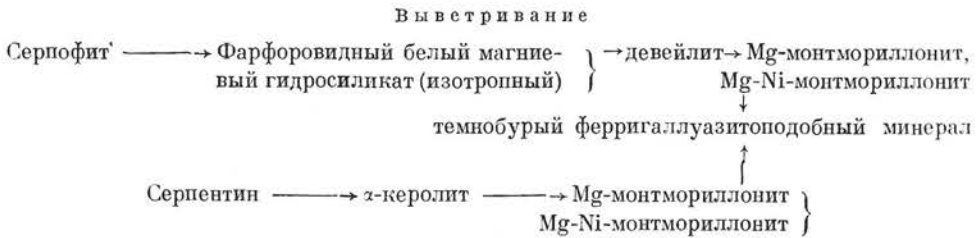
В коре выветривания наблюдается изменение серпофита из прожилков в девейлит через ряд изотропных фарфоровидных промежуточных минералов. Кроме того, наблюдается образование по серпофиту из прожилков магниевого и магнезиально-никелевого монтмориллонита с примесью девейлита. Прямых наблюдений перехода девейлита в магниевый монтмориллонит нет. Только близость их решеток (табл. 27) и редкость находок в природе девейлита, говорящая о малой его устойчивости в гипергенной зоне, дают возможность предполагать, что девейлит является одним из промежуточных стадийных минералов при изменении серпофита в более стойкий магниевый монтмориллонит.

Процесс изменения серпофита из прожилков в магниевый монтмориллонит предположительно происходит согласно следующим уравнениям:



В дальнейшем магнезиевый монтмориллонит изменяется в магнезиально-никелевый, а в условиях среды с низким рН в результате пропитывания гидроокислами железа переходит в более устойчивый в зоне выветривания темнобурый ферригаллуазитоподобный<sup>1</sup> минерал.

Таким образом, развитие стадийных минералов при выветривании серпентина и серпофита из прожилков может быть представлено в виде следующей схемы.



### ЛИТЕРАТУРА

- Веденеева Н. Е. и Ратаев М. А. Идентификация дисперсных минералов глин с помощью красителей на основе данных спектрофотометрии. ДАН СССР, ч. LXXI, № 1, 1949.
- Веденеева Н. Е. Механизм цветной реакции бензидина с монтмориллонитом. Коллоидн. журн., т. 12, вып. 1, 1950.
- Веденеева Н. Е. Органические красители в применении к анализу глин. В кн.: Кора выветривания. АН СССР, вып. 1, 1952.
- Веденеева Н. Е. и Видулова М. Ф. Метод исследования глинистых минералов с помощью красителей и его применение в литологии. Госгеолыздат, 1952.
- Гинзбург И. И. Стадийное выветривание минералов. В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. АН СССР, 1946.
- Гинзбург И. И. и Рукавишникова И. А. Бэта-керолит ( $3\text{MgO} \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ). ЗМО, ч. LXXIX, № 1, 1950.
- Гинзбург И. И. и Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. АН СССР, 1951.
- Грицаенко Г. С. К систематике водных магнезиально-никелевых силикатов. Мин. сырье, № 3, 1929.
- Ратаев М. А. Опыт диагностики коллоидно-дисперсных минералов по спектрам абсорбции красителей на примере современных осадков. В кн.: Кора выветривания. АН СССР, вып. 1, 1952.
- Ферсман А. Е. Исследование в области магнезиальных силикатов. Зап. Акад. наук, сер. 8, № 4, 1913.
- Ферсман А. Е. Соединения переменного состава в земной коре. Сб. в честь 25-летия научной деятельности В. И. Вернадского. Совет Моск. отдел. общ. испыт. природы, 1914.
- Ферсман А. Е. Материалы к исследованию и систематике водных магнезиальных силикатов. Тр. Геол. музея им. Петра Великого. Акад. наук, т. VII, 1916.
- Ферсман А. Е. Геохимия, ч. 2. Госхимтехиздат, 1934.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. АН СССР, 1936, 1955.
- Dion H. G. Iron oxide removal from clays and its influence on base-exchange properties and X-ray diffraction patterns of the clays. Soil science, v. 58, No 6, 1944.
- Ross C. S. a. Hendricks S. B. Minerals of the montmorillonite group. Their origin and relation to soils and clays. U. S. Geol. Surv., prof. paper, 205-B, 1945.
- Selfridge G. C. An X-ray and optical investigation of the serpentine minerals. Amer. Min., v. 21, No 8, 1936.

<sup>1</sup> Термин «ферригаллуазитоподобный» минерал является собирательным для ряда ипергенных минералов бурой окраски разных оттенков.



**Е. И. Семенов**

## **СОКОНИТ В ЩЕЛОЧНЫХ ПЕГМАТИТАХ**

Сокоцит впервые был описан Гентом (Gent) в 1875 г. Однако подробное изучение этого минерала и выяснение его природы произведено значительно позднее: работа Росса (C. S. Ross) о сокоците появилась лишь в 1946 г. Росс показал, что среди цинковых глин, часто рассматривавшихся как смеси каолина с каламином, существует хорошо индивидуализированный минерал группы монтмориллонита. Из нескольких разновидностей цинковых глин (сокоцит, моренетит, вануксемит) минералом, свободным от примесей, оказался сокоцит, поэтому название «сокоцит» и было сохранено Россом для цинковых монтмориллонитов (Ross, 1946).

Сокоцит обнаружен в зоне окисления нескольких цинковых месторождений США.

Автором в 1951 г., впервые в СССР, обнаружен сокоцит в ряде пегматитов Ловозерского щелочного массива (Кольский полуостров). Здесь сокоцит иногда образует мономинеральные выделения размером до  $50 \times 30$  см, представляющие собой рыхлую глинистую массу. Встречаются также выделения размером  $5 \times 5 \times 3$  см плотного сокоцита, имеющего раковистый излом.

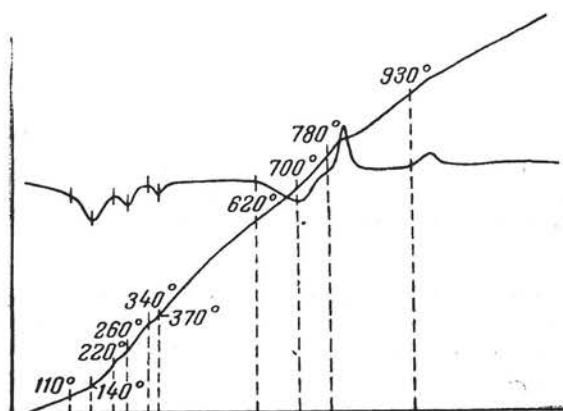
### **ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА**

Для исследования сокоцит был тщательно отобран под бинокулярной лупой. Однородность исследовавшегося материала подтверждается результатами электронно-микроскопического изучения, показавшего отсутствие каких-либо примесей. Сокоцит имеет белую, голубоватую или желтоватую окраску. Удельный вес (2,608) определен гидростатическим взвешиванием. Подобно некоторым другим цинковым минералам (виллемиту), сокоцит светится в ультрафиолетовых лучах голубовато-белым светом. Минерал набухает в воде: объем его увеличивается на 47%. Под микроскопом сокоцит обнаруживает агрегатное тонкочешуйчатое строение. Угасание чешуек близко к прямому; удлинение положительное. Иммерсионным методом определены показатели преломления сокоцита:  $n_g = 1,55$ ,  $n_p = 1,53$ . Исследование показало, что плотные дегидратированные разности сокоцита имеют более высокий показатель преломления:  $n_g = 1,60$  и выше.

Отношение минерала к органическим красителям, определяемое реакциями крашения, по методу Н. Е. Веденеевой, указывает на принадлежность сокоцита к группе монтмориллонита. Синяя окраска от метилена голубого сменяется зеленоватой при прибавлении KCl (по определению М. А. Ратеева, на кривых спектров поглощения при этом отмечается сдвиг максимума с 615 до 630  $\mu$ ). Сокоцит, так же как и сапонит, слабо

окрашивается бензидином. Грязносиняя окраска появляется лишь при очень длительном крашении.

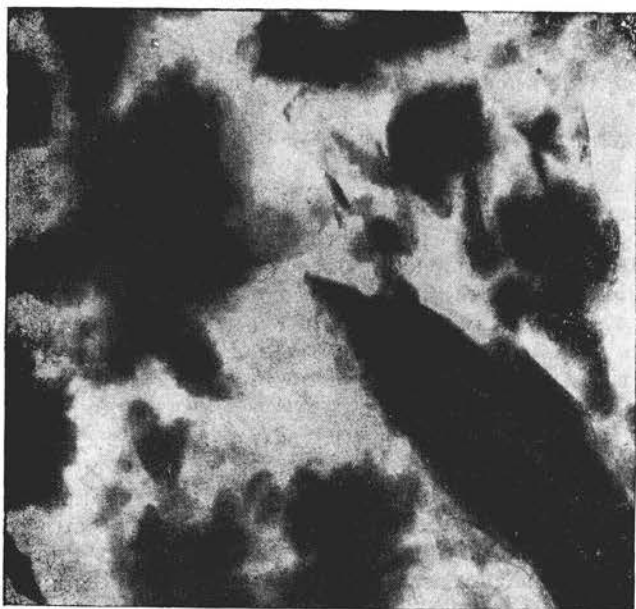
По характеру кривой нагревания описываемый соконит из щелочных пегматитов аналогичен американскому сокониту, изученному Фостом (Faust, 1951).



Фиг. 1. Кривая нагревания соконита

На кривой нагревания соконита (фиг. 1) обнаруживаются эндотермические остановки в интервалах 110—140, 220—260, 340—370 и 620—700°. Три первые остановки обусловлены выделением низко-температурной воды, частично связанной с поглощенными основаниями. Эндотермическая остановка в интервале 620—700° связана с удалением гидроксильной воды и затратой энергии на разрушение кристаллической решетки минерала.

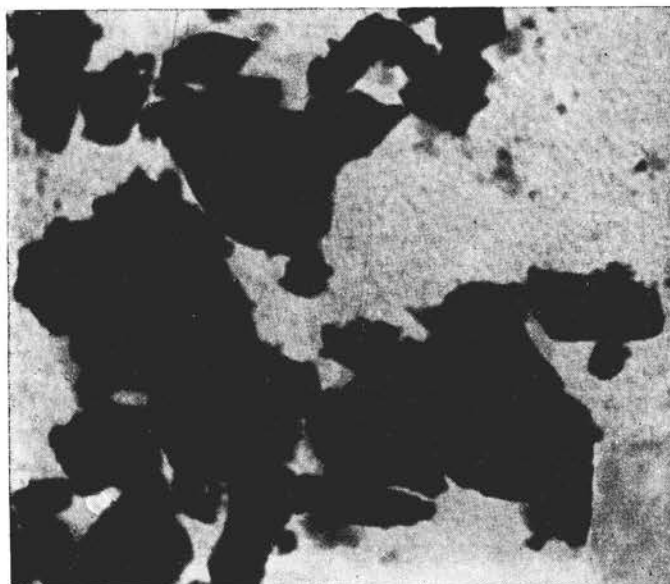
Резкий экзотермический эффект при температуре 780° и эффект при 930° связаны с фазовыми превращениями. Согласно данным рентгено-



Фиг. 2. Характер частиц соконита под электронным микроскопом. Увел. 8800×3

структурного изучения продуктов нагревания соконита (Faust, 1951), при прокаливании минерала до температуры 1000° происходит образование виллемита, ганита и кристобалита.

Электронно-микроскопическое изучение, произведенное Е. С. Рудницкой, показывает, что для многих частиц сокоцита характерна удлинен-



Фиг. 3. Продукты нагревания (до 800°) сокоцита под электронным микроскопом. Увел. 8800×3

Таблица 1

Межплоскостные расстояния сокоцита

№№ колец	Сокоцит из щелочных пегматитов (СССР)		Сокоцит (США)	
	I		II	
	i	d	i	d
1	10	16,3	Сильн.	15,4
2	4	7,22	Ср. сильн.	7,77
3	7	4,59	Ср. сильн.	4,60
4	2	3,68	Сл.	3,87
5	4	2,92	Сл.	3,09
6	7	2,64	Сильн.	2,67
7	—	—	Оч. сл.	1,748
8	5	1,686	Оч. сл.	1,718
9	9	1,533	Сильн.	1,544
10	—	—	Ср.	1,334
11	—	—	Сл.	1,005
12	—	—	Сл.	0,890

I — аналитик Н. Н. Слудская

ная чешуйчатая форма (Фиг. 2), причем чешуйки имеют обычно расплывчатые контуры (что свойственно минералам группы монтмориллонита).

Частицы соконита, нагретого до  $800^{\circ}$ , под электронным микроскопом обнаруживают отчетливое ограничение (фиг. 3), что связано, повидимому, с фазовыми превращениями.

Дебаеграмма изучаемого соконита (I) аналогична эталонной (II) дебаеграмме (табл. 1). Кроме того, электронографическим исследованием (аналитик А. А. Воронова) установлены еще кольца, соответствующие межплоскостным расстояниям: 1,317, 0,996, 0,882, 0,765 Å.

### ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Соконит легко разлагается в кислотах с выделением хлопьевидного осадка кремнекислоты.

В табл. 2 приведены результаты химического анализа (I) изученного соконита из щелочных пегматитов Ловозерского массива (г. Непха). Для сравнения здесь же приведен анализ соконита (II) из Кун Холлоу, США, наиболее близкий к нашему анализу. В одном из образцов частично изученного нами соконита содержится еще большее (чем в анализированном) количество цинка — 37,06% ZnO.

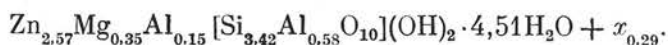
Таблица 2

Результаты химических анализов соконита

Компоненты	Ловозеро (СССР)		Кун Холлоу (США)
	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %
SiO <sub>2</sub> . . . . .	35,10	0,584	33,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	6,40	0,063	6,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,04	—	0,28
ZnO . . . . .	35,74	0,441	39,33
MgO . . . . .	2,38	0,059	0,70
MnO . . . . .	Следы	—	0,12
CaO . . . . .	2,03	0,036	1,90
SrO . . . . .	0,29	0,003	—
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,25	0,004	0,13
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,14	0,002	0,07
CuO . . . . .	—	—	0,10
TiO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	0,03
H <sub>2</sub> O <sup>+110</sup> . . . . .	6,20	0,344	6,98
H <sub>2</sub> O <sup>-110</sup> . . . . .	10,77	0,598	10,68
Сумма . . . . .	99,34		99,92
Аналитики	Е. И. Семенов		М. К. Кэррон

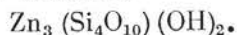
Спектральным анализом, произведенным А. С. Дудыкиной, дополнительно установлено содержание в соконите La, Pb, Cu (слабые линии), Be (~0,003%).

Пересчет химического анализа изученного соконита приводит к следующей формуле:



Сумма ионов октаэдрической координации 3,07. В состав поглощенных оснований ( $x$ ) входят щелочи, кальций и, вероятно, стронций, обычно изоморфно замещающий кальций.

Теоретическая формула соконита:



Полученные нами некоторые новые данные подтверждают представления о принадлежности соконита к минералам группы монтмориллонита. Об этом, в частности, свидетельствуют характер частиц соконита под электронным микроскопом, способность к набуханию, отношение минерала к органическим красителям.

Сокопит является цинковым монтмориллонитом, в котором цинк входит в структуру минерала и находится в октаэдрической координации.

Характерна близость некоторых свойств магниевых и цинковых монтмориллонитов (сапонита и соконита). Так, на дебаеграммах сапонита и соконита обнаруживаются сходные интенсивные линии 2,64 — 2,67 Å, 1,528—1,544 Å, 1,315—1,334 Å, совершенно не характерные для дебаеграмм обычного, алюминиевого монтмориллонита. Линии 1,53 — 1,54 Å, соответствующие отражению от (060), указывают на триоктаэдрический тип соконита и сапонита.

Под электронным микроскопом частицы сапонита и соконита имеют несколько удлиненную чешуйчатую форму. В отличие от обычного монтмориллонита, сапонит и сокопит слабо окрашиваются бензидином.

Все эти данные свидетельствуют о большей близости соконита к сапониту, нежели к другим минералам группы монтмориллонита, что объясняется близостью свойств (ионного радиуса и др.) двухвалентных элементов — магния и цинка.

#### УСЛОВИЯ НАХОЖДЕНИЯ И ГЕНЕЗИС

Сокопит встречен в Ловозерском массиве (гг. Непха, Куивчорр, Маппенахк и др.) в ряде (около 25) шпировидных и жильных пегматитов, залегающих в пойкилитовых нефелиновых и содалитовых сиенитах. Пегматитовые шпирь, размером до 15 × 30 м, обычно имеют зональное строение. Краевая зона пегматитов сложена крупными кристаллами калиевого полевого шпата, нефелина, эвдиалита и лампрофиллита, промежутки между которыми заполнены мелкоигольчатой массой зеленого эгирина. Ближе к центру расположена зона почти мономинерального крупнокристаллического полевого шпата. Центральная зона сложена крупнокристаллическим натролитом. Выделения соконита находятся лишь в центральной зоне пегматитов. Образование соконита обычно связано с процессами окисления сфалерита, присутствующего в тех же пегматитах. В центральной зоне пегматитов иногда встречаются ельчатые сростания сфалерита с калиевым полевым шпатом и натролитом. В таких же сростаниях со сфалеритом иногда находится и сокопит. Повидимому, в этом случае сокопит образуется при замещении алюмосиликатов под действием растворов, содержащих продукты окисления сфалерита.

В процессе работы автор обращался за консультацией к Ф. В. Чухрову и В. М. Сендеровой, которым он и выражает свою глубокую благодарность.

#### ЛИТЕРАТУРА

- F a u s t G. T. Thermal analysis and X-ray studies of sauconite and of some zinc minerals of the same paragenetic association. Amer. Min., v. 36, No 11-12, 1951.  
R o s s C. S. Sauconite— a clay mineral of the montmorillonite group. Amer. Min., v. 31, No 9-10, 1946.

*И. И. Гинзбург и И. В. Витовская*

## СОКОНИТ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Сокоцит встречен нами в коре выветривания, образовавшейся по рудным скарнам и скарнированным известнякам. Для Центрального Казахстана он описывается впервые.

Скарновые минералы представлены гранатом, пироксеном, волластонитом и тремолитом. При выветривании по ним образуются монтмориллонит, бейделлит, нонтронит. На участке, где обнаружен сокоцит, скарны и скарнированные известняки частично изменены выветриванием. Глинистые минералы образуются в виде мелких гнезд и прожилков различной мощности. Позднее, по трещинам в них проникали растворы, отложившие опал, халцедон, гидроокислы железа и марганца.

Среди измененных скарнов по наклонным и горизонтальным трещинам залегают прослой натечных светлых глин мощностью от 5 до 30 см, проникнутых тонкими пленками гидроокислов железа и марганца. Они имеют розоватую, желтовато-белую и зеленовато-белую окраску. В желтовато-белых глинах качественным капельным анализом был обнаружен цинк. Эти желтовато-белые глины, встречающиеся в виде гнезд среди массы светлых глин, как установлено исследованием, и являются сокоцитом.

Сокоцит представляет собой плотную, фарфоровидную с раковистым изломом хрупкую глину, сильно липнущую к языку. В воде он набухает. При окрашивании органическими красителями дает картину, характерную для монтмориллонита (обр. № 144): бензидином сразу же окрашивается в светлоголубой цвет, который при стоянии становится более интенсивным; метиленовым голубым окрашивается в синий цвет. При добавлении KCl цвет суспензии становится сине-голубым со слабым зеленоватым оттенком.

Определение в иммерсии дало следующие оптические константы:  $Ng' = 1,564$ ,  $Np' = 1,551$ ,  $Ng' - Np' = 0,013$ .

Структура под микроскопом микрочешуйчатая. Удельный вес 2,861, определен гидростатическим взвешиванием.

Термическая кривая (обр. № 144) весьма характерна (фиг. 1). Первая эндотермическая остановка при  $155^\circ$  связана с выделением гигроскопической воды, вторая небольшая остановка при  $220 - 250^\circ$  отвечает наличию поглощенных оснований; третья, пологая эндотермическая остановка, при  $550^\circ$ , повидимому, связана с примесью небольшого количества какого-то минерала; четвертая эндотермическая остановка при  $690^\circ$  и экзотермический эффект при  $920^\circ$  связаны с монтмориллонитом. Весьма интересен экзотермический эффект при  $780^\circ$ , отвечающий образованию из сокоцита виллемита ( $Zn_2SiO_4$ ).

Химический анализ сокопита приведен в табл. 1.

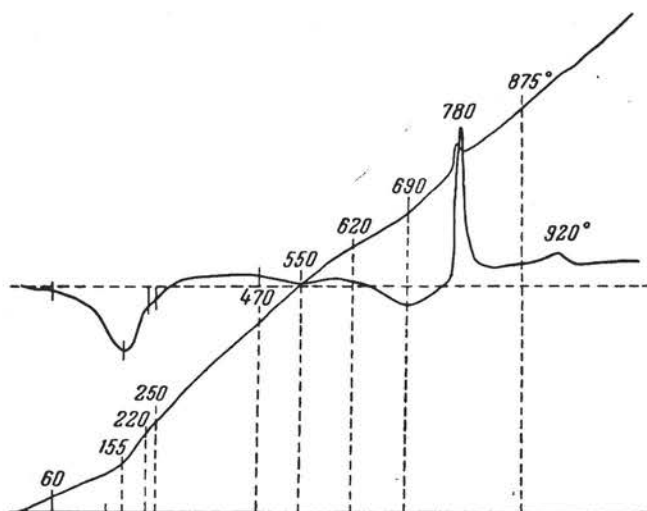
Таблица 1

Химический состав сокопита  
(обр. № 144)

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.	Атомные колич.	Крайние анализы сокопита (по Росс)	
SiO <sub>2</sub>	38,16	0,636	0,636	33,59	38,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,70	0,066	0,132	6,01	13,36 и до 16,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,38	0,015	0,030	0,28	3,41 и до 6,21%
CaO	1,27	0,023	0,023	1,90	0,94
MgO	1,19	0,030	0,030	0,70	1,18 и до 1,62
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	0,98	0,010	0,020	0,17	0,18
ZnO	34,88*	0,436	0,436	39,33	23,50 и до 22,48
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	8,28	0,460	0,460	10,68	10,39 и до 6,72
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7,52	0,418	0,418	6,98	8,05 и до 10,67**
Сумма	101,36				

Аналитик А. И. Покровская

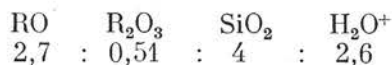
\* Среднее из двух определений 34,65 и 35,12%.

\*\* Кроме того, MnO — 0,12%, CuO — 0,10%, TiO<sub>2</sub> — 0,03 — 0,31%.

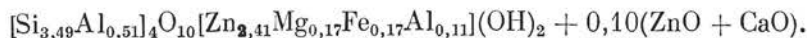
Фиг. 1. Кривая нагревания сокопита (обр. № 144)

Поглощенный комплекс, определенный путем вытеснения уксусно-кислым аммонием, состоял из 0,60—0,40% Zn и 0,40% CaO.

Эмпирическая формула минерала (обр. № 144):



Структурная формула представляется в следующем виде:



Спектральный анализ обнаруживает наличие Pb (ср.), Cu (ср.), Cd (сл.), Cr (о. сл.), V (о. сл.) Ba (н. сд.), Sr (сл.), Ti (в. ср.), Sc (н. сд.), Y (сд.).

Рентгенограмма образца несколько отличается от эталонной дебаеграммы соконита (табл. 2).

Таблица 2

## Рентгенограмма соконита

№№ колец	Соконит (обр. № 144)		Соконит (эталонная дебаеграмма)	
	Интенсивн.	d	Интенсивн.	d
1	Оч. сл.	12,90	Оч. сл.	15,40
2	—	—	Ср. сл.	7,77
3	Сл. р.	4,66	Ср. сл.	4,60
4	Оч. сл. р.	3,34	Сл.	3,87
5	Оч. сл. р.	2,93	Сл.	3,09
6	Сл. р.	2,65	Сильн.	2,67
7	Сл. р.	2,57	—	—
8	—	—	Оч. сл.	1,748
9	Сл.	1,70	Оч. сл.	1,718
10	Сн.	1,53	Сн.	1,544
11	Оч. оч. сл.	1,49	—	—
12	—	—	Ср.	1,334
13	—	—	Сл.	1,005
14	—	—	Сл.	0,890

Аналитик С. И. Берхин

Вследствие слабой окристаллизованности, в описываемом соконите отмечается большое количество слабых, очень слабых и размазанных линий; отсутствуют слабые и очень слабые линии стандартного соконита, а также линии 7,77 ср. сл., 13,34 ср. В нашем образце меньше низкотемпературной воды и, повидимому, в результате этого базисная № 1 линия имеет меньшую величину, чем в эталонной дебаеграмме.

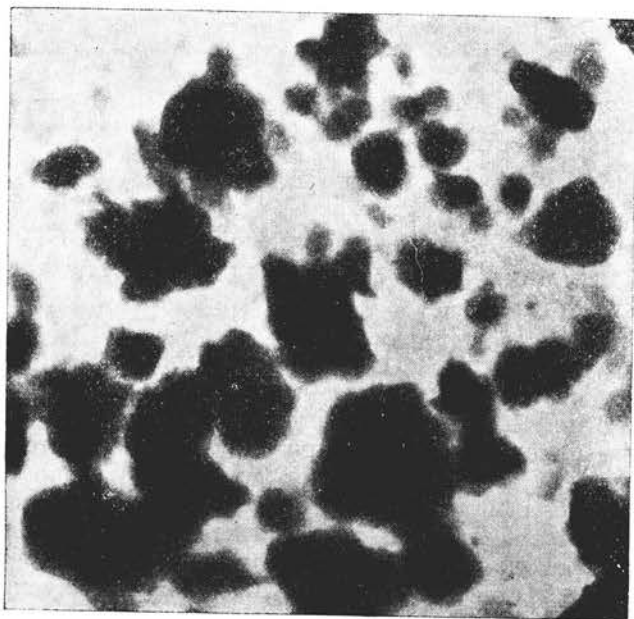
Фотографии, снятые под электронным микроскопом, показывают чешуйки соконита (в отличие от сильно расплывчатых чешуек монтмориллонита), большей частью обладающие относительно четкими, слабо расплывчатыми очертаниями и неправильной изометричной формой (фиг. 2).

Следует отметить, что, наряду с соконитом, в изученном участке встречается ряд монтмориллонитовых, нонтронитовых и «ферригаллуазитоподобных» глин, содержащих цинк (в большом количестве), медь и свинец.

Росс (C. S. Ross), описавший соконит, дает показатели преломления по  $N_p'$  1,564 — 1,570 и по  $N_g'$  1,605 — 1,615. Величина показателей преломления и двупреломления у образцов соконита, описанных Росс, выше, чем у нас. Возможно это объясняется трудностью замеров истин-



ных величин Ng и Nr вне пленок, которые у нас не получались, но которые, вероятно, можно будет получить, применяя ряд приемов, использованных Росс. Химический состав исследованного сокоцита полностью



Фиг. 2. Сокоцит (обр. № 144). Электронный микроскоп. Увел. 7200 (фотографированием увеличение в 2 раза)

укладывается в формулу сокоцита, даваемую С. Россом. Он сходен также и по термике, но, как указано было выше, рентгенографически отмечаются различия, связанные со слабой окристаллизованностью нашего образца.

А. Ш. Никитина

## НИКЕЛЕВЫЙ ВЕРМИКУЛИТ ИЗ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ УКРАИНЫ

Никелевый вермикулит в коре выветривания ультраосновных пород Украины в небольшом количестве был встречен вместе с монтмориллонитом во многих местах среди биотитовых оторочек, образовавшихся в приконтактных зонах амфибололизированных пироксенитов с пегматитовыми жилами. Биотитовые оторочки достигают мощности 10—15 см. Биотит в них образовался в результате метасоматических низкотемпературных процессов воздействия пегматитовых жил на магнезиально-железистые амфиболо-пироксеновые породы.

Вермикулит встречается в виде гексагональных чешуек, достигающих 8 мм в длину и 5 мм в поперечнике. Спайность совершенная параллельно [001]; пластинки довольно хрупкие. Цвет буровато-черный, иногда с золотистым оттенком. При нагревании в пламени горелки чешуйки вермикулита разлистываются и увеличиваются в объеме в 3—4 раза. Перекись водорода при соприкосновении с вермикулитом слабо вскипает и вызывает вспучивание вермикулита.

Под микроскопом вермикулит обнаруживает резкий плеохроизм, от желтого по оси Np до желто-бурого по оси Ng. Формула абсорбции биотитовая:  $Ng > Np$ . Удлинение положительное. Интерференционная окраска высокая. Оптический характер отрицательный.

Показатели преломления:  $Ng' = 1,651$ ;  $Nm' = 1,648$ ;  $Np' = 1,620 - 1,623$ ; дупреломление  $Ng' - Np' = 0,031 - 0,028$ .

Исследуемый вермикулит был тщательно выделен и подвергнут химическому анализу. Для сравнения с нашим вермикулитом (обр. № 104) приводим химический состав никелевого вермикулита (обр. № 12), по М. А. Карасику, и биотита, по Д. С. Белянкину (табл. 1).

Если принять  $R_2O_3 = (Fe_2O_3 + Al_2O_3) = 1,а$   $RO = FeO + MgO + CaO + NiO$ , то эмпирические формулы никелевого вермикулита и биотита могут быть представлены в следующем виде:

	SiO <sub>2</sub>	: R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	: RO	: H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>
Обр. № 104	1,81	: 1	: 2,20	: 2,27
Обр. № 12	3,17	: 1	: 3,62	: 3,45
Обр. № 3	3,47	: 1	: 3,12	: 0,22

Исследуемый вермикулит (обр. № 104) отличается от вермикулита (обр. № 12) меньшим содержанием SiO<sub>2</sub>, резко преобладающим содержанием Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO, что сближает его состав с биотитом типа лепидомелана. Кроме того, исследуемый вермикулит отличается меньшим содер-

Таблица 1

Химический состав никелевого вермикулита Украины (обр. № 104), никелевого вермикулита (обр. № 12) и биотита

Компоненты	Никелевый вермикулит Украины		Никелевый вермикулит (по Карасику)		Биотит (по Безьявину)	
	Обр. № 104		Обр. № 12		Обр. № 3	
	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.
SiO <sub>2</sub>	26,50	0,441	35,62	0,593	36,11	0,601
TiO <sub>2</sub>	1,69	0,020	0,10	0,001	1,83	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,26	0,123	13,54	0,132	12,62	0,124
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,22	0,120	8,78	0,055	8,63	0,054
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0,46	0,003	0,15	0,001
FeO	5,03	0,070	0,43	0,006	8,77	0,122
MgO	13,94	0,346	25,48	0,632	17,69	0,444
CaO	0,35	0,006	0,21	0,004	—	—
NiO	8,60	0,114	2,59	0,036	—	—
CoO	—	—	0,013	—	—	—
MnO	0,26	0,003	0,30	0,004	0,40	0,006
R <sub>2</sub> O	0,00	—	0,91	0,010	8,56	0,091
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	9,94	0,552	11,63*	0,646	0,70	0,039
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,56	0,142	(5,48)	0,304	3,22	0,179
F	—	—	—	—	1,26	0,066
SO <sub>3</sub>	—	—	0,09	0,001	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,007	—	—	—
Сумма	100,35		100,15		99,94	

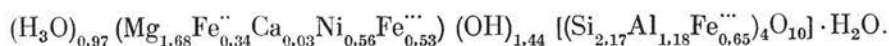
Аналитик Б. Мирская

\* П. п. п. — включается H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>.

жанием MgO и отсутствием щелочей, замещенных гидроксонием, что является характерным для вермикулитов; магний частично замещен никелем.

Пересчитаем данные химического анализа обр. № 104 на структурную формулу, исходя из 12 кислородов, принимая во внимание замещение щелочей гидроксонием (Соболев, 1949).

Структурная формула вермикулита (обр. № 104) примет следующий вид:



Количество ионов в октаэдрической координации 3,19.

Структурная формула вермикулита свидетельствует о полном замещении щелочей гидроксонием при очень незначительном выносе остальных элементов.

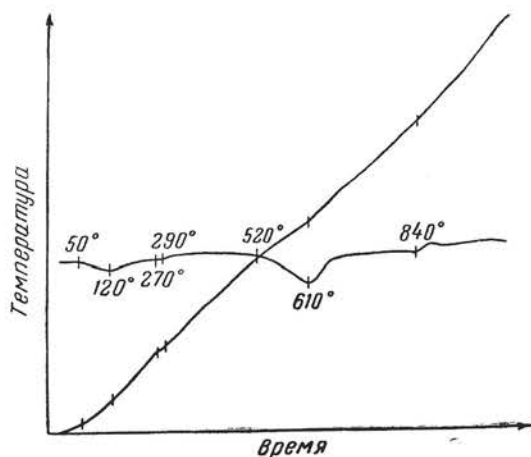
В табл. 2 даны результаты термического анализа исследуемого вермикулита. Для сравнения приводим кривую нагревания уральского вермикулита (Гинзбург и Рукавишникова, 1951).

Таблица 2

Термические эффекты на кривых нагревания никелевого вермикулита Украины (обр. № 104) и уральского (обр. № 2) вермикулита (°С)

№ обр.	Минерал	Эндоэффекты				
		120	290	610	840	—
104	Вермикулит Украины . .	120	290	610	840	—
2	Вермикулит с Урала . . .	155	300	630	800	895

Характерным эндоэффектом украинского вермикулита является низкотемпературный эндоэффект при 120°, соответствующий выделению гигроскопической воды; эндоостановка при 290° типична для вермикулита и связана с выделением воды поглощенных оснований. Две эндоостановки при 610 и 840° напоминают остановки монтмориллонита (фиг. 1). Обр. № 2, в отличие от обр. № 104, еще сохранил высокотемпературный эндоэффект биотита при 895°.



Фиг. 1. Кривая нагревания никелевого вермикулита (обр. № 104)

Изучаемый же образец обладает только типичными эффектами вермикулита.

Результаты окраски вермикулита основными органическими красителями, по методу Н. Е. Веденеевой, приводятся в табл. 3.

Исследуемый вермикулит по отношению к органическим красителям ведет себя подобно каолиниту: фиолетовая окраска, получаемая при окрашивании вермикулита

Таблица 3

Данные окраски вермикулита (обр. № 104) основными органическими красителями

Образец	Реактив	Цвет окраски
№ 104 Вермикулит	1. Метиленовый голубой	Фиолетово-синий
	2. Метиленовый голубой + КСl (насыщ.)	Без изменений
	3. Бензидин	Не окрашивает
	4. Родамин Ж	Раствор над осадком люминесцирует

Таблица 4

Рентгенограммы никелевого вермикулита Украины (обр. № 104) и стандартных образцов вермикулита, вермикулита-биотита и биотита \*

№ п/п	Вермикулит (обр. № 104)		Вермикулит (обр. № 1)		Вермикулит-биотит (обр. № 9)		Биотит (обр. № 11)	
	d	i	d	i	d	i	d	i
1	—	—	13,4	8	—	—	—	—
2	—	—	—	—	11,4	5	—	—
3	10,875б	Ср. р.	—	—	—	—	9,935	5
4	7,16в	Ср.	7,03	1	—	—	—	—
5	4,81б	Ср.	4,75	1	—	—	4,88	1
6	—	—	4,45	1	4,48	1	4,44	5
7	—	—	—	—	—	—	4,09	1
8	3,96	Сл.	3,91	1	—	—	3,91	5
9	3,64	Ср.	—	—	—	—	—	—
10	—	—	3,53	4	3,39	4	—	—
11	—	—	3,12	1	3,07	0,5	3,07	3
12	2,98в	Сл. р.	—	—	—	—	—	—
13	2,87вб	Сл. р.	2,83	3	2,87	1	2,86	4
14	2,68вб	Ср.	2,6	1	2,59	5	2,56	5
15	—	—	2,52	1	—	—	—	—
16	2,45вб	Ср. р.	—	—	2,39	3	2,46	2
17	—	—	2,36	4	—	—	2,38	3
17а	—	—	—	—	—	—	2,25	1/2
18	—	—	2,19	1	2,22	1	2,19	1/2
19	—	—	2,12	0,5	2,16	2	2,12	3
20	2,055в	Сл. р.	2,069	0,5	—	—	—	—
21	—	—	2,035	1	2,016	2	2,04	1/2
22	—	—	2,002	0,5	—	—	2,02	1/2
23	—	—	1,833	1	1,842	0,5	1,86	1/2
24	—	—	1,774	1	—	—	1,76	1
25	1,727в	Сл.	1,732	0,5	1,734	0,5	—	—
26	—	—	1,664	2	1,668	3	1,64	3
27	—	—	1,584	0,5	—	—	1,61	1/2
28	—	—	1,570	0,5	—	—	—	—
29	1,555вб	Ср.	1,526	4	1,523	7	1,54	1/2
30	1,519вб	Сл.	—	—	1,517	0,5	1,50	3
31	—	—	1,496	—	—	—	—	—
32	1,483	Сл.	—	—	—	—	—	—
33	—	—	1,462	0,5	—	—	—	—
34	1,453в	Оч. сл.	1,441	2	1,437	0,5	—	—
35	—	—	1,429	1	1,401	0,5	—	—
36	—	—	1,352	1	—	—	—	—
37	1,339вб	Оч. сл.	—	—	1,346	0,5	1,34	2
38	—	—	1,321	3	1,322	3	—	—
39	—	—	1,312	1	—	—	—	—
40	1,307б	Оч. оч. сл.	—	—	—	—	1,30	2
41	—	—	1,289	1	1,289	1	—	—
42	—	—	1,270	1	—	—	1,25	1

Обр. № 104 — никелевый вермикулит Украины. Обр. № 1 — слабоникелистый вермикулит (NiO — 0,28%), по Грунеру. Обр. № 9 — вермикулит-биотит, по Грунеру. Обр. № 11 — биотит стандартный, по Грунеру.

\* Сл. — слабая; сл. р. — слабая размытая; ср. р. — средняя размытая; в — линия вермикулита; б — линия биотита.

метиленовым голубым, не изменяется после прибавления хлористого калия; бензидин не окрашивает вермикулита, а родамин Ж, слабо связываемый минералом, вызывает люминесценцию раствора над осадком.

Таким образом, вермикулит относится к минералам, слабо связывающим органические красители.

В нашем вермикулите (обр. № 104) более всего отмечается общих линий, характерных как для вермикулита, так и для биотита (табл. 4). К ним принадлежат линии средней и слабой интенсивности (№ 5, 8, 13, 16, 29, 30, 37).

Помимо общих линий, исследуемый образец обладает линиями, характерными либо только для вермикулита (№ 4, 20), либо только для биотита (№ 3, 5, 8).

Никелевый вермикулит Украины образовался в результате гипергенного изменения биотита. Гипергенный генезис вермикулита подтверждается выносом  $MgO$  и замещением его  $NiO$ . Обогащение никелем происходит за счет никельсодержащих растворов, образующихся при выщелачивании серпентинизированных перидотитов, толщу которых секут подвергшиеся метасоматозу амфиболизированные пироксениты.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Гинзбург И. И. и Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. АН СССР, 1951.  
Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львов. гос. унив., 1949.
-

*И. И. Гинзбург и А. П. Никитина*

## ПРОДУКТЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ХЛОРИТОВ УССР

В геологическом строении района распространения описываемых хлоритов принимают участие разнообразные породы докембрийского возраста. Они слагают древний кристаллический фундамент и составляют комплекс сильно дислоцированных пород кислого и основного состава. Кислые породы представлены различными гнейсами, мигматитами, гранитами и связанными с ними пегматитовыми жилами.

Ультраосновные породы образуют маломощные пачки среди более древних гнейсов и мигматитов. Падение пачек крутое, под углом 60—80°. Ультраосновные породы претерпели сильный метаморфизм под влиянием кислых интрузий, что нашло свое отражение в изменении первоначального минерального состава. Они в основном представлены серпентинизированными перидотитами аповерлитового и аполерцолитового типов, амфиболизированными пироксенитами, амфиболитами, хлоритовыми породами.

Хлориты в коре выветривания ультраосновных пород изученного нами района имеют значительное распространение и наблюдаются в следующем виде.

1. В виде прожилков среди серпентинизированных перидотитов, мощностью от 0,3 до 1 — 2,5 м. Хлоритовые породы образовались по пироксенитовым жилам, секущим серпентинизированные перидотиты.

2. В серпентинизированных перидотитах как второстепенный минерал, образовавшийся по моноклинному пироксену в результате гидротермальных процессов.

3. В амфиболизированных пироксенитах как второстепенный минерал, развившийся по актинолиту.

4. В хлоритовых породах, образовавшихся в результате метаморфизма амфиболизированных пироксенитов и залегающих на контактах с гранитами и мигматитами. Хлорит является главным породообразующим минералом.

5. В амфиболитах; хлорит в них развивается по биотиту и зеленой роговой обманке; присутствует как второстепенный минерал.

Исследование продуктов выветривания хлоритов производилось только в хлоритовых породах двух основных упомянутых выше видов (группы 1 и 4).

### ХЛОРИТ ИЗ АМФИБОЛИЗИРОВАННЫХ ПИРОКСЕНИТОВ

Хлоритовые породы, образовавшиеся по амфиболизированным пироксенитам, в районе исследования имеют широкое развитие. При

выветривании они испытывают несколько стадий, давая конечные продукты в виде галлуазита и каолинита.

Свежий хлорит, относимый к типу пеннина, был встречен в ничтожных количествах среди хлоритовых пород вместе с джефферизитом, являющимся начальной стадией выветривания хлорита.

Свежий хлорит в форме тонких чешуек размером от 0,5 до 1,5 мм обладает нежнозеленым цветом; форма его чешуек удлинённая, напоминающая форму зерен актинолита, по которому он развивается. Образование хлорита по актинолиту подтверждается присутствием реликтов актинолита.



Фиг. 1. Зеленый джефферизит из хлоритовых сланцев, образовавшихся по амфиболитизированным пироксенитам. Шлиф 274. Николи +. Увел. 20

Под микроскопом хлорит (пеннин) обнаруживает слабый плеохроизм почти от бесцветного по  $N_p$  до бледнозеленого по  $N_g$ , прямое угасание и положительное удлинение. Интерференционная окраска темносерая, часто синяя.

Показатели преломления:  $N_g' = 1,576$ ;  $N_p' = 1,570$ ; двупреломление  $N_g' - N_p' = 0,005-0,006$ . Оптически отрицательный;  $2V$  близко к нулю.

В зоне выветривания происходит образование по хлориту джефферизита, составляющего в вертикальном профиле выветривания зону около 10 м мощности (фиг. 1).

Макроскопически джефферизит представляет хрупкие зеленые, со стальным оттенком чешуйки, размером от десятых долей до 3,5—4 мм. При действии перекиси водорода джефферизит не вскипает, в пламени паяльной трубки расщепляется, подобно вермикулиту.

Микроскопическое исследование показало, что образование джефферизита по хлориту происходит первоначально по трещинам спайности последнего и сопровождается резким повышением двупреломления.

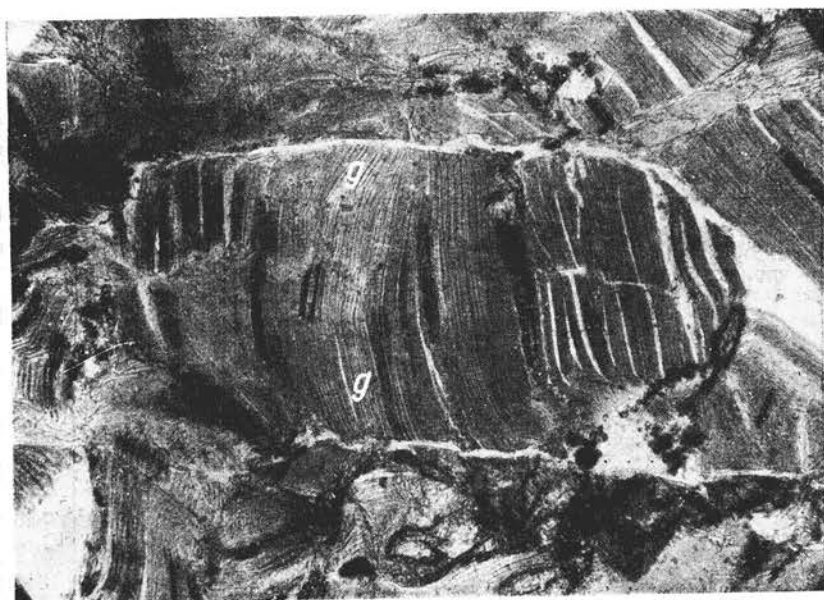
Джефферизит по актинолиту обнаруживает резкий плеохроизм от светлозеленого по оси  $N_p$  до густозеленого по оси  $N_g$  и яркую интерференционную окраску.



Показатели преломления джефферизита:  $Ng' = 1,594$ ;  $Nm' = 1,592$ ;  $Np' = 1,579$ ; двупреломление  $Ng' - Np' = 0,015$ . Оптически отрицательный, удлинение положительное,  $2V$  близко к нулю.

### ХЛОРИТ, ОБРАЗОВАВШИЙСЯ ПО МОНОКЛИННЫМ ПИРОКСЕНАМ

Вторым видом хлоритов, менее распространенных, чем первые, являются хлориты, образовавшиеся по моноклинным пироксенам из пироксенитовых жил, вследствие воздействия на них гидротерм. Выветрелые пироксенитовые жилы секут под крутыми углами серпентинизированные перидотиты и обладают различной мощностью (от 0,3 до 1—2,5 м).



Фиг. 2. Зеленый джефферизит [g] из хлоритовых сланцев, образовавшихся по пироксенитовым жилам среди серпентинизированных перидотитов. Шлиф 84. Николи +. Увел. 90

Главным минералом породы является джефферизит. Свежий хлорит был встречен в единичных чешуйках. По своим оптическим свойствам (синей интерференционной окраске, положительному удлинению, слабому плеохроизму, от бесцветного по  $Np$  до светлозеленого по  $Ng$ , отрицательному оптическому характеру и  $2V$ , близкому к нулю) он подобен описанному выше пеннину, образовавшемуся по актинолиту.

Образование джефферизита по хлоритизированному пироксениту наблюдается на разных глубинах, вплоть до 80—85 м. Джефферизит (фиг. 2) для исследования с этих глубин (обр. № 85 г и 84) был тщательно отобран. Макроскопически он ничем не отличается от джефферизита по актинолиту. Чешуйки его крупные (до 4 мм), блестящие, хрупкие, зеленого цвета со стальным или желтоватым оттенком; с перекисью водорода не вскипает, в пламени паяльной трубки расщепляется.

Под микроскопом джефферизит, как и описанный выше, обладает высоким двупреломлением,  $Ng - Np = 0,015-0,016$ , ясным плеохроизмом

от бесцветного по  $N_{p0}$  до зеленого по  $N_g$ . На некоторых чешуйках наблюдается пятнистая зеленая окраска. Оптически двуосный, отрицательный, удлинение положительное,  $2V$  очень мало. Показатели преломления:  $N_g' = 1,571$ ;  $N_m' = 1,567$ ;  $N_p' = 1,555 - 1,558$ .

### КРИВЫЕ НАГРЕВАНИЯ ДЖЕФФЕРИЗИТА

Термические кривые джефферизита по актинолиту и по пироксену приводятся в табл. 1 и на фиг. 3.

Таблица 1

Термические эффекты на кривых нагревания джефферизита

№ образца	Минерал	Эндотермический эффект						Эндотерм. эффект	Эндотерм. эффект
272	Джефферизит (по актинолиту) . . . . .	130	220 площ. в сла- бая	550	600	—	850	890	970
274	Джефферизит (по актинолиту) . . . . .	120	—	—	620	730	820	860	—
85г	Джефферизит (по пироксену) . . . . .	150	—	—	620	720	810	830	—
84	Джефферизит (по пироксену) . . . . .	160	—	580	660	725	780	830	—
1	Джефферизит слабо разложенный . . . . .	120	—	—	620	—	820	840	—
6	Джефферизит сильно разложенный . . . . .	164 сл.	269	550 сл.	622	—	826	868 сл.	950

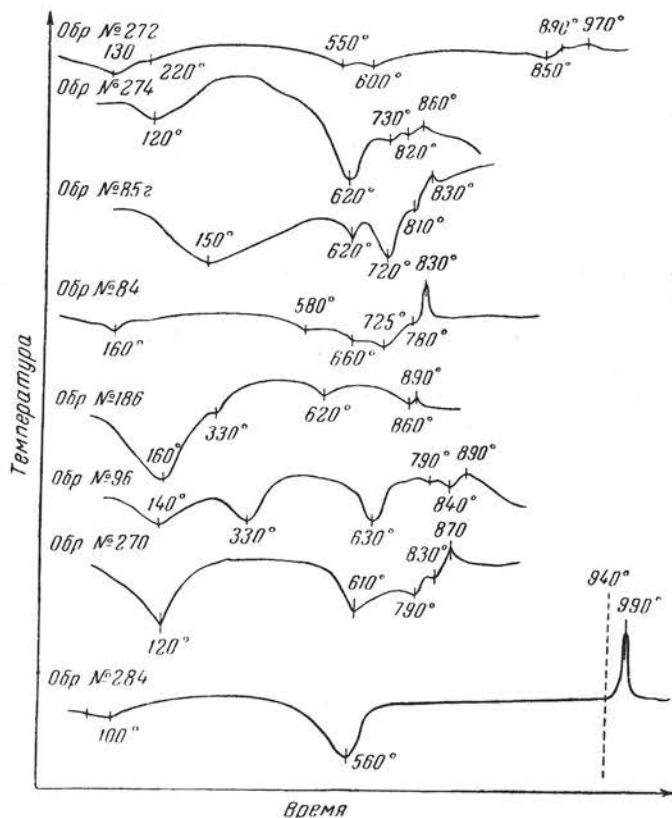
Джефферизит по актинолиту (обр. № 272 и 274) на кривой нагревания дает три эндотермических (120 и 130°; 600 и 620°; 820 и 850°) и один экзотермический эффект (860 и 890°), характерные для джефферизита. Эндоеффект при 220° связан с выделением воды поглощенных оснований. Эндоеффект при 550° свидетельствует о примеси галлуазита, являющегося конечным продуктом разложения исследуемого джефферизита.

Почти аналогичные эффекты мы наблюдаем у джефферизита, образовавшегося по пироксену (обр. № 84 и 85 г).

Эндоеффекты около 725°, наблюдаемые у джефферизита обоих типов, объясняются неравномерной отдачей воды в зависимости от степени измельчения хлоритов (Гинзбург и Рукавишникова, 1951).

Таким образом, джефферизит, образовавшийся по актинолиту и пироксену, дает идентичные кривые нагревания и принадлежит к одному виду. Джефферизит обр. № 274 и 85 г близок джефферизиту обр. № 1 и

является ранней стадией выветривания хлорита. Джефферизит обр. № 272 и 84 близок джефферизиту обр. № 6 и представляет собой более позднюю стадию разложенного хлорита.



Фиг. 3. Кривые нагревания продуктов выветривания хлоритов

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ОКРАСКИ ДЖЕФФЕРИЗИТА ОСНОВНЫМИ ОРГАНИЧЕСКИМИ КРАСИТЕЛЯМИ

Джефферизит обоих типов был окрашен основными органическими красителями. Данные окраски приводятся в табл. 2.

Все исследуемые джефферизиты окрашиваются одинаково (фиг. 4 и 5).

Бензидин окрашивает джефферизит в голубой цвет, который при наложении зеленой окраски минерала приобретает зеленовато-голубую окраску.

Бензидиновая кривая спектра поглощения джефферизита аналогична кривой монтмориллонита: максимум фиксируется при 590 м $\mu$ . Окрашивание же джефферизита другими красителями дает данные, отличные от монтмориллонита (фиг. 4 и 5).

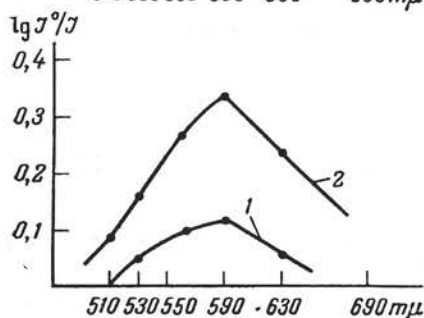
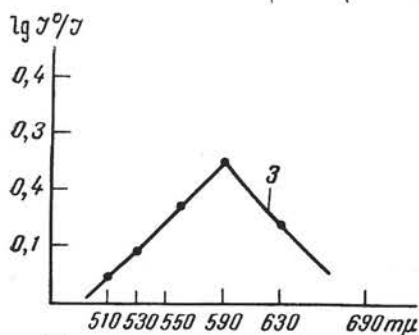
#### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДЖЕФФЕРИЗИТА

Результаты химического анализа джефферизита, тщательно отобранного под бинокулярном и проверенного под микроскопом, приведены в табл. 3.

Таблица 2

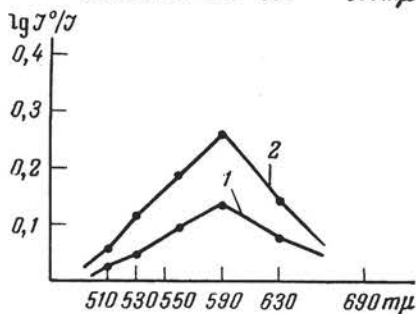
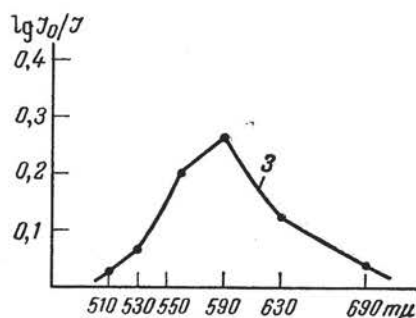
Максимумы на кривых спектров поглощения джефферизитов, окрашенных основными органическими красителями  
(в  $\mu$ )

Минерал	Красители				
	бензидин	метиленовый голубой	метиленовый голубой + KCl	хризоидин	родамин Ж
Джефферизит, по актинолиту, обр. № 274 . .	590	590	590	Кирпичный	Раствор над окрашенным минералом люминесцирует
Джефферизит, по актинолиту, обр. № 272 .	590	590	590	Кирпичный	То же
Джефферизит, по пироксену, обр. № 84 .	590	590	590	Кирпичный	» »



Фиг. 4. Кривые спектров поглощения органических красителей джефферизитом (обр. № 274)

1 — метиленовый голубой; 2 — метиленовый голубой + KCl; 3 — бензидин



Фиг. 5. Кривые спектров поглощения органических красителей джефферизитом (обр. № 84)

1 — метиленовый голубой; 2 — метиленовый голубой + KCl; 3 — бензидин

Сравнивая химический состав джефферизита по актинолиту и джефферизита по пироксену, необходимо отметить различие в количественном содержании полуторных окислов и MgO. Уменьшение количества MgO в джефферизите по актинолиту компенсируется увеличением полуторных окислов, что связано с происхождением его из актинолита.

Заменяя (в молекулярном отношении)  $\text{SiO}_2 : (\text{R}_2\text{O}_3 + \text{RO})$   $\text{R}_2\text{O}_3$  на  $3\text{RO}$ , имеем отношение  $\text{SiO}_2 : (3/2\text{R}_2\text{O}_3 + \text{RO})$ , которое для джеф-

Таблица 3

## Данные химического анализа джефферизита

Компоненты	Джефферизит, по актинолиту, обр. № 274		Джефферизит, по пироксену, обр. № 84		Джефферизит из актинолитовых пироксенитов, по Гинзбургу, обр. № 1	
	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.
SiO <sub>2</sub>	34,00	0,566	37,40	0,623	37,52	0,625
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,004	0,39	0,005	0,40	0,005
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,80	0,135	3,88	0,038	12,50	0,123
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,00	0,075	5,39	0,033	3,68	0,023
FeO	3,96	0,055	3,68	0,051	0,36	0,005
MgO	20,80	0,520	34,60	0,858	28,31	0,702
CaO	0,81	0,014	0,35	0,006	0,98	0,017
NiO	0,55	0,007	0,17	0,002	1,51	0,020
Na <sub>2</sub> O	1,24	0,020	Отс.	—	0,04	0,006
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,37	0,131	1,15	0,063	3,48	0,193
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	11,69	0,649	13,26	0,736	11,31	0,628
Сумма	101,55		100,27		100,09	

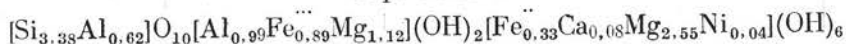
Аналитики А. М. Денисов, Б. Мирская

феризита по пироксену (обр. № 84) выразится отношением 0,61 : 1, а для джефферизита, по актинолиту (обр. № 274) — 0,62 : 1.

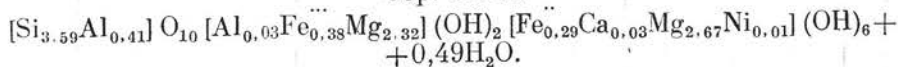
Отсюда видно, что исследованный джефферизит по актинолиту имеет с джефферизитом по пироксену одинаковые отношения SiO<sub>2</sub> : (R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + RO). (Эти соотношения дают возможность сделать вывод об образовании джефферизита (обр. № 274) также по пироксену, метасоматически замещенному позднее актинолитом.

Рассчитав данные химического анализа джефферизита на структурные формулы хлорита<sup>1</sup>, исходя из 18 кислородов, при этом считая Fe<sup>+++</sup> в обр. № 84 входящим в состав гиббситового слоя, получим следующие результаты:

Обр. № 274



Обр. № 84



Оба исследованных образца джефферизита представляют собою хлориты, разложение которых находится в начальной стадии. Об этом свидетельствуют высокое содержание MgO и наличие FeO в их химическом составе.

Условно принимаем, что MgO начинает выноситься раньше всего из бруситового слоя, отчего в последнем содержится меньше трех катионов

<sup>1</sup> Оптика, термика и химический состав джефферизита, аналогичные хлориту, позволяют считать структуру обоих минералов одинаковой.

Таблица 4

Данные рентгенографического изучения джефферизита \*

№ п/п	Джефферизит по пироксену, обр. № 84		Джефферизит по актинолиту, обр. № 274		Джефферизит по актинолиту, обр. № 272		Обохренный гидрохлорит, обр. № 186	
	d	i	d	i	d	i	d	i
1	—	—	—	—	—	—	15,20	Сл.
2	—	—	12,3	Сн. р.	—	—	—	—
3	10,87	Ср. р.	—	—	9,90	Ср.	10,26	Ср. р.
4	7,36	Оч. слб.	7,30	Сн.	7,30	Сн.	—	—
5	5,32	Сл.	—	—	—	—	—	—
6	4,72	Ср.	4,86	Сн.	4,86	Сн.	4,70	Ср.
7	4,20	Сл.	—	—	—	—	4,26	Ср.
8	4,11	Ср.	—	—	—	—	—	—
9	4,00	Сл.	4,02	Сл.	4,05	Сл.	—	—
10	3,83	Сл.	—	—	—	—	—	—
11	3,71	Оч. сн.	—	—	—	—	—	—
12	3,64	Сл.	3,64	Сн.	3,64	Сн.	3,66	Сл.
13	2,91	Сл.	2,92	Ср.	2,91	Ср.	2,92	Сл.
14	2,81	Сл.	—	—	—	—	—	—
15	2,726	Оч. сл.	2,75	Ср. р.	2,75	Ср. р.	—	—
16	—	—	2,62	Ср. р.	2,65	Сл.	2,65	Сл. р.
17	2,557	Оч. сл.	—	—	—	—	—	—
18	2,483	Сл.	2,45	Ср. р.	2,46	Ср. ш.	2,47	Сл. р.
19	—	—	2,312	Сл. р.	—	—	—	—
20	2,188	Ср.	—	—	—	—	—	—
21	—	—	2,096	Сл. р.	2,078	Сл. ш.	—	—
22	—	—	1,950	Оч. сл. р.	—	—	—	—
23	1,854	Оч. сл.	—	—	—	—	—	—
24	1,810	Ср. сл.	—	—	—	—	—	—
25	1,774	Оч. сл.	—	—	1,780	О. сл.	1,741	Сл.
26	1,727	Ср. сл.	1,732	Сл. р.	1,734	Ср. сл.	1,740	Сл.
27	1,684	Сл.	—	—	—	—	—	—
28	1,558	Сн. ш.	1,569	Сн.	1,576	Сн.	1,558	Сн.
29	1,525	Сн. ш.	1,535	Оч. сл.	1,542	Оч. сл.	—	—
30	1,484	Оч. сл.	—	—	—	—	1,472	Сл. р.
31	1,440	Сл.	—	—	—	—	—	—
32	1,343	Оч. сл.	1,347	Сл. р.	1,351	Сл.	—	—
33	—	—	—	—	—	—	1,336	Сл. р.
34	1,320	Ср.	1,322	Оч. сл.	—	—	—	—
35	1,282	Ср.	—	—	—	—	—	—
36	1,262	Оч. сл.	—	—	—	—	—	—
37	1,226	Оч. сл.	—	—	—	—	—	—
38	1,176	Сл.	—	—	—	—	—	—

\* Сл. ш.—слабая широкая, сл. р.—слабая размазанная, сл.—слабая, ср.—средняя, о. сн.—очень сильная, сн.—сильная.

двухвалентных окислов. Джефферизит обр. № 274 является несколько более выветрелым по сравнению с обр. № 84, так как сумма катионов бруситового слоя у него меньше.

Сравнивая данные рентгена образцов № 272, 274 и 84 (табл. 4), отмечаем резкое отличие джефферизита по пироксену (обр. № 84) от джефферизита по актинолиту (обр. № 274 и 272). Большинство линий обр. № 272 и 274 имеют более сильную интенсивность по сравнению с обр. № 84. Линия № 2 (12,3 см. р) в обр. № 274 отсутствует в обр. № 84 и 272.

Расхождения в рентгенограммах вызваны разным составом исходных минералов, по которым образовался джефферизит (молек. колич. RO в обр. № 274 равно 0,585, а в обр. № 84 — 0,915). Расчет  $d(hKl)$  по оси  $C_1$ , исходя из 14,7 Å, дает для джефферизита по актинолиту (обр. № 274) индексы 002, 003, 004, 005, 006, 007, совпадающие с линиями № 4, 6, 12, 13, 18, 21. Линии № 3, 5, 6, 12, 15 указывают на присутствие слоистого пакета, отчего решетку джефферизита можно признать за смешаннослоистую.

### ОБОХРЕННЫЙ ГИДРОХЛОРИТ

Необходимо упомянуть о присутствии в профиле выветривания хлоритовых пород обохренных гидрохлоритов. Ожелезнение джефферизита по трещинам спайности наблюдается уже в нижней зоне профиля выветривания. Наибольшее количество обохренных гидрохлоритов встречалось в верхних зонах вместе с обохренными серпентинизированными перидотитами (обр. № 98) и галлуазитами (обр. № 265 и 186), образовавшимися по хлоритовым породам.

Чешуйки гидрохлорита сплошь покрыты гидроокислами, отчего приобрели бурую окраску и хрупкость. Данные показателей преломления свидетельствуют о повышении их при ожелезнении гидрохлорита.

Обохренные гидрохлориты	Зеленые джефферизиты
Nm = 1,592 (обр. № 186)	Nm = 1,592 (обр. № 274), по актинолиту
Nm = 1,595 (обр. № 265)	
Nm = 1,609 (обр. № 98)	Nm = 1,570 (обр. № 84), по пироксену.

Обохренный гидрохлорит обладает резким плеохроизмом в бурых и красно-бурых тонах и положительным удлинением.

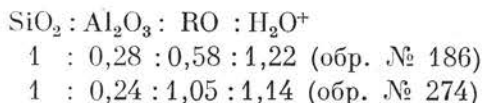
Таблица 5

Термические эффекты на кривых нагревания обохренного гидрохлорита (°C)

№ образца	Минерал	Эндотермические эффекты					Экзотермический эффект
186	Обохренный гидрохлорит по актинолиту . . . . .	160	330	620	—	860	890
98	Обохренный гидрохлорит по пироксену . . . . .	140	330	630	790	840	890

На кривой нагревания обохренных гидрохлоритов, кроме обычных эффектов гидрохлорита, наблюдается дополнительный эндоэффект при 330°, обусловленный примесью гидрогётита (фиг. 3).

Эмпирическая формула обохренного гидрохлорита (табл. 6) выражается в следующем виде:



Сравнивая химический состав обохренного гидрохлорита и зеленого джефферизита (обр. № 274), мы наблюдаем у первого уменьшение количества MgO наполовину, некоторое увеличение NiO, окисление всей закиси железа и мало изменившееся содержание глинозема.

Таблица 6

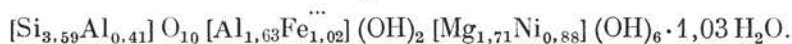
## Химический состав обохренного гидрохлорита

Компоненты	Обохренный гидрохлорит, по актинолиту обр. № 186	
	Вес. %	Молек. колич.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	31,67	0,527
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,46	0,018
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,39	0,150
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	18,53	0,116
FeO . . . . .	—	—
MgO . . . . .	10,05	0,251
NiO . . . . .	0,96	0,013
CaO . . . . .	2,53	0,045
R <sub>2</sub> O . . . . .	0,09	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	7,54	0,418
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	11,57	0,643
Сумма . . . . .	99,79	—

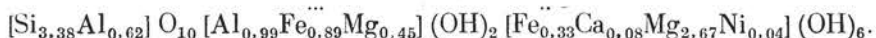
Аналитик А. М. Денисов

№ 186) выразится следующим образом:

Обр. № 186



Обр. № 274



По сравнению с джефферизитом (обр. № 274) в обохренном гидрохлорите (обр. № 186) произошли следующие изменения: в тетраэдрической части решетки уменьшилось количество Al за счет увеличения Si, в октаэдрической части решетки как в бруситовом, так и гиббситовом слоях уменьшилось содержание MgO, в гиббситовом же произошло, кроме того, увеличение Al и Fe<sup>...</sup>, а из бруситового слоя Fe<sup>...</sup> целиком вынесено.

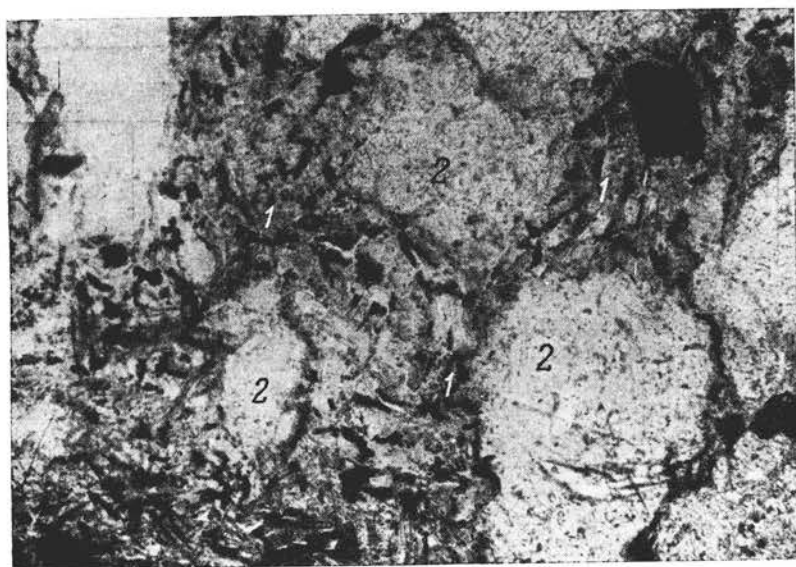


Рентгенограмма обожренного гидрохлорита (обр. № 186) одинакова по величине межплоскостных расстояний с рентгенограммой джефферизита (обр. № 272, 274), но интенсивность ряда линий выражена слабее. Появление линии № 1, не свойственной джефферизиту, повидимому объясняется примесью монтмориллонита.

Обр. № 186 ближе стоит к джефферизиту, образованному по пироксену. Уменьшение числа линий и исчезновение слабых связано главным образом с выносом почти 50% MgO.

### НОНТРОНИТОПОДОБНЫЙ ГИДРОХЛОРИТ

В коре выветривания хлоритовых пород, в промежуточной зоне от джефферизита к галлуазиту, был встречен нонтронитоподобный гидрохлоритовый минерал (обр. № 270, 269, 267; фиг. 6). Этот минерал образует



Фиг. 6. Нонтронитоподобный гидрохлорит (1) с развившимся по нему галлуазитом (2). Шлиф 270. Николи ||. Увел. 90

светлозеленые, жирные на ощупь, глинистые налеты на крупночешуйчатом зеленом джефферизите. Твердость около 2 (чертится ногтем). Под биноклем наблюдается разделение чешуек джефферизита по спайности упомянутому минералом. Гидрохлоритовый нонтронитоподобный минерал по своему внешнему виду и оптическим свойствам очень близок к нонтрониту. Он представляет собою спутанно-волоконистую массу, слабо плеохроирующую от светлого желтовато-зеленоватого по  $N_r$  до темного в тех же тонах по  $N_g$ .

Интерференционная окраска желтая; длина отдельных волосовидных волокон колеблется от 0,01 до 0,1 мм. Удлинение агрегатов волоконистой массы положительное. Показатели преломления по  $N_g' = 1,546-1,549$ ;  $N_r' = 1,532-1,535$ ;  $N_g' - N_r' = 0,012-0,014$ .

В светлой желтовато-зеленоватой массе нонтронитоподобного гидрохлоритового минерала наблюдаются как крупные, так и мелкие реликты зеленого и бурого (от гидроокислов железа) джефферизита, по которым

образуется гидрохлоритовый минерал. Кроме того, в нем включены точечные и удлиненные зернышки магнетита.

И. И. Гинзбург описал нонтронитоподобный хлорит, сопровождающий никелевый хлорит (обр. № 41).

Показатель преломления этого минерала по Ng близок к показателю преломления нашего гидрохлорита, но двупреломление значительно ниже:  $Ng' - Nr' = 0,004$ .

В табл. 7 приводим эффекты нагревания нонтронитоподобного гидрохлоритового минерала (обр. № 270) и сравниваем их с кривыми нагревания джефферизита, по которому он образуется (обр. № 274), и нонтронитоподобного хлорита (обр. № 41).

Таблица 7

Термические эффекты на кривых нагревания нонтронитоподобного гидрохлорита и джефферизита  
(°C)

№ образца	Минерал	Эндоэффекты				Экзоэффект
270	Гидрохлоритовый нонтронитоподобный минерал . . . . .	120	610	790	830	870
274	Джефферизит . . . . .	120	620	730	820	860
41	Нонтронитоподобный хлорит . . .	164	644	—	800	826

Кривая нагревания гидрохлоритового нонтронитоподобного минерала (обр. № 270) соответствует кривой нагревания нонтронитоподобного хлорита И. И. Гинзбурга (обр. № 41) и кривой нагревания джефферизита (обр. № 274), по которому он образуется. Это дает возможность отнести исследуемый минерал к гидрохлориту, а не к нонтрониту (фиг. 3).

Данные окраски минерала приведены в табл. 8.

Таблица 8

Максимумы на кривых спектров поглощения нонтронитоподобного гидрохлоритового минерала, окрашенного основными органическими красителями  
(в  $\mu$ )

Минерал	Красители				родамин Ж
	бензидин	метиленовый голубой	метиленовый голубой + КС1	цвет минерала, окрашенного хризойдином	
Гидрохлоритовый нонтронитоподобный минерал, № 270 .	590	630	630	Кирпичный	Раствор над окрашенным осадком люминесцирует
Джефферизит по активолиту, обр. № 274 . . . . .	590	590	590	Кирпичный	То же
Нонтронит, типичный для района исследования . . .	590	575	590	Красновато-кирпичный	» »

Метиленовый голубой окрашивает гидрохлоритовый нонтронитоподобный минерал в фиолетово-синий цвет, который после прибавления хлористого калия не изменяет первоначальной окраски суспензии. Максимум спектра поглощения при 630 м $\mu$  не смещается после прибавления KCl.

На спектре поглощения метиленового голубого джефферизитом (обр. № 274), по которому развивается гидрохлоритовый нонтронитоподобный минерал, максимум при 590 м $\mu$  также не перемещается от прибавления KCl (фиг. 7).

Данные окраски органическими красителями типичного нонтронита отличаются от данных окраски исследуемого гидрохлоритового нонтронитоподобного минерала. В то время как типичный нонтронит, окрашенный метиленовым голубым, дает сдвиг максимума спектра поглощения с 575 м $\mu$  на 590 м $\mu$  после прибавления KCl, гидрохлоритовый нонтронитоподобный минерал (обр. № 270) не дает этого сдвига.

По характеру окраски органическими красителями гидрохлоритовый нонтронитоподобный минерал стоит ближе к джефферизиту, чем к типичному нонтрониту.

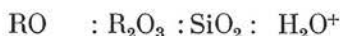
Данные химического анализа его приведены в табл. 9.

Ввиду того, что в данном случае R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> менее других окислов подвержен изменению, примем R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1. Тогда отношение окислов будет следующим:



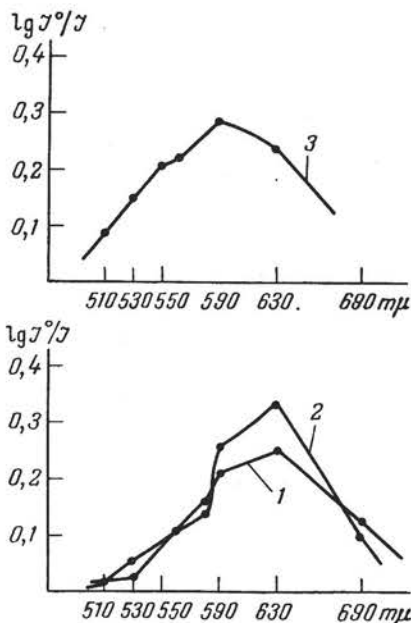
Обр. № 270	0,58	: 1	: 2,90	: 1,84
Обр. № 41	0,69	: 1	: 3,55	: 2,00
Обр. № 274	2,84	: 1	: 2,69	: 3,09

При SiO<sub>2</sub> = 1 отношение окислов примет следующий вид:



Обр. № 270	0,19	: 0,34	: 1	: 0,63
Обр. № 41	0,22	: 0,32	: 1	: 0,64
Обр. № 274	1,05	: 0,37	: 1	: 1,15

Эмпирические формулы показывают, что нонтронитоподобный гидрохлорит (обр. № 270) очень близок к нонтронитоподобному хлориту И. И. Гинзбурга (обр. № 41) и отличается от джефферизита резко пониженным содержанием RO и весьма небольшим увеличением SiO<sub>2</sub>, часть которой, возможно, находится не связанной в силикат.



Фиг. 7 Кривые спектров поглощения органических красителей гидрохлоритовым нонтронитоподобным минералом (обр. № 270)

1 — метиленовый голубой; 2 — метиленовый голубой + KCl; 3 — бензидин

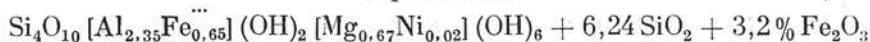
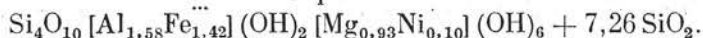
Таблица 9

Химический состав нонтронитоподобного гидрохлоритового минерала  
(обр. № 270)

Компоненты	Гидрохлоритовый нонтронитоподобный минерал, обр. № 270		Нонтронитоподобный хлорит, по Гинзбургу, обр. № 41	
	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	46,96	0,782	42,70	0,711
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,80	0,023	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	19,92	0,195	12,22	0,120
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	11,85	0,074	17,30	0,108
FeO . . . . .	—	—	—	—
MgO . . . . .	4,47	0,111	5,72	0,142
CaO . . . . .	2,14	0,038	Нет	—
NiO . . . . .	0,19	0,003	1,24	0,016
R <sub>2</sub> O . . . . .	0,11	0,001	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	3,51	0,194	12,92	0,717
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	8,95	0,497	8,22	0,456
Сумма . . . . .	99,90	—	100,32	—

Аналитик А. М. Денисов

Приводим пересчет данных химического анализа нонтронитоподобного гидрохлорита (обр. № 270 и 41) на структурную формулу хлорита, исходя из 18 кислородов и 8 гидроксиллов.

Обр. № 270<sup>1</sup>Обр. № 41<sup>1</sup>

При расчете структурной формулы получается избыток SiO<sub>2</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Это доказывает, что одновременно с образованием нонтронитоподобного гидрохлорита происходит частичное разложение джефферизита и высвобождение SiO<sub>2</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Несмотря на относительно сомнительную чистоту обр. № 270 и 41 (в отношении CaO, SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, см. примечание), все же здесь продолжает наблюдаться, отмеченная выше, направленность в процессе выветривания хлоритов. В тетраэдрической координации Al уменьшается до полного его исчезновения, зато в октаэдрической координации его количество увеличивается. Условно принимаем, что гиббситовый слой, перестраиваясь в отношении глинозема, остается в сумме неизменным при полном исчезновении в нем Mg. В бруситовом слое Mg продолжает уменьшаться;

<sup>1</sup> При расчете формул обр. № 270 и 41 мы получили избыток SiO<sub>2</sub> против 4, который относим за счет не связанного кремнезема. CaO в обр. № 270 находится в форме карбонатов, мы исключаем его при расчете в обр. № 270 и 41. Очень трудно решить вопрос, какая часть Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> находится в связанном виде и какая — в свободном. В обр. № 270 только небольшая его часть свободна, так как термическая кривая не дает гётитовой остановки, а расчеты из 19,9% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> показывают, что только 3,2% могут находиться в свободном состоянии.

сумма катионов в бруситовом слое уменьшается, по сравнению с джефферизитом, в 4,5 раза (обр. № 270).

Совершенно непонятно, как при принятом нами исчезновении в октаэдрическом слое такого большого количества магния, количество гидроксиллов остается высоким; приходится предположить, что часть Al из тетраэдрической координации по мере выноса Mg переходит в оба слоя октаэдрической координации, но учесть это количество мы пока не можем. Этот переход не мешает тому, чтобы кривые нагревания продолжали давать полагающиеся для хлоритов остановки. Это свидетельствует о том, что оба слоя, как бруситовый, так и гиббситовый, все же пока сохранились.

Если в обр. № 41 поражает большое количество низкотемпературной воды, то в обр. № 270 ее мало. Таким образом, термические и химические исследования, равно как окрашивание основными органическими красителями и структурная формула, дают возможность отнести исследуемый минерал к одной из промежуточных стадий разложения гидрохлорита. Рентгенограмму исследованного обр. № 270 приводим в табл. 12.

#### КОНЕЧНЫЕ ПРОДУКТЫ РАЗЛОЖЕНИЯ ХЛОРИТА (ГАЛЛУАЗИТ)

В верхних частях профиля выветривания хлоритовых пород, образовавшихся по пироксенитовым прожилкам, среди галлуазитов, чередующихся с кремнисто-охристыми серпентинизированными перидотитами, наблюдались чешуйки совершенно белого минерала. Местами описываемый минерал слагает прожилки мощностью более 1 м.



Фиг. 8. Белый чешуйчатый гидрохлорит (1) с развившимся по нему галлуазитом (2). Шлиф 284. Николи // Увел. 20

Размер отдельных чешуек от 4 мм и меньше; по форме они аналогичны чешуйкам джефферизита. Чешуйки обладают большой хрупкостью и растрескаются между пальцами в жирную глинистую массу.

Под микроскопом (фиг. 8) они обладают слабым плеохроизмом, от бесцветного по оси  $N_p$  до светлорубого по оси  $N_g$ , прямым угасанием, светлосерой интерференционной окраской. Удлинение чешуек положительное, спайность прекрасно выражена. Оптический знак отрицательный. Показатели преломления:  $N_g' = 1,563-1,561$ ;  $N_g' = 1,555$ ;  $N_g' - N_p' = = 0,007-0,008$ .

По белому чешуйчатому гидрохлориту развивается белый галлуазит с голубоватым или желтоватым оттенком, жирный на ощупь. Наблюдаются агрегаты рыхлые и плотные; чертятся ногтем с трудом.

Под микроскопом в проходящем свете галлуазит бесцветен; показатель преломления колеблется в пределах от 1,543 до 1,533. Изотропен.

В табл. 10 приводится химический состав тщательно отобранных белого чешуйчатого минерала (обр. № 284) и галлуазита (обр. № 117), среди которого первый залегает. Для сравнения приводим также химический состав описанного выше нонтронитоподобного гидрохлорита (обр. № 270).

Таблица 10

Химический состав белого чешуйчатого гидрохлорита и галлуазита

Компоненты	Белый чешуйчатый гидрохлорит, обр. № 284		Галлуазит, обр. № 117	
	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	43,74	0,729	45,35	0,755
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,65	0,008	0,05	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	35,66	0,349	37,86	0,371
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,59	0,022	1,59	0,009
FeO . . . . .	0,00	—	0,00	—
MgO . . . . .	0,74	0,018	0,29	0,007
NiO . . . . .	0,09	0,001	—	—
CaO . . . . .	0,42	0,007	0,28	0,005
MnO <sub>2</sub> . . . . .	0,02	—	—	—
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,00	—	0,00	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	14,26	0,792	13,38	0,743
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	1,18	0,065	1,58	0,087
Сумма . . . . .	100,35	—	100,38	—

Аналитик Б. Мирская

Приняв  $R_2O_3 = 1$ , получим эмпирические формулы:

	RO	: R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	: SiO <sub>2</sub>	: H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>
Обр. № 284	0,07	: 1	: 1,96	: 2,13
Обр. № 117	0,03	: 1	: 1,98	: 1,95
Обр. № 270	0,56	: 1	: 2,90	: 1,84

По содержанию H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> обр. № 117 является метагаллуазитом.

Описываемый белый чешуйчатый гидрохлорит (обр. № 284) по своему химическому составу близок к нему (обр. № 117). Хотя отношение

$Al_2O_3 : SiO_2$  у метагаллуазита (1:2,03) равно отношению у белого чешуйчатого гидрохлорита (1:2,09), количество у последнего все же выше, чем у метагаллуазита.

Кривые нагревания обр. № 284 и 117 (табл. 11) дают совершенно аналогичные эффекты, характерные для галлуазита. Эффекты гидрохлорита на кривой обр. № 284 не проявляются (фиг. 3).

Таблица 11

Термические эффекты на кривых нагревания белого чешуйчатого гидрохлорита и галлуазита  
(°C)

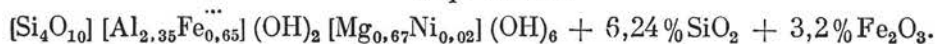
№ обр.	Минерал	Эндоэффекты		Экзоэффекты
284	Белый чешуйчатый гидрохлорит . . . . .	100	560	990
117	Метагаллуазит . . . . .	120	580	980

Белый чешуйчатый минерал, хотя и обладает одинаковыми с метагаллуазитом кривыми нагревания и близким к нему химическим составом, все же отличается от галлуазита анизотропностью.

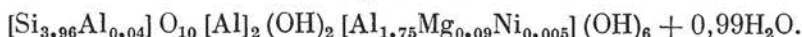
На основании вышеизложенного белый чешуйчатый минерал является поздним продуктом выветривания хлорита, изменяющимся в метагаллуазит.

Данные химического анализа обр. № 284, 117 (табл. 10) и 270 (табл. 9) пересчитаем на структурную формулу хлорита.

Обр. № 270



Обр. № 284



Обр. № 117



В процессе превращения нонtronитоподобного гидрохлорита (обр. № 270) в галлуазит почти полностью исчезли Mg и Ca, замещенные алюминием. Это замещение имеет место в белом гидрохлорите в обр. № 284 и, вероятно, также и раньше в нонtronитоподобном гидрохлорите (обр. № 270). Наиболее, однако, характерно высокое содержание воды в форме гидроксиллов, которое остается в бруситовом и гиббситовом слоях, несмотря на вынос Mg из обоих слоев. Решетка хлорита так перестраивается, что количество гидроксиллов остается без изменения. О том, что решетка хлорита действительно изменяется, свидетельствует рентгенограмма ожелезненного гидрохлорита (табл. 4, обр. № 186), где отмечается процесс ослабления и исчезновения ряда линий хлорита, продолжающийся до момента формирования решетки галлуазита.

Сравнивая дебаеграммы джефферизита по пироксену (табл. 4) и нонtronитоподобного гидрохлорита (обр. № 270) с гидрохлоритом-галлуазитом (обр. № 284) и галлуазитом (обр. № 117), отмечаем, что линии № 2, 4, 5, 9, 26 близки к линиям упомянутого джефферизита (обр. № 274

Таблица 12

## Рентгенограмма гидрохлоритов и галлуазита

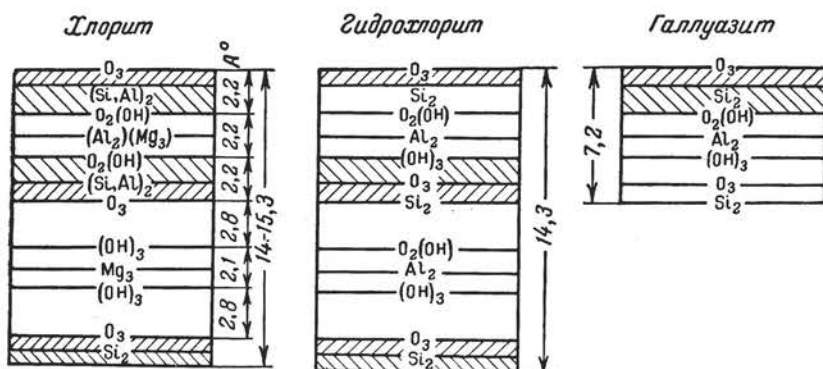
№ п/п	Нонтронитоподобный гидрохлорит, обр. № 270		Белый чешуйчатый гидрохлорит-галлуазит, обр. № 284		Галлуазит, обр. № 117	
	d	i	d	i	d	i
1	6,96	10	7,14	6	7,04	7
2	4,79	5	—	—	4,86	4
3	4,29	10	4,39	2	4,44	10
4	4,09	10	4,11	1	—	—
5	3,79	6	3,91	1	—	—
6	3,51	10	3,54	6	3,53	7
7	3,33	6	—	—	3,18	3 р
8	3,05	1 шир.	—	—	2,83	2 р
9	2,78	5	—	—	2,79	6 р
10	2,71	5	—	—	—	—
11	2,53	9	2,60	2 широкая 1 полоса 2 широкая 1 полоса	—	—
12	2,45	9	2,48		—	—
13	2,31	10	2,36		—	—
14	2,27	9	2,29	—	—	
15	2,17	4	—	—	—	—
16	1,973	7	—	—	—	—
17	1,924	2	—	—	—	—
18	1,820	3	—	—	—	—
19	1,773	3	—	—	—	—
20	—	—	—	—	1,694	1
21	1,677	2 шир.	—	—	—	—
22	1,652	5 шир.	—	—	1,649	3 р
23	1,628	2 шир.	—	—	—	—
24	1,611	3	—	—	—	1
25	—	—	—	—	1,553	1
26	1,531	4	—	—	1,527	3
27	—	—	1,483	2	1,489	8 р
28	1,478	10	—	2	—	—
29	1,443	2	—	—	—	—
30	1,333	2	—	—	—	—
31	1,299	4	—	—	—	—
32	—	—	—	—	1,287	1 р
33	1,277	6	—	—	—	—
34	1,260	1	—	—	—	—
35	—	—	—	—	1,244	1 р
36	1,229	6	—	—	1,224	1

и 84); линии № 1, 3, 6, 11, 13, 14, 25 и 27 характерны для каолинита, линии № 3, 6, 20 — для метагаллуазита; линии № 3, 11, 13, 14, 20, 27 характерны для галлуазита. Таким образом, мы имеем здесь смесь остатков решетки хлорита и решетки вновь образованных минералов: каолинита, галлуазита и метагаллуазита.

Сказанное можно схематически изобразить следующим образом (фиг. 9). Магний в обоих случаях замещается алюминием, высвобождающимся



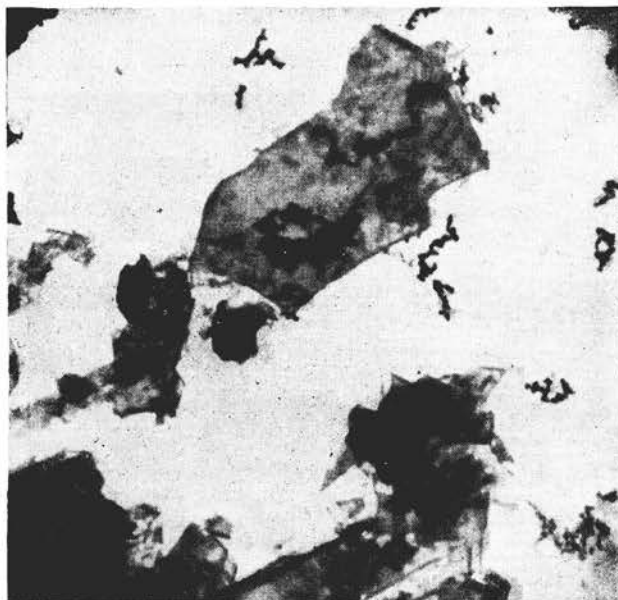
в процессе выветривания из тетраэдрических слоев. В схеме галлуазита имеем половину ячейки хлорита, отсюда  $C$  будет равно  $14,3:2 = 7,15 \text{ \AA}$ .



Фиг. 9. Расположение слоев в решетке хлорита, гидрохлорита и галлуазита

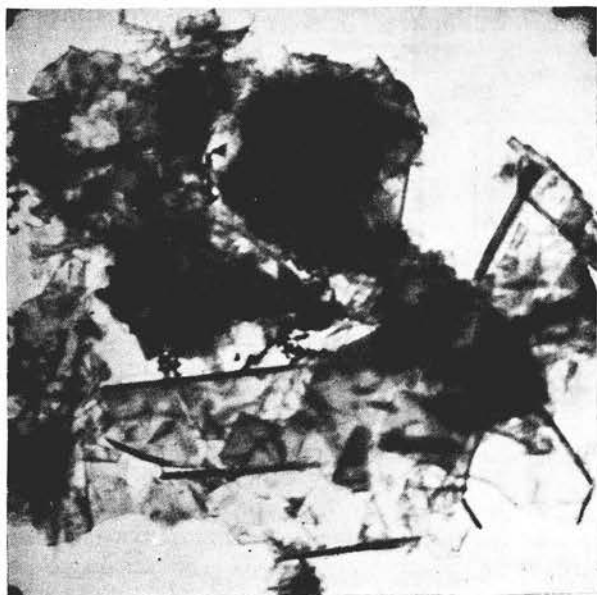
Результаты исследования хорошо согласуются с современными представлениями о том, что ряд хлоритов имеет двуслойную решетку и каолинитовую структуру.

Приводим ряд фотоснимков в электронном микроскопе, иллюстрирующих изменения, которые претерпевает хлорит при его постепенном превращении в галлуазит.

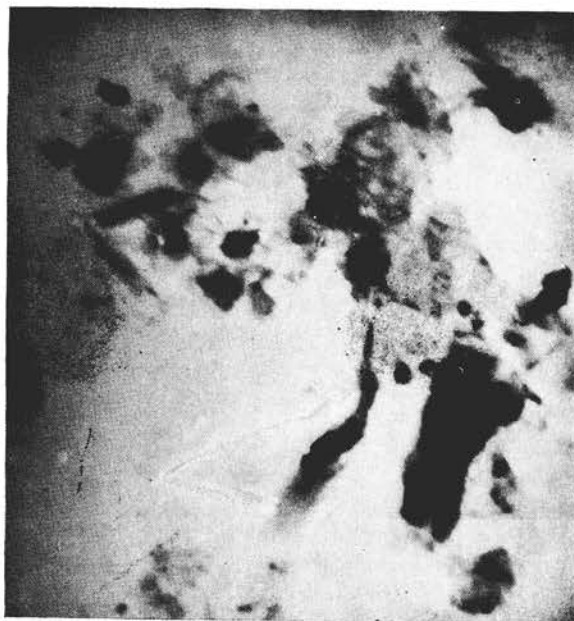


Фиг. 10. Электронное фото джефферизита (обр. № 84а). Увел. 16 000

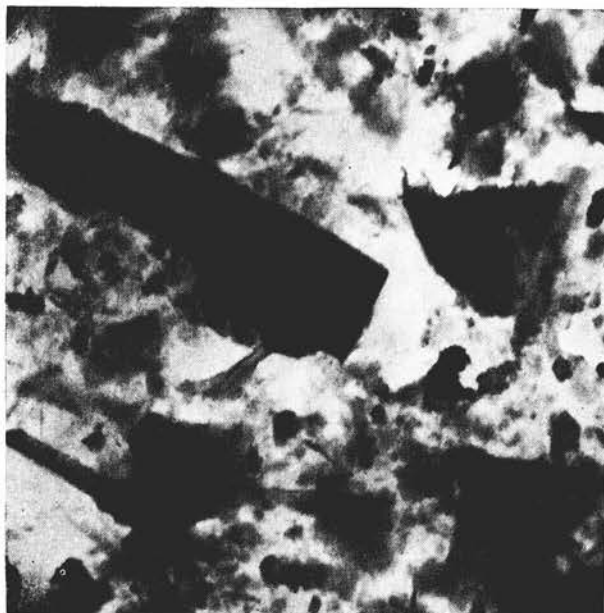
На фиг. 10 видны чешуйки джефферизита с темными пятнышками. Эти пятнышки, повидимому, представляют реликты хлорита, по которому



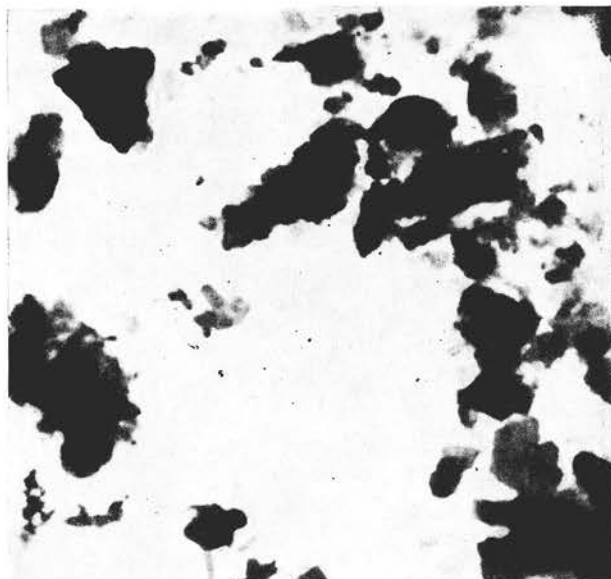
Фиг. 11. Электронное фото джефферизита (обр. № 846). Увел. 16 000



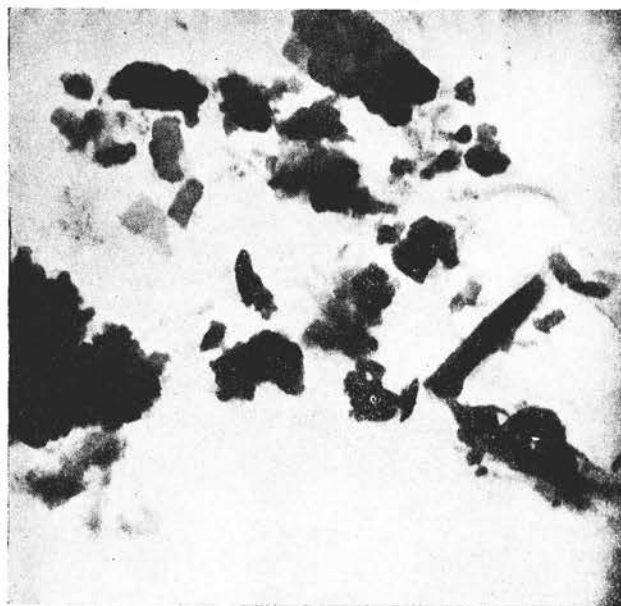
Фиг. 12. Электронное фото нонтронитоподобного гидрохлорита (обр. № 270а). Увел. 16 000



Фиг. 13. Электронное фото нонтронитоподобного гидрохлорита (обр. № 2706). Увел. 16 000



Фиг. 14. Электронное фото галуазита (обр. № 264а).  
Увел. 16 000



Фиг. 15. Электронное фото галлуазита (обр. № 2646).  
Увел. 16 000



Фиг. 16. Электронное фото галлуазита (обр.  
№ 117). Увел. 16 000

образовался джефферизит. Зигзагообразные штрихи мы рассматриваем как цепочки гидроокислов железа — гидрогётита.

На фиг. 11 наблюдается то же, что и на фиг. 10, только темных пятнышек здесь больше. Кроме того, отмечаются редкие темные палочки, большей частью вокруг отдельных чешуек, несколько скрученные при электронном излучении.

На фиг. 12 наблюдаются крупные чешуйки нонтронитоподобного гидрохлорита с неровными бухтообразными очертаниями; кроме того, отмечаются удлиненные пластинчатые кристаллы (нонтронит?).

На фиг. 13 видны удлиненные пластинки джефферизита (или нонтронита?) со значительным числом удлиненных пластинок нонтронитоподобного минерала с расщепленными краями.

На фиг. 14 галлуазит представлен в виде мелких, расщепленных агрегативных пластинок.

На фиг. 15 — тот же галлуазит. Наряду с изометрическими формами имеются агрегаты и изометричные выступы, соответствующие то пластинчатым, то столбчатым формам.

На фиг. 16 — галлуазит. Наблюдаются расщепленные пластинки с палочковидными формами, одни — изометричные, другие — столбчатые.

Из этих снимков следует, что при превращении хлоритов в галлуазитоподобные минералы не отмечается появления трубчатых галлуазитовых форм; обычно развиты пластинчатые формы, унаследованные от хлоритов; измельченность и расщепленность чешуек усиливается, происходит образование каких-то мелких изометрических пластинчатых форм, напоминающих каолинит. Кроме того, появляется очень небольшое число палочкообразных форм, которые можно отнести к унаследованным от нонтронита.

В общем в конечных продуктах имеем 1) псевдоморфозу метагаллуазита по гидрохлориту (обр. № 117), 2) галлуазит по нонтронитоподобному гидрохлориту (обр. № 264) и, вероятно, каолинит.

#### ЛИТЕРАТУРА

Гинзбург И. И. и Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. АН СССР, 1951.

---

---

*И. С. Самодуров*

## К МИНЕРАЛОГИИ И ГЕНЕЗИСУ КРАСНО-БУРЫХ СКИФСКИХ ГЛИН ЮГА УКРАИНЫ

В последние годы автору пришлось заняться изучением и обследованием скифских глин в ряде областей Украины и Ростовской области (окрестности Ростова-на-Дону, Новочеркаска, Таганрога, станиц и сел—Раздорской, Хопры, Аксай и др.). Изучение проводилось в естественных обнажениях и на большом количестве материала, полученного из буровых скважин, пройденных во многих областях Украины.

Параллельно со скифскими глинами был собран фактический материал из пород, подстилающих и перекрывающих скифские глины, который был также подвергнут детальному минералого-петрографическому исследованию.

Все образцы изучались в прозрачных шлифах. Средние пробы, взятые из каждого образца, разделялись на серию фракций. Фракции крупнее 0,002 мм изучались в иммерсионных препаратах, более мелкие подвергались микроскопическим исследованиям в специально ориентированных препаратах, а также изучались при помощи термоанализа, обезвоживания, рентгена, органических красителей и химического анализа.

В настоящей статье рассматриваются результаты исследований пород скифского горизонта.

### КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СКИФСКИХ ГЛИН

В пределах Украины скифские глины залегают на осадках понта, а там, где понт размыт или отсутствует, они ложатся на осадки сарматского яруса (пески и глины). Там, где присутствуют более молодые осадки, скифские глины перекрывают их.

В пределах Ростовской области красно-бурые скифские глины залегают на осадках понта и на хопровских песках, что приходилось лично наблюдать автору. Перекрываются скифские глины коричневыми и буроватыми суглинками, а местами непосредственно палевожелтыми лёссовидными суглинками. Мощность скифского горизонта непостоянна, даже на водораздельных участках их мощность сильно колеблется и на небольшом протяжении изменяется от 35—40 м до полного выклинивания. Изучение в естественных обнажениях и при помощи буровых скважин показало, что они имеют довольно неоднородный состав и сложение. В одних участках они явно слоисты и обладают рассланцованностью, в других, наоборот,— имеют комковатое сложение. В ряде мест Украины и в смежных областях скифские глины включают в себя линзы и прослои

песка мощностью от долей до нескольких метров, а также сильно выветрелые гальки и обломки подстилающих понтических и сарматских известняков. Окраска глин также неоднородна. Преобладающая часть глин имеет красно-бурый цвет. Но наряду с этим в красно-бурых глинах наблюдаются прослой и линзы глин, окрашенных в зеленый и серовато-зеленый цвет.

Слои и линзы зеленых и зеленовато-серых глин, как правило, располагаются в нижней части скифского горизонта. Между зелеными и красно-бурыми глинами почти повсеместно располагаются переходные глины, пестроокрашенные в красный и зеленый цвет.

В верхних частях горизонта содержание глин, окрашенных в зеленые тона, резко убывает и усиливаются красные тона окраски и содержание окислов железа. Переходы между красно-бурыми и зеленовато-серыми глинами большей частью постепенные, лишь в очень редких случаях наблюдаются резкие контакты светлозеленовато-серых глин с красно-бурыми. Последние образуют линзообразные и пластовые залежи, прослеживающиеся на значительных расстояниях и резко отличающиеся по вещественному составу от вмещающих их глин.

В естественных обнажениях нередко наблюдаются карманообразные внедрения красно-бурых глин в зеленовато-серые. Из включений в глинах постоянно присутствуют мелкие стяжения кальцита, налеты и бобовинки гидроокислов марганца. В нижней части горизонта наблюдаются довольно крупные стяжения кальцита, напоминающие журавчики лёссовидных суглинков, а в верхней части нередки стяжения бурых гидроокислов железа, кристаллы и друзы гипса.

Кроме отмеченных особенностей строения и условий залегания пород скифского горизонта, необходимо отметить, что в ряде районов были вскрыты пласты погребенных почв, расположенных в толще красно-бурых глин.

#### МИКРОСКОПИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

На основании полевых и последующих лабораторных исследований среди осадков скифского горизонта можно выделить следующие типы пород.

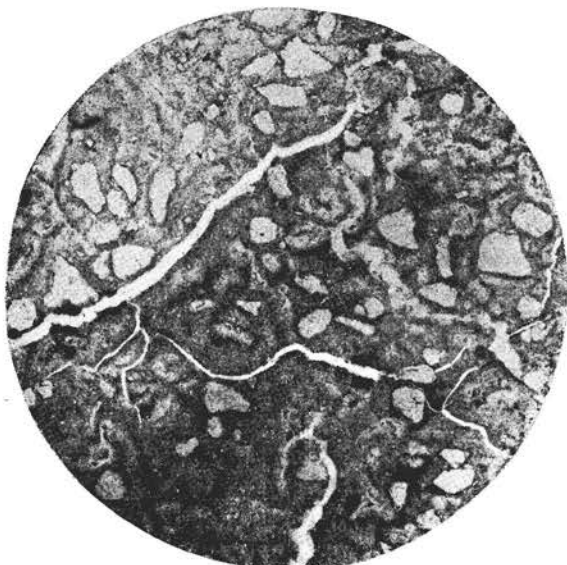
1. Красно-бурые псаммитовые глины.
2. Красно-бурые псаммитово-алевритистые глины.
3. Зеленые псаммитово-алевритистые глины.
4. Светлозеленовато-серые псаммитовые глины.
5. Пестрые глины.
6. Пески красные глинистые и зеленовато-серые.
7. Погребенные почвы.

#### КРАСНО-БУРЫЕ ПСАММИТОВЫЕ ГЛИНЫ

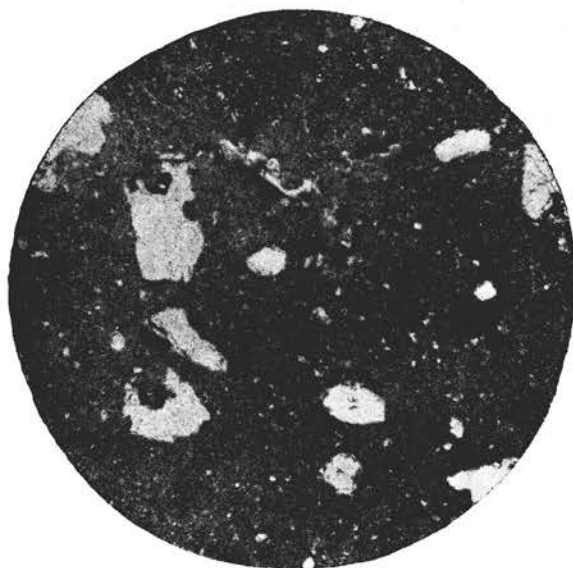
Многочисленные микроскопические исследования и данные механического анализа показали, что среди собственно красно-бурых глин наиболее распространены псаммитовые глины с типичной пелитово-псаммитовой структурой. Основными их конструктивными элементами являются высокодисперсное красно-бурое глинистое вещество и кластогенный песчаный материал (фиг. 1, 2).

Глинистая субстанция в одних участках имеет однородное строение, в других — сгустковое, в третьих — комковатое. Последний тип строения глинистой субстанции свойственен переотложенным глинам.

Кластогенный материал представлен довольно крупными (0,2—0,6 мм) и первоначально хорошо окатанными зернами кварца, обломками жильного кварца, кварцитоподобных пород и кварцево-сланцевых кристаллических сланцев.



Фиг. 1. Структура скифской красно-бурой глины



Фиг. 2. Характер изъеденности кварца глинистым веществом в красно-бурой скифской глине

красно-бурых глинах кварц и обломки кварцитовых пород и кварцево-сланцевых кристаллических сланцев в той или иной мере несут следы растворения и разъедания высокодисперсным глинистым веществом, кальцитом и гидроксидами железа (фиг. 1, 2).

В виде единичных зерен встречаются листочки сильно измененной бурой кластогенной слюды и зерна микроклина, кислого плагиоклаза, ильменита, дистена, силлиманита, ставролита, турмалина, рутила, роговой обманки, минералов группы эпидота и др.

Кроме глинистого, высокодисперсного вещества и реликтового кластогенного материала, в красно-бурых глинах в переменных количествах присутствуют различной формы и разных размеров стяжения пелитоморфного и микрокристаллического кальцита, неправильные крупные и мелкие точечные стяжения гидрогетита и гидрогематита, неправильные стяжения и бобовины гидроокислов марганца. Последние несомненно являются новообразованиями, возникшими в период последующих изменений исходного материала красно-бурых глин.

Содержание кластогенного материала непостоянно и колеблется в значительных пределах (табл. 1).

Кластогенный материал, хорошо окатанный, в основной массе глинистого вещества распределен равномерно и лишь в отдельных участках образует кучные скопления или распределяется послойно.

Исследования большого количества образцов (свыше 100) показали, что всюду в



Таблица 1

Результаты механического анализа и определения содержания кальцита в породах скифского горизонта  
(в %)

№ образца	Механический состав				Содержание кальцита	Примечание
	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	0,1—0,02 мм	< 0,02 мм		
11	1,20	10,75	3,20	82,88	8,19	Механический состав определялся в бескарбонатной массе
13	1,19	9,50	7,20	82,31	7,61	
15	2,32	17,15	10,11	70,43	10,06	
17	5,35	14,24	7,39	73,02	9,50	
20	6,41	30,00	7,29	56,30	1,99	
5	4,00	14,00	4,22	77,78	6,99	
8	4,15	11,25	9,00	60,60	2,39	
9	4,90	14,90	10,95	69,25	1,37	
8	5,70	9,00	3,70	81,50	8,70	
7	2,75	14,16	3,75	79,34	9,10	
6	2,25	19,16	5,00	73,59	7,81	
7	3,70	13,20	7,20	85,78	8,91	
6	3,10	10,20	4,30	82,40	7,46	

С достаточной четкостью установлена следующая закономерность: чем выше концентрация гидроокислов железа и интенсивнее красновато-бурая окраска глин, тем сильнее проявились процессы разъедания кварца глинистым веществом, пелитоморфным кальцитом и дисперсными гидроокислами железа.

Процессы разъедания кварца гидроокислами железа и глинистым веществом в различных горизонтах красно-бурых глин и даже в одном и том же монолите проявились различно.

В одних образцах и зернах этот процесс прошел настолько энергично, что от крупных зерен остались только мелкие разобщенные кусочки с одной и той же оптической ориентировкой. Другие зерна изъедены широкими бухтообразными заливчиками и, наконец, третьи зерна как бы сохраняют свои первоначальные окатанные контуры, но поверхность их сплошь покрыта мельчайшими выемками, и вокруг зерен располагаются различной ширины каемки вновь образованного дисперсного глинистого вещества и гидроокислов железа. Выделенные легкие псаммитовые фракции из глин, в которых зерна кварца и кварцитоподобных пород хорошо сохранили окатанность, несмотря на тщательность отмывки глинистого вещества, имеют красный и розовый цвет.

При помощи микроскопа удалось установить, что поверхность зерен кварца и кварцитоподобных пород сплошь изъедена мелкими углублениями самых различных и причудливых форм. Внутри указанных углублений находятся гидроокислы железа и красно-бурая глинистая масса. Следовательно, красной и розовой окраской зерен кварц обязан наличию мельчайших включений в зернах кварца красных гидроокислов железа и глинистого вещества.

Следует также отметить, что в красно-бурых глинах нередко удается наблюдать псевдоморфозы высокодисперсного глинистого вещества по

алевроитовым зернам полевых шпатов, слюде, минералам группы эпидота с сохранением форм реликтовых минералов. Это показывает, что в исходном материале красно-бурых глин присутствовал кластогенный алевроитовый материал.

### КРАСНО-БУРЫЕ ПСАММИТОВО-АЛЕВРИТИСТЫЕ ГЛИНЫ

Псаммитово-алевроитистые красно-бурые глины, в отличие от вышеописанных, характеризуются типичными пелитово-псаммито-алевроитистыми структурами и содержат, наряду с основной высокодисперсной глинистой субстанцией, кластогенный псаммитовый и алевроитовый материал.

Описываемый тип глин чаще всего встречается в нижней части горизонта, близ контакта с зелеными и серовато-зелеными глинами. Иногда такого же типа глины встречаются в средней и верхней части горизонта красно-бурых глин. Обычно они внешне отличаются заметной слоистостью и рассланцованностью. Алевроитовый материал в красно-бурых глинах играет подчиненную роль (5—7%) и минералогически представлен мелкими зернами кварца и полевых шпатов. Единично встречаются листочки кластогенной слюды и зерна роговой обманки, минералов группы эпидота, рутила, дистена, силлиманита, ставролита, рудные и пр.

Крупные зерна первоначально были хорошо окатаны, а мелкие — угловатые. Здесь также наблюдаются псевдоморфозы глинистого вещества по различным алевроитовым зернам. Процессы разъедания кварца наблюдаются хорошо, но они развиты слабее, чем в псаммитовых глинах.

### ЗЕЛЕННЫЕ ПСАММИТОВО-АЛЕВРИТИСТЫЕ ГЛИНЫ

Микроскопические исследования и результаты механического анализа зеленых и зеленовато-серых глин показали, что в большинстве случаев они имеют пелитово-псаммито-алевроитистые структуры. Основными конструктивными элементами являются зеленоватая тонкочешуйчатая глинистая масса, кластогенный псаммитовый и алевроитовый материал, содержание которых заметно колеблется.

Псаммитового материала содержится от 8 до 20% и алевроитового — от 7 до 15%. Псаммитовый материал хорошо окатан, почти не несет следов растворения и замещения и представлен в основном зернами кварца и кварцитовидных пород. В весьма подчиненных количествах присутствуют зерна микроклина, кислого плагиоклаза, листочки бурой слюды и акцессорные минералы. В составе алевроитовых фракций присутствуют те же минералы, но в них больше полевых шпатов, слюды, роговой обманки и повышенное содержание минералов группы эпидота.

Минералы алевроитовых фракций в большинстве случаев слабо или совсем не окатаны.

### СВЕТЛОЗЕЛЕНОВАТО-СЕРЫЕ ПСАММИТИСТЫЕ ГЛИНЫ

Светлозеленоватые глины залегают большей частью у основания скифского горизонта, реже в средней части, в виде пластов и линз мощностью от 10—15 см до 0,7 м.

Внешне они отличаются от вышеописанных более светлой окраской и чрезвычайно тонкой, весьма жирной на ощупь основной глинистой массой.

По данным микроскопических исследований, они характеризуются типичной пелитово-псаммитистой структурой. Основная их масса представлена гелеподобной высокодисперсной глинистой субстанцией, слабо действующей на поляризованный свет. В этой основной глинистой субстанции довольно равномерно распределен кластогенный псаммитовый материал с весьма совершенной окатанностью и со следами растворения. Минералогически кластогенный материал представлен в основном зернами кварца и обломками кварцитоподобных пород. В виде единичных зерен встречаются акцессорные и рудные минералы. Из сингенетичных минералов имеются целестинобарит, целестин, доломит. Наличие указанных минералов позволяет сделать вывод о том, что формирование этого типа пород происходило в бассейне с повышенной концентрацией солей, и, видимо, весь мелкий алевритовый и глинистый материал в диагенетическую фазу претерпел сильные изменения.

### ПЕСТРЫЕ ГЛИНЫ

Пестрые глины представляют собой переходные породы между зелеными и красно-бурыми глинами и характеризуются пятнистой зеленой и красновато-бурой окраской.

Микроскопические исследования показывают, что по структурным признакам и вещественному составу пестрые глины ближе всего относятся к зеленым глинам.

В верхней части этого переходного типа пород, где преобладает красно-бурая окраска, они ближе примыкают к красно-бурым глинам. Здесь уже четко проявляются замещения кварца глинистым веществом и гидроокислами железа. Резко уменьшается роль мелкого алевритового материала благодаря замещению его гидроокислами железа и глинистым веществом.

### ПЕСКИ КРАСНЫЕ ГЛИНИСТЫЕ И ЗЕЛЕНОВАТО-СЕРЫЕ

Пласты и линзы песков наблюдаются как в красно-бурых глинах, особенно в нижней и реже в средней части горизонта, так и в зеленовато-серых глинах. По данным механического анализа, в них содержится кластогенного материала от 60 до 80%, остальная же часть представлена глинистым веществом. Пески, залегающие в красно-бурых глинах, имеют буровато-красный цвет, а в зеленовато-серых глинах — зеленовато-серый цвет. Структура их псаммитово-пелитистая. Основная масса сложена хорошо окатанными и прекрасно отсортированными зернами кварца и кварцитовидных пород. Промежутки между кластогенным материалом заполнены глинистым веществом. В красно-бурых песках глинистое вещество окрашено в буровато-красный цвет, а в зеленовато-серых — представлено зеленовато-серой глинистой массой.

С увеличением количества глинистого материала пески переходят в песчанистые скифские глины. Иногда в них наблюдаются стяжения пелитоморфного кальцита.

Следует отметить, что в красно-бурых песках четко выражены процессы замещения кварца глинистым веществом.

На основании микроскопических исследований можно сделать следующие краткие выводы.

1. Все глины скифского горизонта характеризуются неотдифференцированностью составных частей. В них, наряду с высокодисперсной глинистой основной массой, присутствует грубый кластогенный материал. Неотдифференцированность составных частей глин указывает на свое-

образный характер происхождения глин и явно противоречит эоловому характеру их образования.

2. Присутствие в зеленых, пестрых и сланцеватых красно-бурых глинах в заметных количествах алевритового кластогенного материала и псевдоморфоз глинистого вещества по алевритовым зернам различных минералов, встречающихся в красно-бурых глинах, свидетельствует о том, что в исходном материале пород скифского горизонта существенную роль играл алевритовый материал. В результате энергично протекавших процессов вторичных изменений тонкий кластогенный материал пород скифского горизонта был изменен и замещен вновь образованными дисперсными минералами, и только там, где вторичные изменения протекали слабее, алевритовый материал сохранился.

3. Микроскопическими исследованиями установлено, что после накопления, да и в процессе накопления, исходный материал пород скифского горизонта претерпевал сильные изменения.

В процессе вторичных изменений при создавшихся своеобразных физико-химических условиях кластогенный реликтовый материал оказался неустойчивым и был полностью или частично замещен вновь образованными, устойчивыми при новых физико-химических условиях минералами: глинистым веществом, гидроокислами железа, кальцитом и др.

Все это подтверждается корродированием зерен кварца и кварцитоподобных пород, псевдоморфозами глинистого вещества по полевым шпатам, слюде и другим кластогенным реликтовым мелким и крупным зернам минералов. Своеобразно протекавшие процессы вторичных изменений исходного материала в период формирования красно-бурых глин привели к выносу и перемещению кремнезема, кальция, марганца и концентрации гидроокислов железа, алюминия и других элементов. Эти вторичные процессы и обусловили образование своеобразных структур и различной интенсивности красно-бурые оттенки окраски глин.

#### АССОЦИАЦИЯ РЕЛИКТОВЫХ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В ТЯЖЕЛЫХ ФРАКЦИЯХ СКИФСКИХ ГЛИН И ПОДСТИЛАЮЩИХ ИХ ПОРОД

Для выяснения генетических и палеогеографических вопросов из большого числа различных пород скифского горизонта, а также из подстилающих верхнетретичных пород были выделены тяжелые фракции, содержащие устойчивые акцессорные минералы с удельным весом больше 2,80. Из сарматских осадков были исследованы фракции, выделенные из песков и различных глин.

Из горизонта скифских глин исследованию подверглись фракции, выделенные из образцов, отобранных на контакте с сарматскими отложениями и понтгом, из зеленовато-серых глин, собственно красно-бурых глин, переходных пятнистых глин, сильно песчаных глин и песков, залегающих в виде прослоев и линз среди скифских красно-бурых и зеленовато-серых глин.

С целью большей наглядности результаты исследований рассмотрим последовательно — в направлении от более древних к молодым четвертичным осадкам.

#### I. Сармат

Отбор образцов на большом протяжении песков нижнего и среднего сармата показал, что ассоциация реликтовых акцессорных минералов

довольно постоянная. Наблюдающиеся некоторые отклонения заключаются лишь в том, что в более крупнозернистых песках увеличивается процентное содержание рудных минералов. В среднем в тяжелых фракциях сарматских песков содержится от 30 до 40% темных непрозрачных минералов, а остальную часть составляют прозрачные минералы.

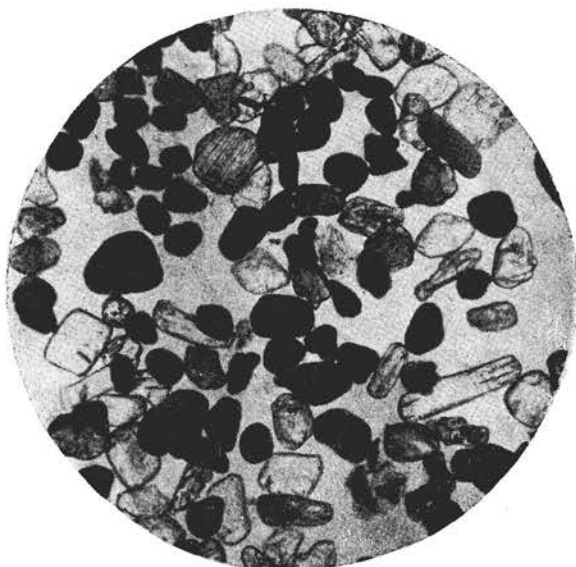
Из прозрачных минералов присутствуют рутил, турмалин, силлиманит, дистен, ставролит. В подчиненных количествах и в виде единичных зерен встречаются эпидот, цоизит, сфен, гранат и др. В группе прозрачных основными минералами являются рутил, силлиманит, дистен, ставролит и турмалин.

Из непрозрачных минералов присутствуют ильменит, в подчиненном количестве лейкоксен и в виде единичных зерен магнетит. Все минералы характеризуются хорошей окатанностью, лишь единичные зерна имеют угловатые и остроугольные очертания (фиг. 3 и 4).

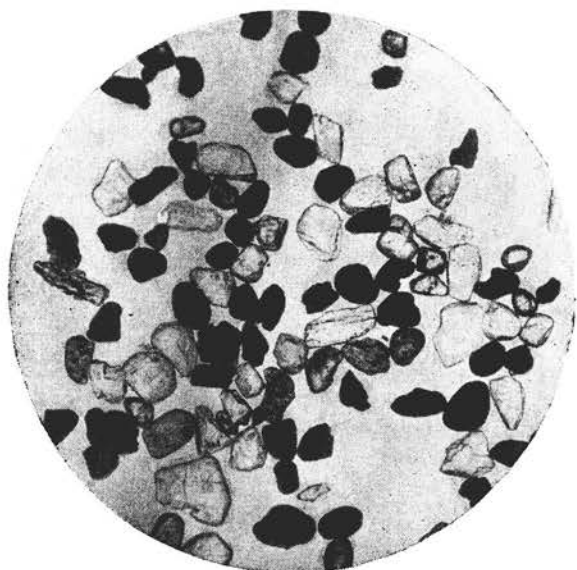
Сохранность у большинства минералов хорошая, только отдельные зерна дистена покрыты пелитоморфным непрозрачным веществом, и часть зерен рутила замещена лейкоксеном.

Наряду с песками, тяжелые фракции были выделены также из различных глин сармата, подстилающих скифские глины. В частности, фракции были выделены из черных, темносерых, светлосерых и зеленовато-серых глин.

В одних глинах кластогенный псаммитовый и алевритовый материал присутствовал в малых количествах, в других — в больших.

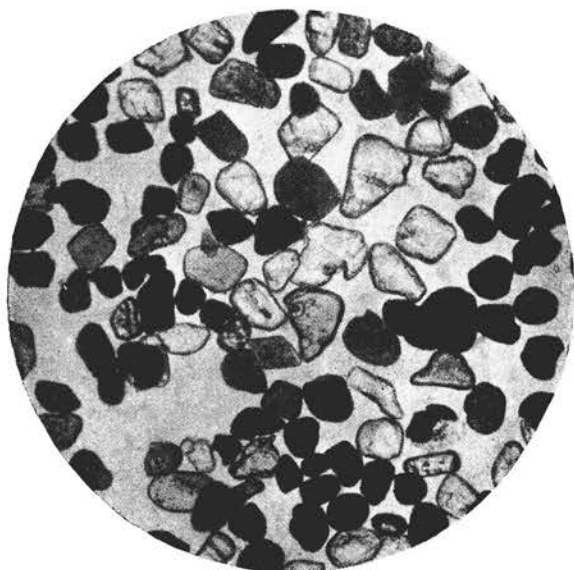


Фиг. 3. Ассоциация и формы устойчивых реликтовых минералов тяжелых фракций среднесарматских песков

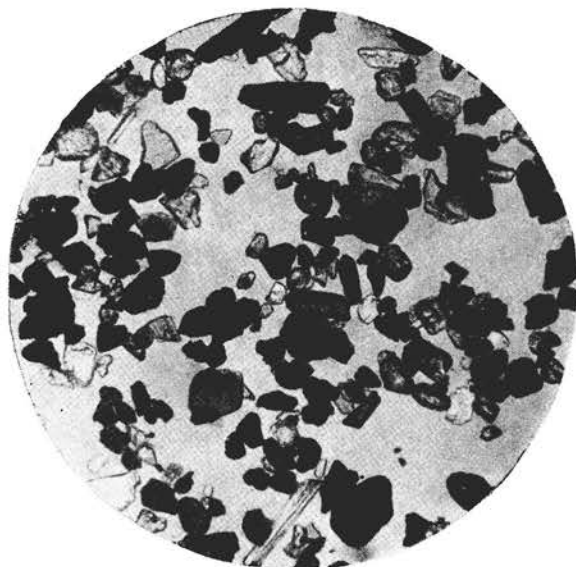


Фиг. 4. Ассоциация и формы устойчивых реликтовых минералов в верхнесарматских глинистых породах

Исследования большого количества фракций, выделенных из глин, дали те же результаты, что и исследования песков, т. е. комплекс реликтовых акцессорных минералов оказался одним и тем же.



Фиг. 5. Тяжелая фракция из прослоев песка, залегающего в красно-бурых скифских глинах



Фиг. 6. Тяжелая фракция, выделенная из красно-бурых скифских глин, отобранных в средних и верхних частях горизонта

## II. Скифский горизонт

Минеральный состав тяжелых фракций, выделенных из самой нижней части скифских глин, взятых у контакта с осадками сармата, а также выделенных из прослоев песка, залегающего среди скифских глин, по существу ничем не отличается от минерального состава тяжелых фракций песков и глин сармата.

В зеленовато-серых и зеленых глинах минеральный состав тяжелых фракций различен. У контакта с сарматом он близок к таковому тяжелых фракций сармата, выше же от контакта в заметных количествах появляются минералы группы эпидота, роговая обманка, сильно измененные чешуйки буроватой и светлозеленоватой кластогенной слюды, неокатанные или слабо окатанные зерна дистена, ставролита, силлиманита, рутила, турмалина и других минералов. Размеры акцессорных минералов различны. В них присутствуют круглые, хорошо окатанные псаммитовые и мелкие алевритовые зерна со слабо выраженной окатанностью (фиг. 5 и 6).

Содержание роговой обманки достигает в отдельных фракциях 10—35% и минералов группы эпидота — 5—8%.

Сохранность минералов, за исключением минералов группы эпидота, хорошая.

В средней и верхней частях горизонта красно-бурых скифских глин минеральный состав тяжелых фракций более постоянен, но все же заметны колебания даже на незначительных расстояниях. Количественно и качественно состав реликтовых акцессорных минералов изменяется.

В местах соприкосновения красно-бурых глин с прослоями песков и сильно песчаных глин основная часть тяжелых фракций сложена псаммитовыми, хорошо окатанными зернами силлиманита, ставролита, дистена, ильменита и турмалина, т. е. типичными минералами сарматских отложений. Выше от контакта с прослоями песка крупные, хорошо окатанные зерна акцессорных минералов сармата играют подчиненную роль, и резко возрастает роль более мелких реликтовых зерен.

Главными минералами тяжелых фракций скифских глин являются рудные непрозрачные минералы (стяжения бурых гидроокислов железа, ильменит, лейкоксен и магнетит). Их содержание колеблется от 35 до 45%.

Следующими по распространению являются минералы группы эпидота (эпидот и цоизит). Содержание их колеблется от 5 до 8%. Затем в порядке убывания следуют силлиманит — 9—11%, дистен — 5—8%, эпидот и цоизит — 5—8%, рутил — 4—7%, роговая обманка — 3—4%, турмалин — 3—5%, ставролит — 3—4%, гранат розовый — 2—4%. В виде единичных зерен присутствуют: сфен, брукит, анатаз, слюда-бурая и др.

Как уже отмечалось выше, большинство минералов имеет угловатые формы, а такие минералы, как рутил, турмалин, роговая обманка, магнетит нередко сохраняют свойственные им кристаллографические очертания. Минералы группы эпидота также имеют угловатые формы, но их зерна несут следы растворения. Кроме того, они сильно изменены и замещены высокодисперсным слабо просвечивающим желтоватым глинистым веществом. Изучение ассоциаций реликтовых акцессорных минералов в осадках скифского горизонта и подстилающих их верхнетретичных пород позволили установить следующее.

1. Ассоциация реликтовых акцессорных минералов в осадках верхнетретичного возраста, как уже отмечалось выше, в исследованных областях Украины является устойчивой и довольно бедной. Основными минералами тяжелых фракций являются большей частью хорошо окатанные зерна силлиманита, дистена, ставролита, турмалина, рутила и ильменита.

2. В базальных слоях скифского горизонта и в прослоях песков ассоциация акцессорных реликтовых минералов тождественна с таковой верхнетретичных осадков.

3. В местах, удаленных от контакта с верхнетретичными осадками и прослоями песков, в скифских породах ассоциация и формы зерен реликтовых акцессорных минералов резко отличаются от таковых верхнетретичных пород и представлены в основном такими минералами, как ильменит, эпидот, цоизит, гранат, роговая обманка, и большей частью слабо окатанными зернами дистена, ставролита, силлиманита, рутила, турмалина. Многие минералы тяжелых фракций имеют прекрасно сохранившиеся, свойственные им формы.

4. В зеленых и пестрых глинах, по сравнению с собственно красно-бурыми глинами, всегда выше содержание эпидота, роговой обманки, цоизита и слюды, которые почти полностью отсутствуют в верхнетретичных осадках.

Широкое распространение в породах скифского горизонта таких малоустойчивых минералов, как эпидот, цоизит, роговая обманка, слюды, и почти полное отсутствие их в подстилающих верхнетретичных породах исключает возможность происхождения скифских пород за счет верхнетретичных осадков каким бы то ни было путем.

## МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА

Для установления природы глинистого вещества образцы пород были разделены на серию фракций после предварительной обработки их слабым раствором соляной кислоты с целью освобождения от кальцита.

Разделение на фракции производилось методом двойного отмучивания и при помощи центрифуги.

Фракции размером от 0,01 до 0,02 мм изучались в иммерсионных препаратах. Что касается частиц меньше 0,002 мм, то для изучения их был применен комплекс методов исследования: микроскопический, рентгеновский, термический, обезвоживание и метод определения глинистого вещества при помощи органических красителей, разработанный Н. Е. Веденеевой. В красно-бурых глинах фракции размером от 0,01 до 0,002 мм довольно обильны и в основном состоят из мелких различной формы стяжений скрытокристаллического кремнезема, халцедона, кварца, чешуек гидрослюды, мелких почковидных и округлых скоплений бурых гидрокислов железа и глинисто-кремнистых буроватых стяжений с небольшим показателем преломления (1,53—1,50) и переменным двупреломлением.

Соотношение указанных минералов во фракциях от 0,01 до 0,002 мм в разрезе не остается постоянным. В верхних горизонтах преобладают мелкие стяжения гидрокислов железа и буроватые глинистые стяжения. В нижней части горизонта повышено содержание стяжений скрытокристаллического кремнезема, халцедона и кварца. Здесь же больше присутствует чешуек гидрослюды и глинисто-кремнистых стяжений.

Выделенная высокодисперсная глинистая субстанция (фракция мельче 0,001 мм) из красно-бурых скифских пород имеет красновато-бурый цвет. Показатель преломления заметно колеблется. Многочисленные измерения дали следующие результаты: по оси Ng показатель преломления колеблется от 1,535 до 1,530, по оси Np от 1,518 до 1,500. Двупреломление высокое — 0,020—0,030.

В глинистой субстанции, выделенной из зеленых глин, показатель преломления по оси Ng = 1,557—1,550 и Np = 1,540—1,532. Двупреломление переменное — 0,018—0,025.

У светлозеленовато-серой глины с коллоидообразной основной массой глинистая субстанция имеет показатель преломления по Ng = 1,520—1,517 и Np = 1,493—1,490. Двупреломление в различных образцах изменяется от 0,008 до 0,018.

Данные, полученные в результате оптических исследований, указывают на то, что глинистая субстанция красно-бурых глин в основном состоит из железистого монтмориллонита. Это подтверждается более высоким показателем преломления исследуемого вещества, по сравнению с обычным монтмориллонитом, указывающим на содержание железа в решетке железистого монтмориллонита (Гинзбург и Рукавишникова, 1951).

В зеленых глинах глинистая субстанция имеет диминеральный состав — гидрослюдисто-монтмориллонитовый, с резким преобладанием гидрослюды.

В светлозеленовато-серой глине с коллоидообразной основной массой глинистое вещество также имеет диминеральный состав: основная масса состоит из монтмориллонита и в несколько подчиненном количестве присутствует галлуазит.

Дифференциальные кривые нагревания, полученные для глинистой субстанции красно-бурых глин (фиг. 7), сильно искажаются присутствием примесей гидрокислых соединений железа и непрерывным выделением низкотемпературной воды монтмориллонитом. Однако на них четко вы-



ражены эндотермические остановки, характерные для монтмориллонита (при 160—180, 550—600 и между 800 и 900°). Эндотермические эффекты 250 и 340—365° образованы за счет соответственно поглощенных оснований и дегидратации гидроокислов железа (Гинзбург и Рукавишникова, 1951; Иванова и Феодотьев, 1945). Дифференциальная кривая нагревания глинистой субстанции (фиг. 7, обр. № 6а) близка к типичной дифференциальной кривой гидрослюда (Петров, 1948). Кривая нагревания светлозеленовато-серой глины (фиг. 7, обр. № 4) по своей конфигурации почти тождественна с типичной кривой нагревания монтмориллонита, но на нашей кривой фиксируется небольшой дополнительный эффект при 560°. Появление его мы объясняем присутствием бейделлита.

При испытании глинистого вещества красно-бурых глин с органическими красителями реакции протекают так же, как и с монтмориллонитом (Веденева, 1950<sub>2</sub>).

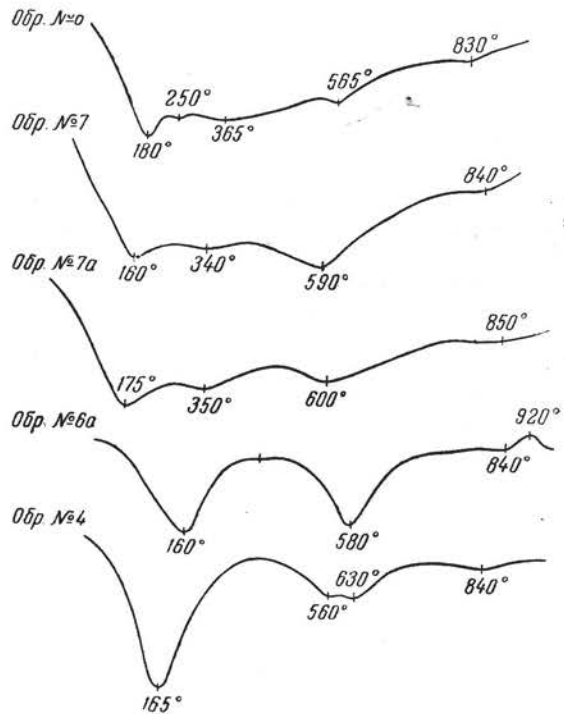
На всех рентгенограммах глинистой субстанции красно-бурых скифских глин наблюдается большое количество линий и среди них имеются четкие широкие линии. Расшифровка рентгенограмм показывает линии монтмориллонита, более сильные линии кварца, гидрогематита и гидрогётита.

На рентгенограмме зеленой глины с участками, окрашенными гидроокислами железа в красновато-бурый цвет, фиксируются линии, свойственные гидрослуде, монтмориллониту и кварцу.

При сопоставлении рентгенограмм глинистой субстанции красно-бурых глин четко устанавливается, что по мере углубления возрастает интенсивность линий кварца и убывает интенсивность линий гидрогётита и гидрогематита. Это же в ряде случаев подтверждается и химическим анализом.

Выделенная глинистая субстанция из красно-бурых и других разновидностей глин была подвергнута химическому анализу. При этом были отобраны тонкие фракции из различных мест и равномерно по разрезу в каждой точке. Результаты химических анализов сведены в табл. 2.

При сравнении химических анализов глинистой субстанции красно-бурых глин с химическими анализами типичных монтмориллонитовых глин СССР и иностранных месторождений (Гинзбург и Рукавишникова, 1951) нельзя не отметить общей сходимости наших данных с ними. Исключение представляет железо, а в некоторых пробах и кремнезем: в наших анализах



Фиг. 7. Дифференциальные кривые нагревания частиц мельче 0,002 мм, выделенных из пород скифского горизонта (обр. № 6, 7 и 7а — красно-бурые глины; обр. № 6а — зеленая глина, обр. № 4 — светлозеленовато-серая глина)

Таблица 2

Результаты химического анализа глинистой субстанции (частиц мельче 0,001 мм), выделенной из пород скифского горизонта различных типов

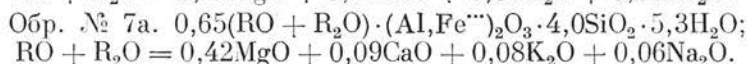
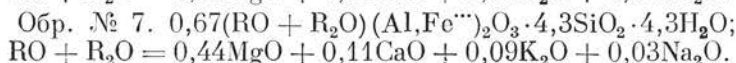
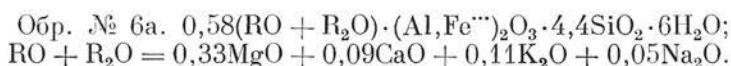
Компоненты	Тип глины					
	красно-бурая, обр. № 6а	красно-бурая, обр. № 7	красно-бурая, обр. № 7а	зеленая, обр. № 6а	пятнистая, обр. № 5	светлозеленоватосерая, обр. № 4
SiO <sub>2</sub> . . . . .	56,86	53,53	47,57	45,76	45,36	49,12
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,21	0,22	0,75	0,65	0,64	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14,76	15,41	18,89	17,94	18,84	22,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	7,35	8,07	7,68	8,98	8,58	4,59
MgO . . . . .	2,06	2,94	3,33	3,64	2,75	2,28
CaO . . . . .	0,83	1,03	1,02	1,56	1,40	1,12
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,44	0,30	0,67	0,27	0,57	0,20
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,67	1,36	1,31	3,64	2,49	2,05
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	9,25	9,54	9,28	10,64	10,36	7,54
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	7,03	7,47	9,56	8,27	9,16	9,84
Сумма . . . . .	100,46	99,87	100,06	101,35	100,15	99,65

отмечается повышенное содержание железа и в отдельных пробах, взятых из средних и нижних частей горизонта, резко увеличенное содержание кремнезема.

По данным оптических, термических и рентгеновских исследований, большая часть железа в глинистом веществе красно-бурых глин находится в свободном гидроокисном состоянии в виде дисперсных агрегатов и тончайших пленок, обволакивающих агрегаты монтмориллонита; только небольшая часть железа входит в решетку монтмориллонита.

Содержание щелочей и щелочноземельных элементов, а также глинозема находится в пределах норм для монтмориллонита.

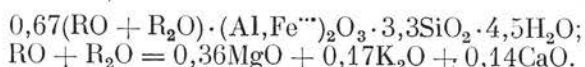
Если исключить из пересчета свободные гидроокисные соединения железа, идущие на образование гидрогётита и гидрогематита, а также кремнезем, идущий на образование дисперсного кварца, то мы получим следующие эмпирические формулы для глинистой субстанции красно-бурых глин.



Вычисленные эмпирические формулы почти тождественны с таковой типичного монтмориллонита (Гинзбург и Рукавишников, 1951).

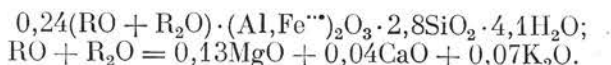
В соответствии с данными рентгеновских, микроскопических и других методов исследования, в зеленых глинах основным конструктивным элементом глинистой субстанции являются гидрослюда. В них совершенно отсутствуют свободные гидроокисные соединения железа, следовательно,

все железо входит в решетку глинистых минералов. Что касается других минералов — монтмориллонита и кварца, то они играют весьма подчиненную роль. Если пренебречь незначительными примесями монтмориллонита и кварца, то для глинистой субстанции зеленых глин вычисленная эмпирическая формула будет следующей:



Сравнивая вычисленную нами формулу для глинистой субстанции зеленых глин с данными химических анализов для гидрослюд, нельзя не отметить, что она близко примыкает к формуле иллита, хотя в нашем анализе несколько больше воды и меньше железа.

Эмпирическая формула для светлозеленовато-серой монтмориллонито-галлуазитовой глины будет следующей:



Сравнивая формулу глинистой субстанции светлозеленовато-серой глины с таковыми монтмориллонита и галлуазита, мы видим, что наша формула занимает промежуточное положение между эмпирическими формулами монтмориллонита и галлуазита, что и подтверждают данные других методов исследований, указывающие на монтмориллонит-галлуазитовый состав светлозеленовато-серой глины.

Таким образом, высокодисперсная глинистая субстанция (частицы  $< 0,001$  мм) красно-бурых глин состоит из железистого монтмориллонита, гидрогётита, гидрогематита и дисперсного кварца. В более крупных фракциях существенную роль играют гидрослюды. Эти же фракции зеленых глин состоят из гидрослюд, монтмориллонита и кварца.

Основная масса светлозеленовато-серых глин состоит из монтмориллонита, галлуазита и кварца с резким преобладанием монтмориллонита и галлуазита над кварцем.

### ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА

При рассмотрении условий залегания отмечалось, что скифские породы нередко имеют хорошо выраженную слоистость, а также сланцеватость и содержат пласты и линзы песчаных глин и песков.

В нижних и средних частях горизонта наблюдаются пласты, линзы и мелкие реликтовые участки зеленых и зеленовато-серых глин. В отдельных участках встречаются прослой ископаемых почв и светлозеленовато-серых глин с коллоидообразной основной массой, претерпевших сильные диагенетические изменения.

Наличие четко выраженной слоистости и сланцеватости, а также прослоев зеленых и зеленовато-серых глин, содержащих закисное железо, позволяет сделать вывод, что накопление исходного материала скифских глин происходило большей частью в водной среде, повидимому, в широко развитых в то время на юге водоемах озерного типа. Только под водным покровом могла создаваться в накапливавшемся или восстановительная среда за счет биохимического распада органического материала.

Водоемы, в которых накапливался исходный материал скифских пород, имели различный гидрохимический режим. В большинстве случаев они были пресноводные, но наряду с этим были и водоемы со слабой и высокой

концентрацией солей, о чем свидетельствуют такие сингенетичные минералы, встречающиеся в глинах, как целестинобарит и доломит. Различный гидрохимический режим водоемов и обусловил различные физико-химические условия той среды, в которой протекали диагенетические изменения в накопившемся осадке.

Все это привело к тому, что образовавшиеся после диагенетических изменений породы скифского горизонта как во времени, так и в пространстве имели различный минеральный состав. В одних участках и слоях основными вновь образованными минералами оказались гидрослюды, в других они имели гидрослюдисто-монтмориллонитовый или монтмориллонитово-галлуазитовый состав. Позволю себе отметить, что на основании изучения вещественного состава майкопских глин Центрального Предкавказья, а также изучения глинистых пород Приднестровья (Самодуров, 1952<sub>1</sub> и 1952<sub>2</sub>) установлено, что минеральный состав глинистой субстанции осадочных пород полностью отражает физико-химические условия той среды, в которой она формируется. Каков бы ни был исходный состав накопившегося глинистого вещества, но в определенной водной среде с одним и тем же гидрохимическим, биохимическим и газовым режимом в процессе диагенеза могут образоваться и далее быть устойчивыми только определенные минералы.

Неотдифференцированность конструктивных элементов скифских пород исключает возможность транспортировки материалов воздушным путем. Отсутствие псефитового материала также исключает возможность отнесения их к типичным моренным образованиям. Исходя из законов механической дифференциации (Пустовалов, 1940), мы считаем, что исходный материал скифских глин выпадал из водных потоков при быстром затухании скорости потоков в местах отложения осадка. Только этим можно объяснить то, что в глинах, наряду с тонким материалом, присутствует и крупный псаммитовый. Несомненно, что в исходном материале в заметных количествах присутствовал и промежуточный кластогенный алевритовый, о чем свидетельствуют псевдоморфозы глинистого вещества по различным минералам алевритовой фракции.

Присутствие в составе реликтового материала значительных количеств дистена, силлиманита и ставролита свидетельствует о том, что исходный материал скифских глин поступал из северных областей, хотя он может быть вторично переотложенным.

Наличие в составе тяжелых фракций скифских глин в заметных количествах таких малоустойчивых минералов, как эпидот, цоизит, роговая обманка, и почти полное отсутствие их в подстилающих верхнетретичных, сарматских и понтических осадках, исключает возможность происхождения основной массы пород скифского горизонта за счет верхнетретичных осадков каким бы то ни было путем.

Вместе с тем мы уже отмечали, что продукты разрушения и переотложения третичных подстилающих пород имеются в скифском горизонте. Однако они в заметных количествах присутствуют только в базальных частях скифского горизонта, на контакте, и в основном состоят из переотложенных песчаных фаций верхнетретичных сарматских отложений.

Многочисленные микроскопические исследования пород скифского горизонта, а также изучение выделенных из них различных фракций и полевые наблюдения с несомненностью подтверждают тот факт, что после накопления исходного материала пород скифского горизонта он во многом подвергся довольно интенсивным процессам диагенетического изменения, а вслед за тем и интенсивному выветриванию и изменению.

В результате своеобразно протекавших физико-химических процессов выветривания и изменения исходного материала и образовались своеобразные красно-бурые скифские глины.

Процессы выветривания явно носили щелочной характер. Известно, что в условиях щелочной среды кварц растворим, и кремнезем в этих условиях обладает высокой миграционной способностью. При этих же условиях окислы и гидроокислы железа не обладают миграционной способностью и концентрируются в коре выветривания. Щелочной характер выветривания подтверждается и тем, что основными новообразованными минералами являются железистый монтмориллонит и гидрослюда. Образование монтмориллонита происходит в условиях щелочной среды при величине рН около 7 или больше. Щелочной характер выветривания был обусловлен тем, что в исходном материале пород скифского горизонта присутствовали в значительном количестве тонкоперетертые алюмосиликаты и силикаты, содержащие щелочные и щелочноземельные элементы, а также гидрослюда, в состав которых входят щелочи.

Процессы выветривания протекали неравномерно; в одних участках они проявлялись настолько интенсивно, что охватывали всю толщю скифского горизонта, в других были слабее, поэтому в одних участках сохранились реликты исходного материала, тогда как в других их нет.

Несомненно, что процессы выветривания протекали и в период осадконакопления, о чем свидетельствует нахождение красно-бурых глин под погребенными почвами и переслаивание красно-бурых глин с зелеными и зеленовато-серыми. Но особенно интенсивно выветривание протекало после окончания процесса осадконакопления, после того, как область осадконакопления была несколько приподнята. В это время, наряду с выветриванием, протекали и процессы эрозии. В результате эрозионных процессов породы скифского горизонта размывались, и продукты их разрушения переотлагались. Этим собственно и обусловлено непостоянство мощностей пород скифского горизонта, а в ряде мест Украины и Ростовской области и ограниченное их распространение в виде небольших площадных останцов.

Резкие переходы между породами скифского горизонта и перекрывающими их суглинками свидетельствуют о том, что между периодом формирования пород скифского горизонта и началом осадкообразования лёссовидных покровных суглинков существовал длительный перерыв, во время которого в основном и протекало формирование красно-бурых скифских глин. Для подтверждения наших выводов о генезисе скифских красно-бурых глин в одном из разрезов закономерно была отобрана серия образцов по всему разрезу от верхних горизонтов собственно красно-бурых глин вниз до пятнистых, зеленых и светлозеленовато-серых глин и песчаных прослоев.

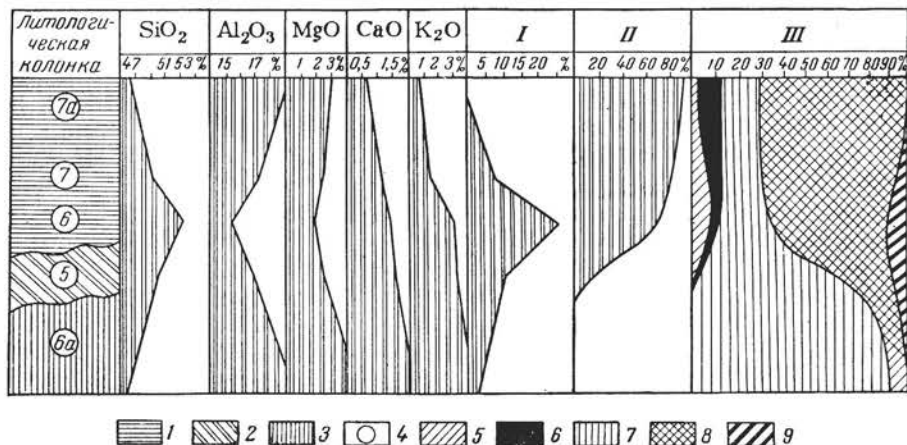
Отобранные в разрезе образцы (13 обр.) подверглись детальным исследованиям, затем минеральный состав глинистой субстанции (частиц мельче 0,005 мм) был пересчитан на 100%. Кроме того, глинистая субстанция серии образцов подверглась химическому анализу.

Результаты минералогических определений и химического анализа нанесены на прилагаемую схему (фиг. 8).

Если мы обратимся к литогенетической колонке, то с достаточной четкостью увидим совершенно закономерное распределение в разрезе как элементов, так и минералов, вызванное процессами выветривания. Так, например, из верхних горизонтов выносились и перемещались в более низкие горизонты кремнезем, щелочи, кальций, фиксировавшийся здесь в виде углекислого кальция. В противоположность этому в верхних

горизонтах концентрировались глинозем, гидроокислы железа (гидрогётит и гидрогематит) и резко увеличено содержание зерен кварца с сильно выраженным разбеданием их глинистым веществом и другими новообразованными минералами.

Если на литогенетическую колонку нанести процентный минеральный состав глинистой субстанции каждого типа породы, затем соединить данные каждого минерала сплошными линиями, мы получаем наглядную картину распределения отдельных минералов в разрезе (фиг. 8).



Фиг. 8. Характер распределения некоторых элементов и минералов в коре выветривания

1 — глины бурая и красно-бурая; 2 — глина пятнистая; 3 — глина зеленовато-серая; 4 — точки взятия проб; 5 — кварц эпигенетический; 6 — гётит-гидрогематит; 7 — гидрослюда; 8 — железистый монтмориллонит; 9 — кальцит.  
I — распределение CaCO<sub>3</sub> в разрезе; II — зерна кварца, подвергшиеся растворению; III — соотношение минералов в глинистом веществе

Из схемы следует, что в верхней части концентрируются монтмориллонит, гидрогётит и гидрогематит. Выносятся и перемещаются в нижние горизонты кремнезем и кальций. Наряду с этим, роль гидрослюда непрерывно увеличивается сверху вниз и максимального значения достигает в пестрых и зеленых глинах.

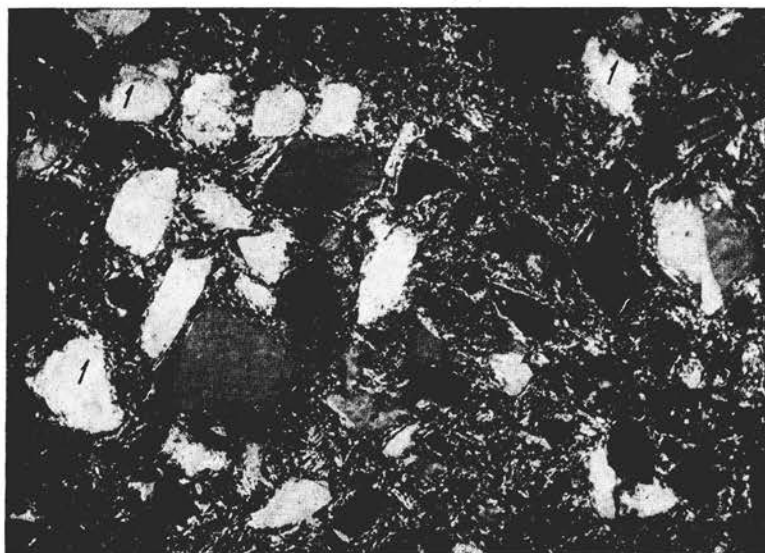
Особое положение занимает светлозеленовато-серая глина. В ее составе присутствуют монтмориллонит и галлуазит, образовавшиеся в диагенетическую фазу при своеобразных физико-химических условиях.

Все это еще раз с наглядной убедительностью показывает, что породы скифского горизонта претерпели сильнейшие изменения под действием агентов выветривания.

Таким образом, нами в формировании скифских пород выделяются следующие этапы.

**Первый этап** — накопление исходного материала пород скифского горизонта из водных потоков в водоемах с различным гидрохимическим и биохимическим режимом.

**Второй этап** — период диагенетических изменений исходного материала. В результате диагенеза образовались породы различного состава (гидрослюдистые, гидрослюдисто-монтмориллонитовые, монтмориллонит-галлуазитовые и другие глины) с переменным содержанием реликтовых минералов и в том числе тонко перетертого материала исход-

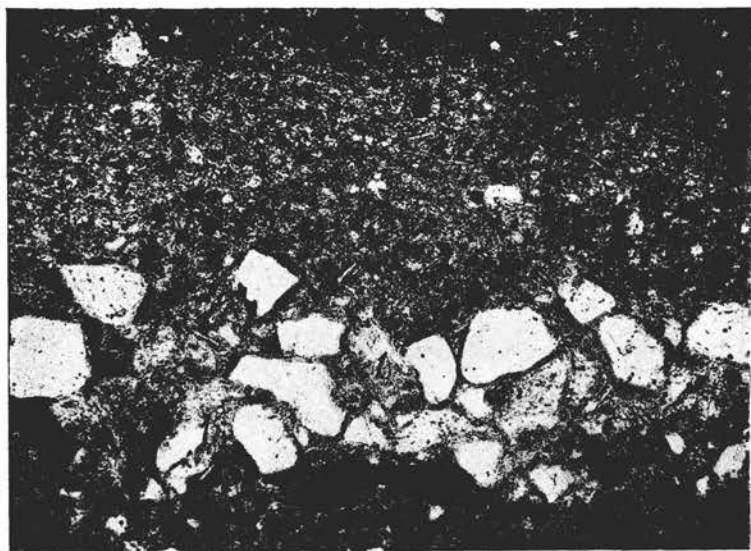


Фиг. 1. Разъедание кварца (1) в глине («травление» зерна). Глубина 37,20 м. Шлиф 21. Николи +. Увел. 90



Фиг. 2. Реакционная кайма разъедания вокруг зерен кварца. Глубина 37,20 м. Шлиф 21. Николи +. Увел. 290

1 — реакционная кайма разъедания

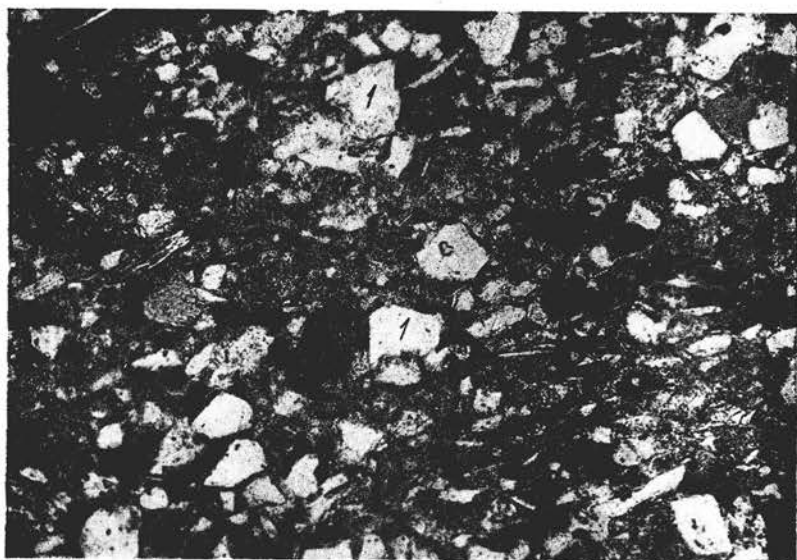


Фиг. 3. Неравномерное развитие каймы разъедания (I) вокруг зерен кварца. Глубина 40,00 м. Шлиф 59. Николи ||. Увел. 90

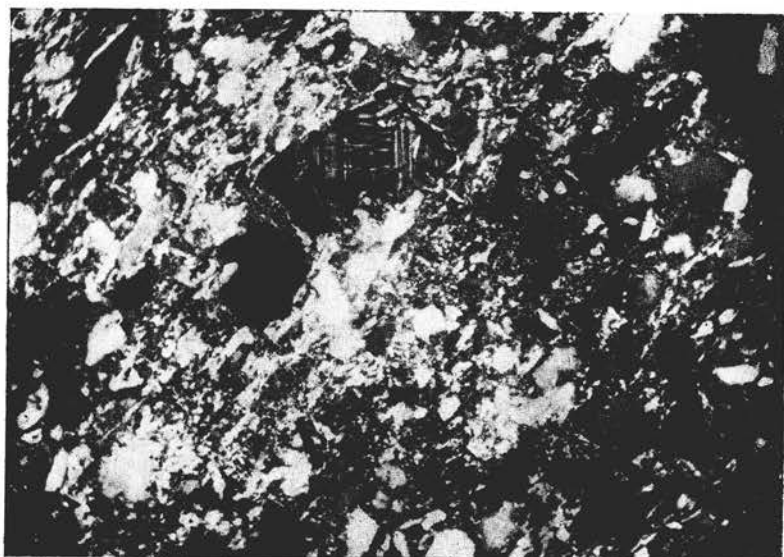


Фиг. 4. Образование глубоких заливов при разъедании кварца (I). Глубина 30,00 м. Шлиф 38. Николи ||. Увел. 90



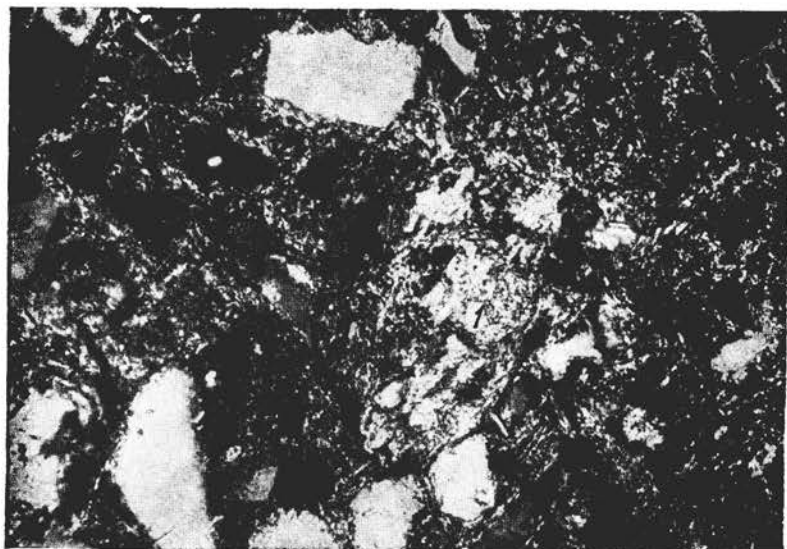


Фиг. 5. Расчленение зерна кварца на части, ясно связанные между собой (1). Глубина 68,80 м. Шлиф 87а. Николи +. Увел. 90

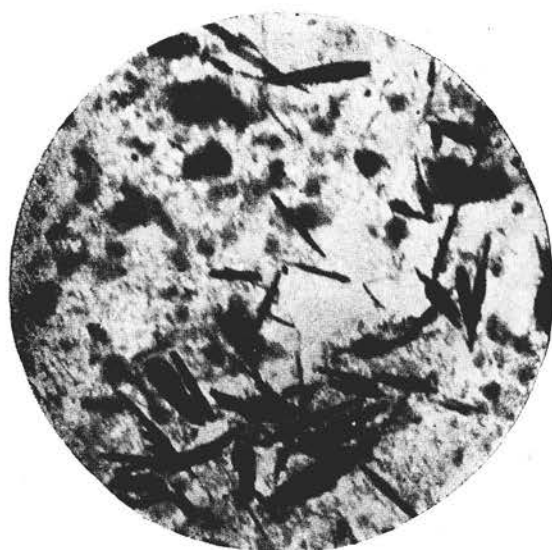


Фиг. 6. Разъединение зерна микроклина. Глубина 68,80 м. Шлиф 87а. Николи +. Увел. 190

1 — микроклин



Фиг. 7. Разложение гидрослюды с образованием бейделлита и монтмориллонита (1). Глубина 37,20 м. Шлиф 21. Николи +.  
Увел. 190



Фиг. 8. Электронное фото гидрослюдисто-бейделлитово-монтмориллонитовой глины. Увел. 7200 (фотографированием увел. в 4 раза)

ных пород. К числу этого типа пород относятся зеленые, серовато-зеленые, светлозеленовато-серые глины и др.

Третий этап включает в себя период интенсивного выветривания пород скифского горизонта и формирование собственно красно-бурых скифских глин. Несомненно, что накопление исходного материала скифских глин на юге Европейской части СССР происходило неравномерно, поэтому в одних районах еще продолжался процесс седиментации, а в других — проявлялись уже процессы выветривания и почвообразования. Затем эти процессы менялись. Но процессы выветривания особенно энергично протекали после некоторого поднятия области распространения глин и прекращения процесса осадконакопления. В это время энергично проявляли себя эрозионные процессы, что и привело к частичному или полному размыву пород скифского горизонта и переотложению продуктов разрушения скифских глин.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Армашевский П. Я. Предварительный отчет о геологических исследованиях в губ. Курской и Харьковской в 1885 г. Изв. Геол. комит., № 5, 1886.
- Армашевский П. Я. Общая геологическая карта России, лист 46, Тр. Геол. комит., т. 15, № 1, 1903.
- Белянкин Д. С. К характеристике минерала монотермита. ДАН СССР, нов. сер., т. XVIII, № 9, 1938.
- Болдырев А. К. и др. Рентгенометрический определитель минералов. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. XI, вып. 2, 1938.
- Борисяк А. А. Геологический очерк Изюмского уезда и прилегающей полосы Павлоградского и Змиевского уездов. Тр. Геол. комит., нов. сер., вып. 3, 1905.
- Веденеева Н. Е. (1). Механизм цветной реакции бензидина с монтмориллонитом. Коллоидн. журн., т. 12, вып. 1, 1950.
- Веденеева Н. Е. (2). Люминесценция глинистых минералов как указание на их вторичную структуру. Коллоидн. журн., т. 12, вып. 2, 1950.
- Веденеева Н. Е. и Ратеев М. А. Идентификация дисперсных минералов глин с помощью красителей на основе данных спектрофотометрии. ДАН СССР, нов. сер., т. LXXI, № 1, 1950.
- Вичелл А. Н. Оптическая минералогия. Изд. иностр. лит., 1949.
- Выржиковский Р. Р. Геологический очерк Молдавской АССР. Изв. Украинск. отдел. Геол. комит., вып. 10, 1927.
- Гинзбург И. И. и Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. АН СССР, 1951.
- Гуров А. В. Геологическое описание Полтавской губернии. Харьков, 1888.
- Дмитриев Н. И. Скільки було зледеніння на Україні і до якого із зледеніння Північної Європи належить Дніпровське зледеніння. Зап. Українськ. науководослід. інст. геогр. та картогр., вип. 2, 1930.
- Иванова В. П. и Феодотьев К. М. О диагностике и количественном определении водных минералов методом термического анализа. Сов. геол., № 8, 1945.
- Краснов А. П. Предварительный отчет о поездке на берега Азовского моря. Тр. Об-ва испыт. природы при Харьковском унив., т. 37, 1903.
- Крокош В. И. Матеріали до характеристики четвертичних покладів Східної та Північної України. Матер. дослід. ґрунтів України, вип. 5, 1947.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Лубенский уезд. Материалы к оценке земель Полтавской губ., вып. 2, 1889.
- Лямина А. И. и Рожкова Е. В. Минералогия часовьярской глины. Тр. Всес. ин-та мин. сырья, нов. сер., вып. 1, 1949.
- Набокх А. (1). Результаты ориентировочных почвенных исследований 1906—1911 гг. в Юго-западной России. Материалы по иссл. почв и грунтов Херсонской губ., вып. 4, 1915.
- Набокх А. (2). Факты и предложения относительно состава и происхождения послетретичных отложений Черноземной полосы России. Материалы по иссл. почв и грунтов Херсонской губ., вып. 6, 1915.
- Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 95, 1948.

- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. 1—2, Гостопиздат, 1940.
- Родин К. Исследования послетретичных образований в Харьковском уезде.  
Тр. Об-ва испыт. прир. при Харьк. унив., т. 37, 1903.
- Самодуров П. С. Про деякі питання метаморфізму. Геолог. журн. АН Українськ.  
ССР, т. 12, вищ. 3, 1952.
- Соколов Н. А. Общая геологическая карта России. Лист 48. Тр. Геол. комит.,  
т. IX, № 1, 1889.
- Соколов Н. А. Гидрогеологические исследования в Херсонской губернии.  
Тр. Геол. комит., т. 14, № 2, 1896.
- Соколов Н. А. К истории Причерноморских степей с конца третичного периода.  
Почвоведения, № 2—3, 1904.
-

---

*И. И. Гинзбург и И. В. Витовская*

## РАЗЪЕДАНИЕ КВАРЦА В ГЛИНАХ ГИДРОСЛЮДИСТО-МОНТМОРИЛЛОНИТОВОГО СОСТАВА

Верхние горизонты глинистых отложений, развитых вдоль среднего течения Волги в Жигулях, кроме четвертичных отложений, относимых к  $Q_{1-2}$ , состоят в более нижних своих горизонтах из темносерых и темных глин, относимых к  $Ng_2$ , а именно к кинельскому ярусу. При детальном изучении этих глин мы не могли не обратить внимания на два интересных момента: на сильную изъеденность в этих глинах кварца и на случаи перехода гидрослюд в монтмориллонит.

Кинельские глины представлены главным образом алевритовыми и алевритистыми разностями. По минеральному составу глинистая часть обычно гидрослюдисто-монтмориллонитовая, со значительным преобладанием монтмориллонита. Чисто гидрослюдистые и чисто монтмориллонитовые глины являются исключением. Алевритовая часть существенно кварцевая с незначительной примесью полевого шпата и других минералов.

Почти во всех просмотренных шлифах наблюдается разъедание алевритовых зерен со стороны основной массы гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. В последующем описании мы исключаем из рассмотрения глины известковистые, где разъедание алеврита легко объясняется присутствием карбонатов.

В процессе изучения глин в шлифах наблюдались все стадии разъедания зерен кварца.

Вначале происходит как бы травление зерна и оно приобретает пятнистое угасание (фиг. 1). Формы проникновения таких травленных участков внутрь зерна различны: либо они связаны с трещинами и тогда проникают глубоко внутрь зерна, либо образуют вокруг него реакционную кайму, также неровную.

В дальнейшем на месте затемненных участков появляются тонкие прожилки и пятна, заполненные чешуйками гидрослюды или микрочешуйчатым тонкодисперсным монтмориллонитом (фиг. 2), которые постепенно приобретают преобладающее развитие. Такая реакционная кайма при параллельных николях все еще довольно часто сохраняет очертания зерен, тем более расплывчатых, чем менее в ней остатков кварца. Реакционная кайма большей частью не располагается вокруг зерна равномерно, а развивается сильнее в одной части зерен, что также, видимо, связано с их тонкой трещиноватостью (фиг. 3).

В случае, когда разъедание зерен кварца происходит по трещинам, оно в этой стадии приводит к образованию глубоких заливов (фиг. 4) или к полному расчленению зерна на части, связанные между собой

(фиг. 5). Иногда остаются тонкие перемычки в зерне или узкая каемка из краевой части зерна, отделенная от его основной части кварцево-глинистым материалом реакционной каймы (фиг. 4).

В конце концов разъедаются и остатки в реакционной кайме кварца, граница зерна с гидрослюдисто-монтмориллонитовой глиной вновь становится резкой, а зерно приобретает характерную форму с изъеденными неровными краями, с глубокими заливами и резкими тонкими выступами.

Полевые шпаты также подвергаются разъеданию, но, в отличие от кварца, очертания зерен не округлоизъеденные, а зубчатые, что объясняется образованием и проникновением гидрослюдисто-монтмориллонитовой глины по спайности (фиг. 6).

Свежие слюды встречаются в кинельских глинах в незначительном количестве в виде мелких, реже — более крупных листочков. Обычно это гидробитит или гидромусковит. Переходы слюд в гидрослюды, а затем в бейделлит-монтмориллонит настолько постепенные, что проследить их крайне трудно. Лишь в единичных случаях нам удалось наблюдать совершенно отчетливо разложение гидрослюды с образованием монтмориллонита (фиг. 7). Этот процесс в пластинке гидрослюды идет весьма неравномерно. Очертания пластинки неясные, т. е. монтмориллонит, замещающий гидрослюду, обладает той же микрочешуйчатой структурой и средним двупреломлением, что и монтмориллонит основной массы.

На одном из электронных фото образца из керна, взятого с глубины 106,0 м из среднеюрских глин такого же минерального состава, что и кинельские глины, удалось этот процесс проследить с большей детальностью. Здесь (фиг. 8) ясно видно, как пластинки слюды все более и более расщепляются, становятся более узкими, мелкими, со все более расплывающимися краями, пока не превращаются в мелкие чешуйки монтмориллонита (бейделлита), которые в свою очередь собираются в более крупные агрегаты. Размеры еще не полностью расщепившихся пластинок гидрослюд составляют вдоль оси 0,2—0,1  $\mu$ , а в поперечном направлении 0,02—0,01  $\mu$ . При величине оси с в решетке монтмориллонита, равной 14  $\text{Å}$ , размер изображенных здесь пластинок превосходит размер элементарной ячейки только примерно в 100 раз.

Минералы глин по окраске органическими красителями большей частью соответствуют монтмориллониту, а по величине показателей преломления и двупреломления — бейделлиту и гидрослюде. Точно так же термические кривые имеют несколько пониженную температуру второй эндотермической остановки (575° вместо 600—620° у монтмориллонита). Поэтому мы приходим к заключению, что глинистые компоненты этих глин представляют собой бейделлит, гидрослюды и иногда только монтмориллонит.

Гидрослюды находятся в разной степени разложения. Переходы от щелочных глин (гидрослюдистых) к бесщелочным (бейделлитовым) имеют место уже в юрских глинах, но здесь прослой, богатые гидрослюдистыми глинами, встречаются чаще, чем в позднеюрских кинельских глинах, где бейделлит-монтмориллонитовые разности преобладают; еще в большем количестве они встречаются в акчагельских глинах. Этот процесс выноса щелочей из глин совершается не только при переотложении глин более древнего возраста в более молодые слои, но и в самих глинах после их отложения. Об этом свидетельствуют водные вытяжки этих глин, которые показывают то или иное содержание углекислого или двууглекислого натрия. Приводим результаты водных вытяжек (в м-экв) из вышеописанных кинельских глин (табл. 1).

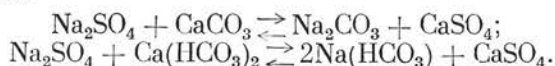
Таблица 1

Состав водных вытяжек  
(в %)

Глубина, м	NaCl	Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	NaHCO <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	Mg(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	Количество карбонатов Ca и Mg в по- роде, % от навески
22,60	9,00	8,20	11,50	—	4,10	9,46	7,74	5,46
24,90	4,83	6,98	6,35	3,42	2,00	14,74	11,68	5,42
26,60	4,40	10,19	4,70	8,30	—	9,56	12,85	22,62
44,60	3,82	17,60	1,79	3,82	3,82	11,20	8,20	4,23
52,60	21,15	6,36	0,61	—	7,08	6,73	8,07	1,00
53,80	27,00	9,70	4,58	—	1,80	4,75	2,17	2,50
67,70	9,08	12,42	9,87	—	3,34	8,76	6,53	8,80

Аналитик А. И. Покровская.

По этим данным во всех водных вытяжках отмечается присутствие бикарбоната и карбоната щелочных земель (пересчитанных на натрий). Некоторые авторы объясняют появление карбонатов натрия обменной реакцией с карбонатом кальция во время производства самой вытяжки, согласно реакции:



Но, во-первых, никакой зависимости в содержании бикарбоната натрия и карбоната натрия от содержания карбонатов кальция и магния в породе или в водной вытяжке, как показывают приведенные данные в табл. 1, не отмечается; во-вторых, метод, использованный в получении вытяжки, заключался не в настаивании дистиллированной воды на глине, как обычно делается, а в довольно быстрой фильтрации воды через глину. Поэтому содержание карбонатов щелочей отвечает действительному или близкому к нему содержанию их в самой породе.

Откуда же карбонаты щелочей появились в породе? Можно представить себе два источника. Первый — обменная реакция между сульфатом натрия и бикарбонатом кальция в самой породе согласно вышеуказанному уравнению; но тогда мы должны были бы обнаружить в водной вытяжке сульфат кальция в соответствующем количестве, который, как показывают анализы, на этих глубинах не обнаружен. Следовательно, источник щелочей должен быть другим. Таким источником могут быть гидрослюды, постепенно превращающиеся в присутствии углекислой воды в монтмориллонит-бейделлит с выделением сопутствующего количества щелочей. Предельная концентрация выделившихся щелочей сосредоточивается по краям листочков гидрослюды; в случае присутствия на контакте с разлагающейся слюдой кварца или полевого шпата происходит разъедание этих минералов. Источником щелочей являются, таким образом, реакции разложения щелочьсодержащих минералов, имеющих место или в зоне диагенеза, или, скорее, в зоне катагенеза. Этот процесс разложения гидрослюды и высвобождения щелочей, повидимому, начался еще среди юрских глин. Так, водные вытяжки этих глин с глубины 229,7 м дали 33,32 м-экв

$\text{NaCl} + \text{Na}_2\text{SO}_4$  и 16,78 м-экв бикарбонатов, в том числе 7,79 м-экв  $\text{NaHCO}_3$ . С глубины 237,2 м соответственно получено 14,07 м-экв  $\text{NaCl} + \text{Na}_2\text{SO}_4$ , 22,53  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  и  $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ , 11,73  $\text{NaHCO}_3$  и 1,57 м-экв  $\text{Na}_2\text{SiO}_3$ . При перемыве юрских глин и отложении кинельских этот процесс продолжался.

Было бы интересно проверить данные соображения на пермских и иных глинах и на ряде водных вытяжек из этих глин убедиться, когда этот процесс мог начаться.

В литературе случаи разъедания кварца глинистыми минералами описываются довольно редко. Росс и Керр (C. S. Ross a. P. F. Kerr) указывают на возможность замещения кварца каолинитом и галлуазитом. Л. И. Мартыненко описывает (см. ниже реферат этой работы) для кварцитов Кривого Рога случаи обогащения кварцитов окислами железа, благодаря разъеданию кварца минералами глин.

В статье П. С. Самодурова, помещенной в этом сборнике, также описываются случаи разъедания кварца минералами глин. Повидимому, подобные случаи среди осадочных пород и продуктов выветривания встречаются чаще, чем удавалось до сих пор проследить. Механизм разъедания кварца можно в ряде случаев вскрыть анализом водных вытяжек.

---



*Д. С. Коржинский*

## СВЯЗь БОГАТЫХ РУД КРИВОГО РОГА С ПРОЦЕССАМИ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Богатые руды Кривого Рога, как известно, образовались эпигенетически за счет переотложения железа в толще метаморфических железорудных кварцитов осадочного происхождения. При этом отчетливо выделяются два главных типа богатых руд разного происхождения. На северных и южных участках Криворожского железорудного бассейна имеются богатые магнетитовые, амфибол-магнетитовые и хлорит-магнетитовые руды, образование которых, повидимому, связано с эндогенными послемагматическими метасоматическими процессами. Железорудный метасоматоз здесь сочетается с магниезиальным и щелочным метасоматозом, проявляющимся в замещении кварцитов куммингтонитовыми и щелочно-амфиболовыми породами, местами с развитием эгирина, альбита и пр. Но эти руды имеют подчиненное значение, сравнительно с рудами центрального или Саксаганского участка. Богатые руды этого центрального участка представлены мартитовыми и гематито-мартитовыми («синьки»), мартито-гидрогематитовыми («краско-синьки») и гидрогематитовыми рудами («краски»), которые принято объединять под названием руд «саксаганского типа».

В отношении генезиса руд саксаганского типа были высказаны различные точки зрения. Но среди геологов, изучающих в настоящее время Криворожские месторождения, преобладающим влиянием пользуется гипотеза гидротермального или вообще эндогенного происхождения руд саксаганского типа. Эта гипотеза в настоящее время развивается в особенности Н. П. Семененко и Я. Н. Белевцевым (1951). За связь богатых руд Кривого Рога с процессами коры выветривания решительно высказался Л. И. Мартыненко (1950). Однако интересная статья Л. И. Мартыненко не изменила положения, и до сих пор геологи Кривого Рога руководствуются ошибочной гипотезой гидротермального происхождения всех богатых руд. Такое нетерпимое положение и заставляет автора выступить здесь с некоторыми соображениями о генезисе руд саксаганского типа, хотя эти соображения основываются только на кратковременном посещении месторождений Кривого Рога.

Геологический опыт показывает, что существует резкий разрыв между эндогенными (метаморфическими и гидротермальными) и экзогенными (гипергенными) процессами. В горных областях с существенной скоростью эрозии явления выветривания обычно не проявляются, и здесь могут быть изучены особенности несомненно эндогенных образований. С другой стороны, известны районы с мощным развитием древней или современной

коры выветривания, в которых устанавливается отчетливое наложение процессов выветривания на эндогенные метаморфические и гидротермальные образования того же типа, что встречаются и в горных районах. Здесь могут быть изучены особенности экзогенных процессов. Такое сравнительное изучение показывает резкое различие эндогенных и экзогенных процессов и отсутствие переходов между ними, хотя умозрительно таких переходов можно было бы ожидать. Несколько особое положение в вулканических районах занимают явления сольфатарной аргиллизации, при которых в силу смешения восходящих и нисходящих вод лавы замечаются своеобразными беловатыми пористыми глинисто-кремнистыми образованиями, сходными с экзогенными. Но такие процессы проявляются лишь в вулканических районах в приповерхностных условиях и имеют малое распространение. Маршалит здесь не встречается.

Толщи высокопористых, частью полурыхлых красноцветных пород, вмещающих руды саксаганского типа, по своему составу и общему характеру полностью соответствуют типичным продуктам коры выветривания и совершенно не находят себе аналога среди несомненных метаморфических или гидротермальных образований. Геолог, знакомый с корой выветривания, например, уральских месторождений, не сможет сомневаться в экзогенном характере изменения саксаганских пород.

Действительно, минеральный состав руд саксаганского типа и вмещающих их кварцитов весьма однообразен и типичен для пород коры выветривания. Это почти исключительно кварц, мартит, «дисперсный» гематит, гидрогематит, гётит, каолин и другие глинистые минералы. Все эти минералы, включая и гематит, весьма типичны для коры выветривания (Гинзбург и Рукавишникова, 1954). В отношении широко распространенного здесь гидрогематита можно утверждать, что он никогда не образуется при эндогенных процессах. Гётит, если и образуется при эндогенных процессах, то только как минералогическая редкость в некоторых редких и спорных по своему происхождению жилах. Полное окисление магнетита и закисного железа силикатов крайне типично для процессов выветривания, но не типично для эндогенных процессов и развивается при последних только как местное и частичное. Однообразие минерального состава, типичное для экзогенных процессов, не свойственно процессам гидротермальным, так как гидротермальные восходящие растворы несут с собою разнообразные компоненты и быстро изменяют свой состав в пространстве и времени. Уже этих данных было бы вполне достаточно, чтобы отнести мощные однообразные красноцветные рудоносные толщи саксаганского участка к продуктам коры выветривания.

Выщелачивание, преимущественно кислотное выщелачивание оснований, при гидротермальных процессах всегда имеет очень ограниченное распространение и приурочено к бокам трещинных жил или к приконтактным зонам магматических тел гранитного состава (грейзены, вторичные кварциты, зоны сольфатарной аргиллизации) с мощностью зон выщелачивания, измеряемой не более как десятками или в крайних случаях первыми сотнями метров. В таких зонах всегда сохраняются реликтовые участки невыщелоченных пород. Выщелачивание кремнезема при эндогенных процессах еще более редко и ограничено. Образование высокопористых пород при гидротермальных процессах происходит редко и только в очень ограниченных зонах. Как правило, гидротермальные процессы сопровождаются, наоборот, выполнением пор. Образование пор и пустот растворения при гидротермальных процессах всегда сопровождается укрупнением зерен минералов, примыкающих к получающимся порам, с образованием друзовых корок. Неравномерная величина зерна с обра-

зованием хотя бы отдельных крупнозернистых участков вообще весьма типична для гидротермально измененных пород. По этим признакам мощная красноцветная толща равномерно выщелоченных пород Саксаганского участка, отличающихся совершенно равномерной тонкозернистостью и равномерной высокой пористостью и полурыхлостью, вполне соответствует толщам коры выветривания и не имеет сходства с толщами гидротермально измененных пород. В частности, при эндогенных метаморфических или гидротермальных процессах (включая и сольфатарную аргиллизацию) никогда не образуется мучнисто-сыпучий кварц («маршалит»), который весьма типичен для саксаганской железорудной толщи, как и для кор выветривания других районов.

Главным основанием гипотезы о гидротермальном происхождении богатых руд саксаганского типа и сопровождающего их изменения кварцевой толщи является необыкновенно большая глубина проникновения этих процессов, свыше 1000—1200 м от современной поверхности, причем богатые руды нередко залегают на значительной глубине, так что количество их с глубиной увеличивается. Указывают также на весьма неравномерное распространение процессов разложения саксаганского типа, так что в боках меридиональной саксаганской зоны местами на поверхность выходят почти свежие магнетитовые кварциты. Однако такая неравномерность распространения весьма характерна именно для процессов коры выветривания. Даже при равномерной трещиноватости горных пород выветривание в них обычно распространяется карманообразно. В зонах трещиноватости тектоического происхождения выветривание глубоко врезывается в коренные породы («линейный» тип коры выветривания, по И. И. Гинзбургу). Очевидно, саксаганская зона и представляла собой такую древнюю, тектонически ослабленную зону. Что касается глубины распространения, то верхнемезозойская кора выветривания на Урале местами проникает на глубину до 300—400 м от современной земной поверхности. Древние докембрийские коры выветривания, к которым, по видимому, относится и кора выветривания Кривого Рога, могут быть более мощными. Так, в месторождениях горной гряды Годжевик в районе Верхнего озера США протерозойские процессы экзогенного окисления и выщелачивания распространяются на глубину до 4000 фут. (=1216 м), причем «на этой глубине железорудная формация также полностью окислена и выщелочена, как и близ поверхности» (Emmons, 1940, стр. 253).

Приуроченность богатых руд саксаганского типа к синклиналильным структурам также рассматривается Н. П. Семененко и Я. Н. Белевцевым (1954) как довод в пользу связи их с гидротермальными растворами. Однако легко видеть, что именно нисходящие воды должны скапливаться в килевых частях синклиналильных структур и следовать в направлении их склонения. Именно здесь, на некоторой глубине, они могут осаждают железо, выщелоченное на более высоких горизонтах. Восходящие же воды должны, наоборот, направляться в основном не синклиналильными, а антиклиналильными структурами. Для месторождений района Верхнего озера твердо установлена приуроченность богатых рудных тел к килевым частям разнообразных мульдобразных структур, собиравших нисходящие поверхностные воды (Rouse, 1942).

Н. П. Семененко и Я. Н. Белевцев установили, что образование богатых руд местами происходило одновременно с возникновением мелкой складчатости типа плейчатости в оруденевающих кварцитах. Это заключение не возбуждает сомнений. Но их дальнейшее предположение, что эта мелкая складчатость одновременна с более крупной и вызывалась тектоническими процессами, явно ошибочно. Руды и вмещающие их породы

саксаганского участка местами полурыхлые, не обнаруживают никаких следов тектонического воздействия, одновременного с процессами окисления и выщелачивания или более позднего. Полурыхлые породы безусловно не могли передавать тектонических напряжений и не могли возникнуть в условиях образования складчатых дислокаций. В условиях формирования саксаганской полурыхлой толщи возможна была только гравитационная местная мелкая складчатость, вызывавшаяся оседанием пород, из которых выщелачивался кварц. Такого рода мелкие местные складки оседания, обусловленные экзогенным выщелачиванием, описываются и для месторождений района Верхнего озера (Royce, 1942).

Самые процессы образования богатых руд саксаганского типа хорошо описаны Л. И. Мартыненко (1950) и Я. Н. Белевцевым (1951). Основное значение имело выщелачивание кварца, сопровождавшееся оседанием зерен магнетита, которые в силу окисления превращались в мартит. На месте железо-силикатовых прослоев возникали пористые гидрогематитовые прослои. Я. Н. Белевцев (1951) в качестве подчиненного процесса отмечает частичное замещение кварцевых прослоев гидрогематитом. Действительно, в отдельных случаях в небольших масштабах такое замещение кварца гематитом или гидрогематитом наблюдается очень отчетливо. Л. И. Мартыненко полностью отрицает самую возможность такого замещения, допуская лишь более позднее замещение кварца гетитом или лимонитом при изменившихся условиях. Вместе с тем Мартыненко допускает широкое развитие процесса замещения кварца монтмориллонитом и каолином, что нам представляется очень сомнительным.

Совершенно несомненно, что образование основной части богатых железных руд саксаганского типа происходило одновременно с экзогенными процессами окисления и выщелачивания окружающих пород. Это, в частности, доказывается тем, что наиболее выщелоченные железистые кварциты оказываются около рудных тел, где вследствие выщелачивания и растворения кварца вдоль стыков его зерен кварцевые прослои превращаются в мучнисто-сыпучий кварц (маршалит), легко высыпавшийся из породы в виде порошка. Нельзя отрицать возможность того, что в зону выветривания могли попасть также некоторые залежи богатых руд эндогенного метасоматического происхождения, но среди руд саксаганского типа они могут иметь только подчиненное распространение.

В месторождениях района Верхнего озера установлено несколько разновременных циклов выветривания, сопровождавшихся образованием в коре выветривания богатых руд. Руды более древних кор выветривания местами подвергались метаморфизму под воздействием более молодых протерозойских интрузий, с превращением в магнетитовые руды. Поэтому следует рассмотреть предположение, не являются ли богатые магнетитовые руды северных участков Кривого Рога метаморфизованными рудами коры выветривания. Можно совершенно определенно утверждать, что это не так. Прежде всего, очевидно, что щелочно-амфиболовые породы, сопровождающие магнетитовые руды, не могли возникнуть за счет метаморфизма выщелоченных пород коры выветривания. Далее, в саксаганской зоне нет признаков воздействия на кору выветривания каких-либо более молодых метаморфических процессов. Невозможно согласиться с Я. Н. Белевцевым, что отсутствие гидрогематита в области распространения магнетитовых руд «свидетельствует о более позднем образовании магнетита, полевого шпата и карбоната в сравнении с гидрогематитом» (1951, стр. 27). Кора выветривания с гидрогематитом за пределами саксаганской зоны могла быть смыта. Но высокотемпературный метаморфический процесс, приведший к образованию магнетитовых богатых руд

и к мощному щелочному метасоматозу, обязательно должен был так или иначе проявиться в прилегающей саксаганской зоне. Однако никаких признаков даже самого низкотемпературного метаморфизма или воздействия гидротермальных растворов в коре выветривания саксаганского участка не обнаруживается, она сохранила даже свою высокую пористость и местами полурыхлое сложение. Поэтому несомненно, что образование коры выветривания в Кривом Роге произошло после прекращения в этом районе всех эндогенных магматических и метаморфических процессов. Можно быть уверенным, что на достаточной глубине под корой выветривания саксаганской зоны будут встречены менее выветрелые породы, типичные для северного участка, с проявлением щелочно-амфиболового метасоматоза.

Таким образом, процессы мартитизации и гидротематитизации метаморфических кварцитов с выщелачиванием кварца и образованием богатых руд саксаганского типа в месторождениях Кривого Рога, несомненно, происходили в условиях древней коры выветривания, как это правильно отмечалось Л. И. Мартыненко (1950). Эта точка зрения должна быть продумана геологами, непосредственно изучающими данные месторождения.

Совершенно исключительная мощность развития древней коры выветривания в саксаганской полосе, свойственная, повидимому, только докембрийским корам выветривания, делает этот район особенно важным для познания процессов образования коры выветривания. Необходимо основательное изучение месторождений Кривого Рога с этой точки зрения.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белевцев Я. П. Типы рудных полей Криворожских железорудных месторождений и соображения о генезисе железных руд. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1951.
- Гинзбург П. П. и Рукавишников А. А. Минералы древней коры выветривания Урала. АН СССР, 1951.
- Мартыненко Л. И. К вопросу об образовании богатых руд Кривого Рога. Уч. зап. Черновицкого гос. ун-ва, сер. геол.-географ., вып. 2, т. 8, 1950.
- Emmons W. H. The principles of economic geology. 2-d ed. New York—London, McGraw Hill book Co., 1940.
- Rouse S. Iron ranges of the Lake Superior district. Ore Deposits as related to structural features. Princeton, New Jersey, p. 54, 1942.

---

*И. З. Корин*

## О КОНТАКТОВО-КАРСТОВОМ ТИПЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В сборнике «Кора выветривания», вып. I, в статье И. И. Гинзбурга были освещены общие закономерности размещения и генетической связи ряда месторождений полезных ископаемых с карстом и корой выветривания на Урале.

Некоторые сведения о строении рудных полей контактно-карстовых месторождений выветривания дают представление о роли первоначального геологического строения в образовании месторождений этого типа.

В гипсовом, галоидном карсте и карстоподобных просадках кластолитов, ледниковых образований и вечной мерзлоты руд практически не встречается. Рудообразование связано с карстом в карбонатных породах. Термин «контактно-карстовые» месторождения вошел в практику применительно к рудным телам, образовавшимся в закарстованном известняке, на контакте с другими породами.

Многочисленные наблюдения свидетельствуют, что «плотный» интрузивный или стратиграфический контакт известняков с другими породами почти не карстует, особенно если сами известняки не трещиноваты. На Урале, в Казахстане и в других районах такие почти «свежие» контакты прослеживаются местами на сотни метров и даже километры.

Нарушенные контакты с трещинами и зонами дробления, особенно при развитой трещиноватости, как правило, бывают закарстованными. В благоприятной обстановке карст на таких контактах развивается на большую глубину.

На поверхности, в местах развития карста, возникают ямы, провалы, котловины и рытвины, которые иногда в последующей геологической истории служат местом образования водоемов. Передко в таких водоемах образуются месторождения руд и залежи перурдных ископаемых, чему способствует не только наличие водоема, но и резко щелочной характер водной среды, благодаря влиянию известняков. В районах развития рыхлых продуктов выветривания возникают месторождения каолина, бурых железняков, марганцевых, сидеритовых, силикатных и сульфидных руд. Эти месторождения приурочены к контакту известняков с другими породами. Рудные тела в них чаще всего вытянуты вдоль контакта. Протяженность рудных тел достигает нескольких десятков и даже сотен метров, в поперечном же направлении, как правило, они ограничиваются первыми десятками метров. Мощность руд невелика, состав руд изменчив. По вертикали грубообломочный материал может сменяться глинистыми и болотно-озерными образованиями. Обычно руды у одного борта карстовой рытвины содержат большое количество обломков ближайших пород,

у другого — остатки окремнелого известняка. В известняковом борту и подошве осадочные руды часто постепенно переходят в инфильтрационно-метасоматические руды замещения известняка.

Осадочные образования и руды карстовых водоемов, как правило, на глубине переходят в собственно карстовые образования. Последние бывают как безрудными, так и рудоносными. Бывает так, что осадочное оруденение в карстовом водоеме не соответствует контактно-карстовому оруденению в собственно карстовых образованиях. Известны месторождения, в которых сверху залегают остаточные железные руды, а внизу — марганцевые и силикатно-никелевые руды контактно-карстового происхождения.

Таким образом, для месторождений, образовавшихся в карстовых водоемах, главную роль играли закономерности формирования руд в водоемах с учетом влияния известняков, дающих щелочную среду и способных легко замещаться промышленноценными элементами. Геологическое строение контакта (не считая ранее оговоренной нарушенности) для месторождений этого типа главной роли не играет.

Совершенно другие закономерности обуславливают и отличают формирование собственно контактно-карстовых месторождений, образующихся в закарстованном контакте (но не в водоеме карстовой котловины). Эти месторождения зависят от процесса карстообразования и выветривания пород, контактирующих с известняками. Основными условиями образования этих месторождений являются следующие.

1. Наличие интенсивно-растворяющихся поверхностными и грунтовыми водами карбонатных пород, изменяющих при этом среду естественных растворов и вызывающих химическое взаимодействие самих веществ в растворе и раствора с породой (известняком).

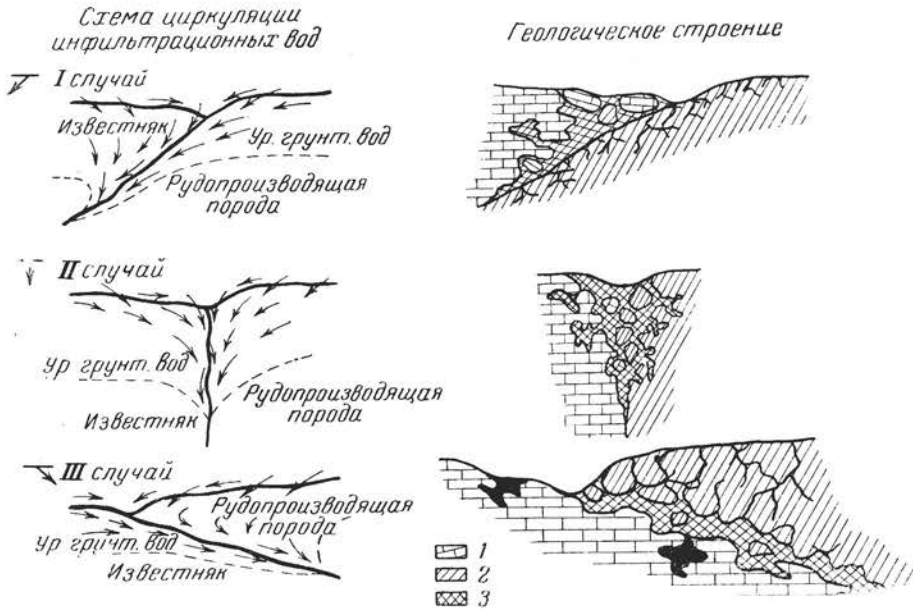
2. Наличие рудопродуцирующих пород (в контакте с известняком), из которых выветриванием освобождаются полезные компоненты, переносимые грунтовыми водами в область контакта карстующихся известняков.

3. Возникновение в области карстующегося контакта реакций растворения, обмена, выпадения осадка, а также накопление рудного компонента в виде минеральных осадков, сорбированных частиц и замещения карбонатов.

Эти условия определяются рядом факторов. Интенсивность карстования зависит от 1) теплого климата с постоянной или переменной влажностью (с большим количеством осадков), действующего на протяжении долгого времени; 2) рельефа, способствующего накоплению осадков в месте карстования; 3) чистоты известняков, так как наличие глинистых частиц создает заиливание, а примесь доломитовой составляющей — возникновение «муки», тормозящих развитие карста; 4) пористости, скважности и трещиноватости известняков, увеличивающих их удельную поверхность и скорость проникновения реагентов в их толщу; 5) наклона слоев известняка, способствующего проникновению поверхностных вод и развитию карста по напластованию; 6) наличия водоупорных или проводящих прослоев других пород в известняках, зон дробления и крупных нарушений, способствующих быстрому проникновению и развитию карста на глубину. Интенсивность развития карста связана с положением базиса эрозии, уровня грунтовых вод и изменением их положения в ходе карстообразования. Значительные размеры «зоны аэрации», в которой поверхностные воды просачиваются вниз, способствуют интенсивному развитию карста. При мощной «зоне сезонного колебания» уровня грунтовых вод происходит значительное торможение развития карста. В «зоне полного

насыщения» карст развивается сравнительно медленно, и направление его развития часто меняется в соответствии с направлением течения вод в этой зоне.

С проникновением карста на глубину уменьшается растворяющая способность поверхностных вод и падает интенсивность карстообразования. Только крупные трещины и зоны дробления создают условия, в ко-



Фиг. 1. Схема основных случаев взаиморасположения пород и циркуляции инфильтрационных вод в месторождениях контактово-карстового типа

1 — известняк; 2 — рудопроизводящая порода; 3 — карстовые отложения

торых сравнительно «свежие», активные поверхностные воды проникают на большую глубину и интенсивно влияют на карстообразование.

Рудообразование в карсте зависит от поступления в него рудоносных растворов в период его формирования. Эти растворы возникают в результате обогащения просачивающихся с поверхности вод, проходящих сквозь выветривающуюся рудопроизводящую породу, залегающую близ карстующихся известняков.

Поступление рудоносных растворов в карст определяется направлением их стока. Направление стока зависит от рельефа, положения рудопроизводящих пород трещиноватости, слоистости, направления течения грунтовых вод. Передвижение и просачивание всех этих растворов, не считая подъема по капиллярам, подчинено, как и для всяких других растворов, действию силы тяжести.

В связи с этим совершенно особое значение приобретает геологическое строение контакта, т. е. взаимоположение и трещиноватость как известняков, так и контактирующих с ними пород.

Возможны три общих случая различного взаимоположения контактирующих пород для контактово-карстовых месторождений (фиг. 1).

1. Контактная плоскость наклонена, известняки залегают сверху. Воды, собирающиеся в контакте, будут относиться к поверхностным,



проникшим по плоскости контакта и к просочившимся через известняки. В контактную зону почти не попадают воды из нижележащих, контактирующих с известняками пород, если не считать исключительно редких случаев — наличия напорных вод.

2. Контактная плоскость занимает относительно вертикальное положение. Поверхностные и грунтовые воды как из известняков, так и из контактирующих пород в основном собираются в зоне контакта и по нему проникают в глубину.

3. Контактная плоскость наклонна, известняки залегают под контактирующей с ними породой. Воды в зону контакта, помимо непосредственного стока с поверхности, проникают и накапливаются в ней за счет грунтовых вод, просочившихся через толщу залегающих на известняке пород.

При залегании известняков сверху (первый случай), особенно при пологом положении плоскости контакта, происходит интенсивное растворение известняка с образованием сравнительно неглубокого канавообразного карста. Так как сами известняки не содержат рудных веществ, то накопление их остаточного продукта в карсте не дает рудных залежей. На плоскость контакта, т. е. на «висячий бок» контактирующих с известняками пород, попадают растворы грунтовых вод, богатые кальцием и, в случае доломитизированных известняков, — магнием. Под воздействием грунтовых вод и воздуха у контакта рудоносные породы постепенно разрушаются. Воды щелочного характера из карстующихся известняков, просачиваясь в нижележащую выветривающуюся рудоносную породу, действуют на освобождающиеся рудные элементы как фиксаторы, способствуя их закреплению на месте, препятствуя их выносу. Таким образом, в этих случаях не происходит транспортировки и скопления рудного вещества; относительное накопление последнего получается лишь за счет выноса значительного количества нерудных элементов.

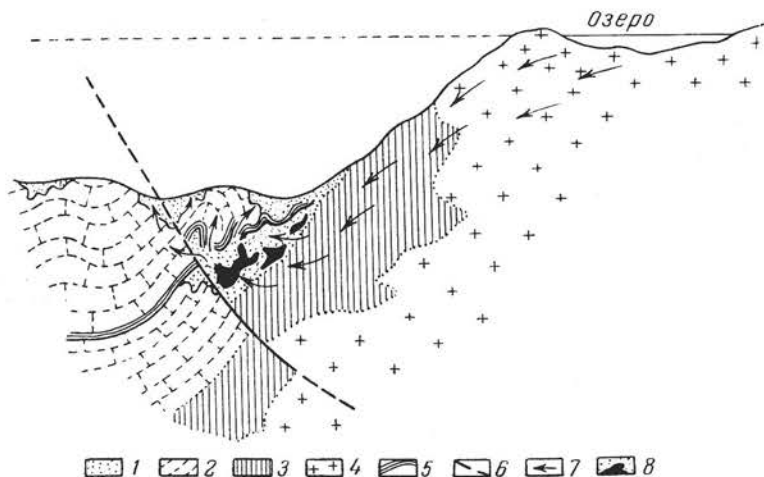
Автору известен только один случай, при котором известняки силур-девонского возраста, залегая на змеевиках, оказались на глубине нескольких десятков метров сильно закарстованными и под ними была обнаружена значительная залежь силикатно-никелевых руд. Разведочными работами было установлено, что пачка известняков содержала в себе прослой углисто-глинистых сланцев. Залегающие ниже известняков сильно дробленные и перемятые змеевики на глубине контактировали с гранитами, разбитыми густой сетью трещин отдельности. Эти граниты на некотором отдалении выходили на поверхность, образуя слабо всхолмленную местность, возвышающуюся над полем распространения известняков, с расположенным на ней крупным озером. Установлено, что в триасе-юре, затем снова в мелу и третичном времени район этот относился к участку континента со сравнительно неперемещенной поверхностью, на которой происходило интенсивное выветривание пород.

Благодаря сообщающимся трещинам поверхностные воды с площади гранитной возвышенности проникали в змеевики, на контакт с известняками, и создавали в последних напор, сдерживаемый расположенным выше водонепроницаемым углисто-глинистым пластом. Этот пласт в пределах месторождения сильно смят, местами растащен нарушениями герцинского возраста.

Таким образом, становится понятным, что в триасе и позже, при континентальном положении района, в местах нарушения углисто-глинистого пласта образовались сифонные воды, вызывавшие активное карстование окружающих известняков.

Напор и выход вод на поверхность создавали ток грунтовых вод снизу вверх, т. е. от рудопродуцирующих змеевиков к известнякам, являющимся осадителем рудного элемента. Так, постепенно, с развитием карста, на глубине в области карстующихся известняков, на контакте с рудопродуцирующими змеевиками, возникло месторождение ярко выраженного контактово-карстового типа (фиг. 2).

Необходимо отметить, что это месторождение пока относится к редко встречающемуся типу, чаще же при залегании известняков сверху в лучшем случае наблюдаются очень небогатые руды. В большинстве случаев оруденение носит непромышленный характер.



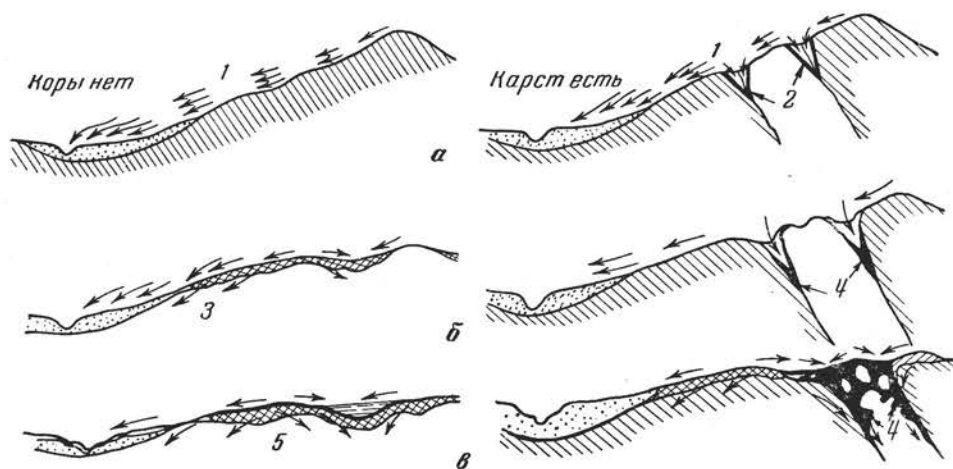
Фиг. 2. Схема условий образования месторождения контактово-карстового типа при напорных водах

1 — карстовые тела; 2 — известняк; 3 — рудопродуцирующая порода (змеевик); 4 — граниты; 5 — углисто-глинистые сланцы; 6 — линия тектонического нарушения; 7 — направление течения грунтовых вод; 8 — рудные тела в карсте

При вертикальном, тектонически осложненном контакте известняков с рудопродуцирующими породами (второй случай) карст приводит к образованию глубокой карстовой щели. Как правило, ширина развитой карстовой щели ограничивается первыми десятками метров, в то время как глубина нередко достигает сотни метров и даже более. Из практики разведки и разработки контактово-карстовых месторождений с вертикальным контактом известны случаи, когда глубина карстовых «щелей» достигала 200 м с небольшим при ширине между «бортами», колебавшейся от нескольких до 40—60 м. Карстовые щели бывают хорошо выражены на поверхности в виде рытвин. Однако судить о глубине карстовой щели, заполненной карстовым материалом, по рытвине на поверхности не представляется возможным. Довольно хорошо примерная глубина карстовой щели узнается геофизическими методами разведки и точно устанавливается бурением. При оценке геофизических данных или при попытке составить себе предварительное представление о возможной глубине карстовой щели следует иметь в виду, что глубина ее будет тем большей, чем больше трещиноватость, «скважность» пород в приконтактной области, чем ниже в них был уровень грунтовых вод в период выветривания.

В связи с последним замечанием необходимо особо остановиться на весьма существенном различии в образовании месторождений контактно-карстового типа по отношению к месторождениям в так называемой площадной коре выветривания.

Хорошо изучено и доказано, что формирование площадной коры и месторождений в ней начинается только с момента выравнивания поверхности площади выветривающихся пород. Рыхлые продукты выветривания



Фиг. 3. Схема образования коры выветривания и карста в условиях расчлененного (а), сглаженного (б) и равнинного (в) рельефа

1 — снос; 2 — развитие безрудного карста; 3 — кора выветривания (безрудная); 4 — рудоносный карст; 5 — кора выветривания (рудонесная)

при этом не сносятся эрозией. Выветривание постепенно захватывает все большую и большую толщу пород и ведет к возникновению мощной коры.

При расчлененном рельефе, даже при благоприятном климате, образующиеся на поверхности рыхлые продукты выветривания смываются, и кора практически не образуется.

При выходе на поверхность нарушенного контакта рудопроизводящих пород с известняком, даже при расчлененном рельефе, в трещины на контакте неизбежно попадает часть поверхностных вод. В известняке по падению плоскости контакта начинает развиваться карст и, в зависимости от геологической обстановки, накапливается рудный компонент.

Следовательно, особенностью образования контактно-карстовых месторождений выветривания является более раннее начало их формирования сравнительно с месторождениями выветривания, возникающими в площадной коре (фиг. 3).

Так, например, если основная масса мощных, хорошо развитых кор выветривания на Урале возникла в период развития на нем обширных поверхностей выравнивания конца триаса — нижней юры, то карст по контактам, весьма вероятно, начал образовываться уже с момента поднятия суши, т. е. с начала триаса. Не исключена возможность, что в пределах отдельных участков карст впервые возник еще раньше. Некоторые исследователи (напр., А. К. Белоусов) считают, что на западе Южного Урала с верхов нижнего силура до живетского яруса существовал континентальный период. Для ряда районов Урала не установлено точно области развития коры выветривания и поверхностей выравнивания этого

возраста, но нельзя отрицать возможности образования в континентальный период, независимо от рельефа, карста в известняках, особенно на участках с благоприятным для карстования нарушенным контактом.

Вероятно, для большинства контактово-карстовых месторождений можно считать, что концентрация рудного вещества в них начала создаваться раньше и продолжалась дольше, чем в относительно синхронических с ними месторождениях площадной коры.

Сказанное в практическом отношении сводится к указанию, что в пределах участков, благоприятных для образования контактово-карстовых месторождений, даже при отсутствии видимых остатков древней площадной коры выветривания, следует проводить поиски руд. Это положение особенно справедливо для районов, в геологической истории которых установлены континентальные периоды большой продолжительности.

Возвращаясь к месторождениям в зоне вертикальных контактов, заметим, что в них существовали условия сравнительно ровного стока грунтовых вод как из рудопродуцирующих пород, так и из известняков. Рудообразование происходит при встрече рудоносных вод с водами из известняков и высаждении из них полезных компонентов, т. е. первоначально в контакте, а затем в карстовой полости, заполненной глинисто-обломочным материалом нерастворимых остатков и обрушающихся пород.

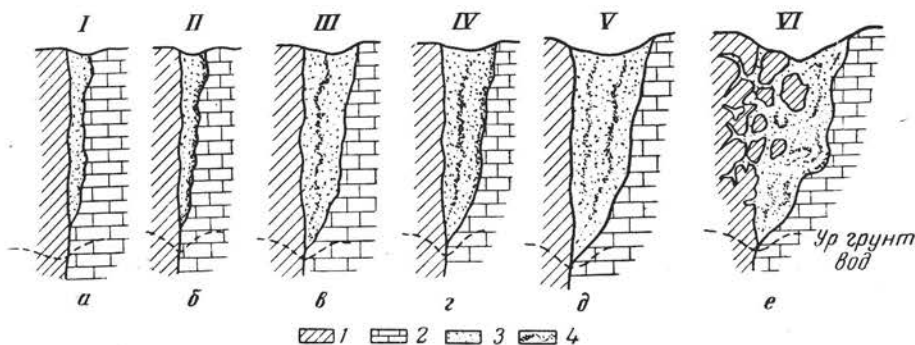
Естественно, что в самом верху образуются сравнительно бедные руды, более же богатые руды возникают на некоторой глубине, так как именно туда попадают грунтовые воды, прошедшие значительный путь по рудопродуцирующим породам, успевшие достаточно обогатиться рудным компонентом. Таким образом, руды в этих месторождениях сосредоточены в карстовой щели. Состав рудоносного материала изменяется в соответствии с преобладанием в нем материала из боковых пород.

Оруденение в редких случаях распределено относительно равномерно по всему материалу. В подобных случаях это распределение объясняется равномерным развитием карста и постепенным увеличением карстовой полости за счет расширения ее в сторону известняка. Рудный компонент осаждается из раствора близ поверхности известняка; с постепенным перемещением стенки известняка новые порции рудного компонента осаждаются не там, где осадилась первая, а на новом месте, ближе к «отступающему» известняку. При общей рудоносности материала в карсте всегда наблюдаются участки обогащения. Чаще всего обогащение образуется вокруг останцов известняка или на месте их бывшего нахождения (нацело «вытаявших» останцов). Скопления богатых руд часто наблюдаются в карстовых «занорах» в известняке.

Следует обратить внимание на то, что в большинстве крупных месторождений в карстовых щелях имеется неравномерное распределение оруденения, причем в отдельных участках улавливается чередование более богатых рудных «полос» с менее богатыми. Такое распределение оруденения связано с тем, что процесс формирования карста и оруденения происходил неравномерно, то ускоряясь, то замедляясь, в соответствии с изменением физико-географических и геологических условий.

В первый период развития карста возникла карстовая щель. Эта первоначально образованная щель достигала уровня грунтовых вод, но была «не разработана» и имела сравнительно небольшую ширину. Материал, накапливавшийся в карстовой полости, оруденевал по мере поступления в него рудоносных растворов. Во второй период, т. е. в момент ослабления развития карста на продолжении относительно стабильного положения стенки известняка, близ нее постепенно накапливался рудный компонент и возникало богатое рудное тело. В следующий этап

возобновления развития карста известняковая стенка как бы отступала все дальше и дальше от первоначального местоположения, а вслед за ней двигалось и оруденение. Естественно, если «перемещение» (за счет карстования) стенки известняка происходило медленно, то в постепенно накапливаемом карстовом материале также постепенно успевало накопиться значительное количество осаждающегося рудного компонента. Если карст развивался быстро и быстро перемещалась известняковая стенка, то происходило своеобразное «отставание» оруденения от карстообразования, и общая рудоносность в карстовом материале получалась



Фиг. 4. Схема процесса развития карстовой щели и образования неравномерного оруденения в ней

*a* — равномерное оруденение; *b* — образование 1-го слоя богатой руды; *c* — равномерное оруденение нового материала; *d* — образование 2-го слоя богатой руды; *e* — оруденение нового материала; *e* — неравномерное и незаконное распределение оруденения в результате просадок, оползней, обрушения

*I* — начало формирования карстовой щели; *II—IV* — стабилизация карста; *III—V* — новый этап развития карста; *VI* — общий вид закарстованного контакта

*1* — рудопроизводящая порода; *2* — карстующаяся порода; *3* — карстовые образования; *4* — руды с веществом

бедной. Таким образом, при прерывистом, неравномерном развитии карста в карстовой полости в массе рудоносного материала возникали вертикальные, относительно параллельные полосы более богатых руд (фиг. 4).

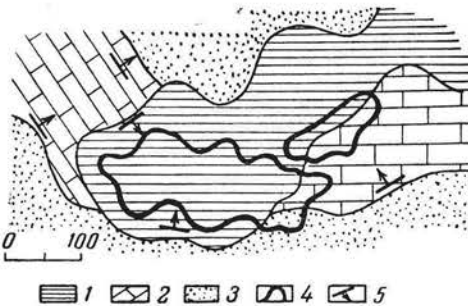
Схема грубо иллюстрирует механизм образования богатых «слоев» руд, однако ни в одном месторождении не может наблюдаться столь идеального закономерно-полосчатого оруденения. По мере развития карста происходит обрушение выветрившихся контактирующих с известняками пород, обрушение и оползание «отшнурованных» карстованием глыб известняка. Карстовая полость заполняется разнообразным материалом, в ней происходят смятие и перемещение глинистого материала. Все эти явления влияют на размещение рудоносности; происходят смятие и разрыв прежних рудных «слоев» с перемещением их частей.

В отдельных участках происходит перераспределение оруденения с обеднением в одном месте и с наложением нового оруденения на старое. Таким образом, в хорошо развитом контактно-карстовом месторождении может возникнуть весьма сложное распределение рудного компонента по рудоносной толще. Для наглядности на фиг. 4. приведен вариант VI, иллюстрирующий обычный общий вид разреза развитого контактно-карстового месторождения и размещения в нем рудных тел.

В практическом отношении важно учитывать, что нельзя по одной-двум скважинам, прошедшим по рудоносной карстовой щели, составить себе полное, безошибочное представление о характере оруденения. При обнаружении крупного месторождения подобного типа рекомендуется раз-

бурить хотя бы один поперечный профиль со сгущенной сетью скважин и произвести пометровое опробование керна с целью выделения рудных тел, по данным химического анализа проб. Однако геолог должен иметь в виду, что при вертикальном контакте рудные тела бывают ориентированы чаще всего также вертикально и опробование только вертикальных скважин может привести к случайным ошибкам.

Известняки залегают под рудопродуцирующей породой (третий случай). Плоскость контакта падает от известняков под пологим углом не более  $35-40^\circ$ . В этом случае, как пока-



Фиг. 5. Схема геологической карты и рудного контура месторождения контактово-карстового типа с пологим контактом

1 — рудопродуцирующая порода; 2 — известняк; 3 — нерудоносная порода; 4 — контур рудоносности; 5 — элементы залегания контактной плоскости

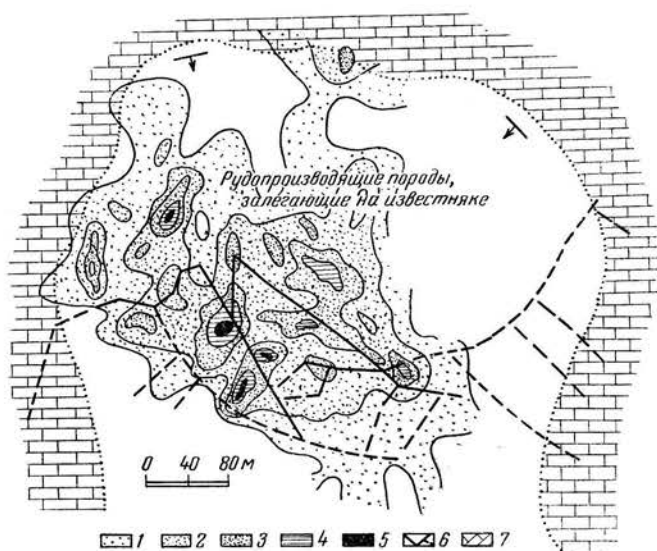
зала практика разведки известных месторождений подобного типа, контактная плоскость, как правило, является надвиговой или сложной, сочетающей сместители взбросо-сдвигового характера. Такое строение является наиболее благоприятным для образования месторождения, так как известняк в этом положении практически является «экраном», осаждающим на своей поверхности металл. Месторождения этого типа отличаются от предыдущих в первую очередь тем, что карстовая щель в них располагается не вертикально, а местами даже горизонтально. В силу этого обстоятельства рудное тело месторождения часто расположено не под карстовой рывтиной, отражающей выход контакта на поверхности, а в стороне, на расстоянии от 20—30 до 200—300 м в крупных месторождениях с пологим падением контакта. Руда может залегать на глубине от 25—30 до 60—80 см, а в отдельных случаях и более 1 м под невыветрелыми почти с поверхности плотными породами. Форма карстовой щели отличается сложным строением, так как рост щели происходит строго в направлении вниз, с постоянным давлением и просадкой вышележащих пород. Практически известняковое ложе всегда оказывается разбитым крупными трещинами и зонами дробления. Карстовая щель в большинстве случаев имеет отдельные пережимы (зажатые участки контакта), раздувы (в которых карст развивался более интенсивно) и глубокие карманообразные ответвления в известняк по закарстованным трещинам и зонам дробления. Известны контактово-карстовые месторождения, рудоносная площадь которых составляет несколько сот квадратных метров и обладает неправильным рудным контуром, расположенные в стороне от выхода контакта на поверхность (фиг. 5). Руды залегают на глубине десятков метров, причем глубина их залегания увеличивается с уходом от линии контакта в сторону.

Состав руд в этих месторождениях более выдержан, чем в месторождениях с вертикальным контактом. В карстовую щель этих месторождений не попадают смытые с поверхности чужеродные породы, не происходит и смешения всех пород при обрушении стенки. Практически в пологой карстовой щели происходит не обрушение, а постоянное проседание вышележащего материала, остающегося все время на месте своего первоначального контакта. Сравнительно небольшое смещение просевших пород наблю-

зала практика разведки известных месторождений подобного типа, контактная плоскость, как правило, является надвиговой или сложной, сочетающей сместители взбросо-сдвигового характера. Такое строение является наиболее благоприятным для образования месторождения, так как известняк в этом положении практически является «экраном», осаждающим на своей поверхности металл. Месторождения этого типа отличаются от предыдущих в первую очередь тем, что карстовая щель в них располагается не вертикально, а местами даже горизонтально. В силу этого обстоятельства рудное тело месторождения часто расположено не под кар-

дается лишь в местах наибольшего раздува карстовой щели и в ответвлениях карстовых полостей вниз, в известняки.

Концентрация рудного вещества в этом типе месторождений неравномерна. Участки обогащения вполне отчетливо приурочены к местам выхода грунтовых вод из крупных трещин и нарушений (в рудопродуцирующих породах) в зону контакта с известняком. В зоне контакта обо-



Фиг. 6. Схема распределения концентрации полезного компонента в рудах контактно-карстового месторождения в зависимости от нарушенности известнякового ложа

1 — содержание полезного компонента отвечает кондиции; 2—4 — увеличение концентрации; 5 — максимальное содержание полезного компонента; 6 — линии тектонических нарушений в известняковом ложе; 7 — известняки

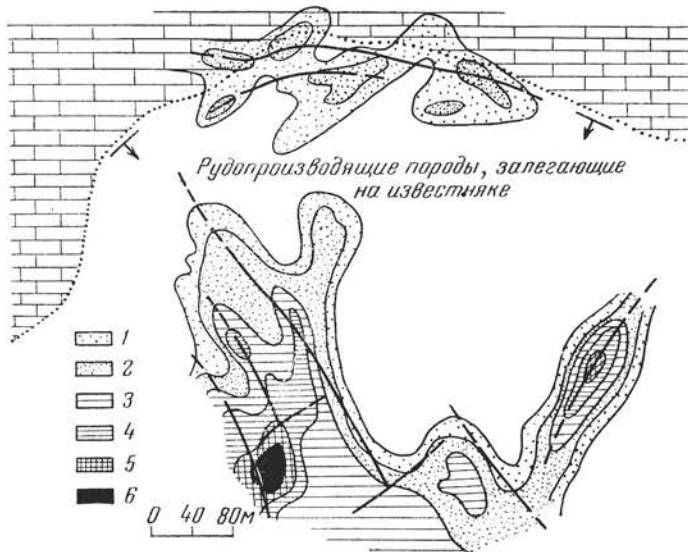
гащение приурочено к крупным трещинам и зонам тектонических нарушений в карстовом ложе. Тектонические нарушения в рудопродуцирующей зоне являются основными собирающими рудоносные растворы каналами, подводящими эти растворы к известняку как осадителю. Наиболее активно осадитель действует в тех местах, где он интенсивнее переходит в раствор. Такими местами являются участки дробленного известняка и стенки крупных секущих трещин. В практических целях важно учитывать связь оруденения с нарушениями и устанавливать направление главных нарушений известнякового ложа. Нанесение этих нарушений на карту позволяет довольно точно определить места обогащения рудным компонентом и возможного нахождения руд наибольшей мощности.

Иллюстрацией этого положения могут служить две схемы с карстом, развитым по пологому контакту. На одной (фиг. 6) — нанесена концентрация рудного компонента в карстовом материале и линии нарушений в известняковом ложе, на другой (фиг. 7) — площадь изомощностей рудоносной толщи и также нарушения в известняковом ложе.

Укажем, что детальные работы и новые данные по контактно-карстовым месторождениям изменили подход к поискам ряда металлов.

Выяснилось, что неоднократно контролировавшиеся и считавшиеся ранее полностью выработанными месторождения в карстовых рывтинах являлись лишь верхней частью крупных месторождений контактово-карстового типа с пологим контактом.

Рассмотревшие три случая различного положения плоскости контакта в месторождениях контактово-карстового типа «в чистом виде» встречаются сравнительно редко. В большинстве, особенно крупных, месторождений наблюдается неодинаковое положение контакта на отдельных участках



Фиг. 7. Схема распределения мощностей рудного тела и расположения нарушений в известняковом ложе контактово-карстового месторождения с пологим залеганием рудопродвижающих пород на известняке

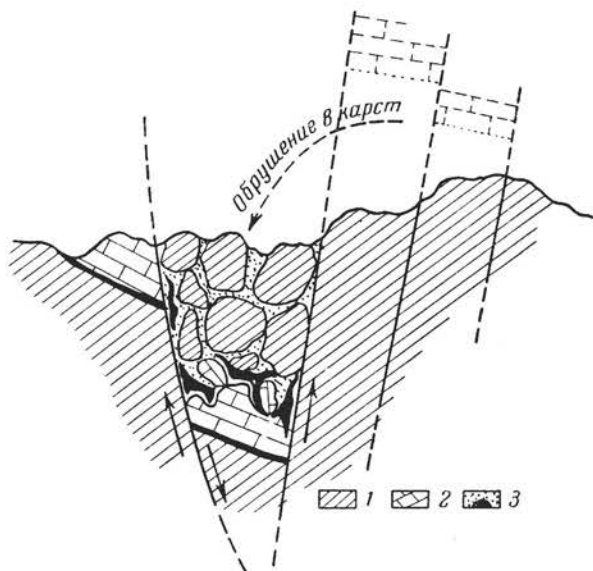
1 — мощность рудной толщи  $< 2$  м; 2 — 2 м; 3 — 4 м; 4 — 7 м; 5 — 10 м; 6 —  $> 15$  м; .... — линия контакта между известняком и рудопродвижающей породой

или изменение его положения с глубиной. В соответствии с положением контакта на различных участках одного и того же месторождения наблюдается различное строение рудоносной толщи и изменение оруденения.

Особо следует остановиться на случаях с осложняющими «дорудными» нарушениями, секущими контакт (между рудопродвижающей породой и известняком). Горизонтальные или пологие нарушения этого типа редки и почти не отражаются на формировании месторождений. Вертикальные крупные нарушения без смещения пород приводят к ускорению проникновения агентов выветривания на большую глубину и вызывают интенсивное карстообразование в месте пересечения ими контакта. Особенно сильно такие нарушения сказываются на месторождениях с пологим контактом. В местах распространения секущих нарушений происходит концентрация рудного вещества. Состав руд в этих месторождениях усложняется в результате оползания, обрушения и смешения карстового материала и вышележащих пород в процессе развития «подземных» карстовых щелей и воронок на пересечении секущих контакт нарушений.

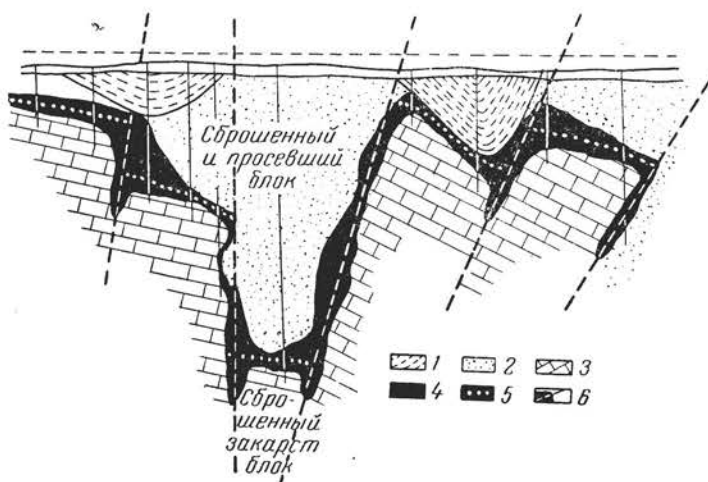


Еще более сложное строение имеют те месторождения, в которых нарушения, секущие контакты, являются сместителями (сбросы, взбросы). Известны отдельные случаи, когда первоначальная обстановка с залега-



Фиг. 8. Схема строения контактно-карстового месторождения с секущими сместителями

1 — рудопродуцирующая порода; 2 — известняк; 3 — рудонесные карстовые образования



Фиг. 9. Схематический разрез через контактно-карстовое месторождение со сложным строением

1 — сланцы; 2 — рудопродуцирующая порода; 3 — известняк; 4 — карстовые образования; 5 — пологий контакт между известняком и рудопродуцирующей породой; 6 — секущие пологий контакт сместители

нием известняка сверху изменялась в связи с перемещением пород по секущему контакту нарушению. В результате карст, развивавшийся по этим сместителям, приводил к обрушению боковых пород и созданию

обстановки, благоприятной для возникновения оруденения при последующем карстовании (фиг. 8).

Не меньшее влияние на формирование месторождений с пологим контактом при благоприятном залегании известняков под рудопродуцирующими породами оказывали секущие контакт нарушения со смещением. В этих месторождениях на площади рудного поля существовали опущенные блоки, в которых возникали наиболее богатые руды (фиг. 9). Размещение руд в таких месторождениях отличается резким изменением гипсометрического уровня залегания отдельных рудных тел. Этот уровень закономерно изменяется и отвечает амплитуде перемещения блоков. Состав рудоносной толщи в этих месторождениях нередко значительно усложняется за счет смещения обрушивающихся пород и карстовых образований при провалах и оползнях в карсте.

Общим выводом является наличие в контактово-карстовых месторождениях тесной закономерной связи их строения и оруденения с первоначальным геологическим строением. Тектонические нарушения являются в значительном числе случаев главными рудоконтролирующими факторами. Установление первоначальной геологической обстановки, особенно тектоники участка, при условии знания теории образования контактово-карстовых месторождений позволяет правильно оценить перспективность новых поисковых участков и целесообразно направлять разведку и разработку контактово-карстовых месторождений.

---

Б. ДРЕВНЯЯ КОРА  
ВЫВЕТРИВАНИЯ

---

*Е. Н. Щукина*

### ДРЕВНЯЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ В АЛТАЙСКОМ КРАЕ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА И ГЕНЕЗИСА РЕЛЬЕФА

В Алтайском крае древняя кора выветривания довольно широко распространена на площадях предгорной равнины; на более ограниченных участках она прослеживается в области горно-холмистых предгорий и только кое-где разрозненными небольшими пятнышками сохраняется в области гор (фиг. 1).

На большей части площади предгорной равнины в пределах Обь-Чумышской впадины древняя кора выветривания, сопровождающая поверхность различных пород палеозоя и гранитов, погребена под мощными толщами (150—200 м) третичных и четвертичных отложений. Только по окраинам впадины кора выветривания вскрывается под кайнозойскими отложениями в положительных элементах рельефа на выходах древних пород палеозоя.

Так, в пределах южного и юго-западного районов Обь-Чумышской впадины кора выветривания пород палеозоя обнаружена на площадях Кольванского и Ануйского увалов и на отдельных участках выступов древних пород в бассейнах рек Каменки, Песчаной и Ануя. Она представлена здесь двумя типами образований, относящимися к двум разновозрастным горизонтам.

К первому, более древнему, относится глинистый пестроокрашенный элювий однородного минерального состава.

К другому типу и более молодому горизонту относится структурный элювий, минералогически мало отличающийся от материнской породы. Такой элювий залегает под толщами четвертичных пород и тесно связан с распространением красноцветных глин, песков и галечников верхнего плиоцена. Этот горизонт древнего элювия на гранитах представлен красно-бурой обохрненной дресвой, на порфиритах и сланцах ожелезненным щебнем, легко ломающимся руками.

Более древний горизонт коры выветривания обнаружен на породах палеозоя по увалам между рр. Чарыш и Ануй, в частности, в разрезах Кольванского увала близ дер. Новообинка. Мощность древней коры выветривания здесь не превышает нескольких метров.

Того же типа песчано-глинистые образования древней коры выветривания в соседних отрицательных элементах рельефа достигают мощности в несколько десятков метров. Здесь они вскрыты разрезами буровых скважин под мощными (более 150—200 м) толщами третичных и четвертичных отложений.

Развитие аналогичных глинистых образований древней коры выветривания на древней поверхности прослежено и по юго-восточной и восточной окраине Обь-Чумышской впадины в бассейне р. Бии, а именно, в окрестностях поселков Соусканиха, Бочкари и в бассейне р. Чумыша, в районе дер. Овсянниково. Еще более широкое распространение древней коры выветривания отмечают исследователи вдоль юго-восточного склона Салаирского кряжа, ограничивающего с северо-северо-востока Обь-Чумышскую впадину (Зенкова, 1934; Казаринов, 1946).

Всюду в перечисленных районах древняя кора выветривания представлена пестрыми и охристыми каолиновыми глинами, нередко заполняющими углубления поверхности палеозойских известняков, особенно часто по контактам известняков с другими породами палеозоя.

Мощность образований древней коры выветривания на площадях положительных элементов рельефа восточной окраины Обь-Чумышской впадины, как и по южной, не превышает 0,5—1,5 м. В то же время в депрессиях рельефа Обь-Чумышской впадины те же образования достигают до 25—35 м мощности, залегая местами ниже уровня рек на абсолютных отметках минус 60—100 м, тогда как в пределах повышенного рельефа положительных молодых структур Обь-Чумышской впадины те же образования древней коры выветривания при мощности не более 1,5 м приурочены к абсолютным высотам от 160 до 300 м.

Наиболее интересны факты залегания древней коры выветривания на резко отличных высотах в пределах рядом расположенных участков. Такие соотношения установлены по северному борту Кольванского увала, где на протяжении нескольких метров вертикальная амплитуда положения древней коры выветривания достигает 60—70 м. Это вызвано поднятием в пределах увала палеозойских пород, покрытых древней корой выветривания, до 12 м над уровнем рек и опусканием их поверхности в прилегающих участках Обской низины до глубины 50 м ниже уровня рек. В результате таких вертикальных перемещений в настоящее время на одном уровне с породами палеозоя Кольванского увала в депрессии Обь-Чумышской впадины залегают толщи третичных озерных отложений. Подобные соотношения могли возникнуть лишь в результате тектонического разлома с вертикальным перемещением на 60—70 м, происшедшим после формирования древней коры выветривания и покрывающих их слоев третичных разноцветных глин (фиг. 2).

Нарушенное залегание, обусловленное вертикальными тектоническими перемещениями, наблюдалось не только для древнего, но и для более молодого, второго типа образований древней коры выветривания.

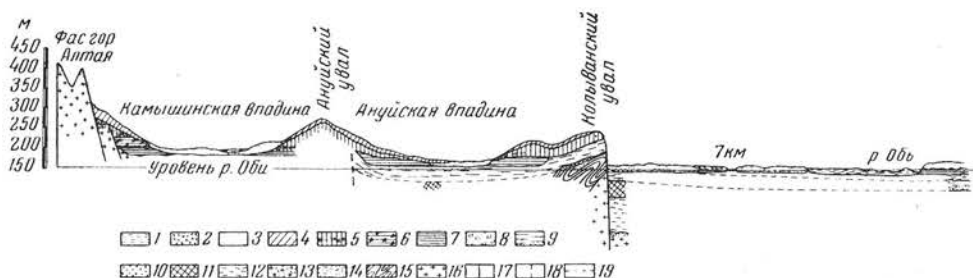
Особенно отчетливо приуроченность ожелезненного элювия гранитов к различно поднятым блокам гор устанавливается в окрестностях с. Белокурихи, где однотипные образования древней коры выветривания прослеживаются по поверхностям соседних предгорных ступеней на абсолютных высотах в 300 и 700 м (фиг. 4).

Такие факты свидетельствуют, что перемещения отдельных блоков земной коры вдоль фаса Алтайских гор имели место после формирования не только первого, но и второго горизонта образований древней коры выветривания.

В центральных частях молодых отрицательных структур Обь-Чумышской впадины, приуроченных к пониженным формам рельефа, например, в окрестностях Барнаула и в самом городе, пестроцветные глинистые продукты древней коры выветривания более древнего из разбираемых горизонтов залегают на глубине до 200—230 м от дневной поверхности с отметкой минус 100—130 м.

Такие различия современного высотного положения образований древней коры выветривания на площадях разных структурных участков, несомненно, являются результатом последующих неравномерных тектонических перемещений.

Еще нагляднее картина современного положения древней коры выветривания как результата неравномерных движений выступает при анализе



Фиг. 2. Схематический профиль от фаса гор Алтая через Ануйский и Кольванский увалы, вскрывающий условия залегания двух горизонтов коры выветривания в разных элементах рельефа

1 — современные пойменные отложения; 2 — поверхностные торфяники на низких террасах; 3 — древнеаллювиальные отложения низких террас ( $Q_{III}^{al}$ ); 4 — делювиальные лёссовидные суглинки ( $Q^d$ ); 5 — лёссы и лёссовидные суглинки с горизонтами погребенных почв ( $Q_{II-III}^{el+pd}$ ); 6 — пролювиальные щебенчатые суглинки и глины ( $Q_{II}^{pl}$ ); 7 — аллювиально-озерные черные и темносерые уплотненные псы и супеси с костями фауны млекопитающих хазарского комплекса ( $Q_{III}^{al+1}$ ); 8 — древнеаллювиальные пески грубые с гальками и единичными валунами ( $Q_{I-B}^{al+1}$ ); 9 — толща нижнеплейстоценовых серых «глин» и песков с галечными прослоями в нижних горизонтах; в верхних горизонтах содержит фауну *Corbicula fluminalis* ( $Q_{I-B}^{al+1}$ ); 10 — покровные пролювиальные галечники предгорной ступени с единичными валунами ( $Q_1-N_2^{pl}$ ); 11 — делювиальные озерные красно-бурые и желтые глины с прослоями песков, возможно синхронные с покровными галечниками ( $Q_{1-N_2}^{al+1}$ ); 12 — озерно-аллювиальные каолиновые пестрые глины неогена ( $N_1^{al+1}$ ); 13 — пестроцветная глинистая палеогеновая кора выветривания ( $P_g^{el}$ ); 14 — ожелезненные выветрелые граниты — плиоценовая кора выветривания ( $N_2^{el}$ ); 15 — дислоцированные сланцы палеозоя (Pz); 16 — граниты; 17 — зоны молодых тектонических разломов и флексуорообразных изгибов; 18 — предполагаемые линии молодых разломов; 19 — предполагаемые границы разновозрастных четвертичных отложений

данных о геоморфологическом положении древней коры выветривания в области горно-холмистых предгорий. Здесь глинистая и дресвяная ожелезненная древняя кора выветривания, одновозрастная двум горизонтам тех же образований предгорной равнины, сохраняется также в большом количестве пунктов.

Кора выветривания более древнего горизонта, характеризующаяся глубоким химическим и минеральным изменением первичных пород, наблюдалась в бассейне р. Нени в окрестностях с. Поповичи — на сланцах, с. Верхняя Неня — на гранитах, с. Воскресенское, с. Ненинка, с. Карабашка — на порфиритах, по р. Бии, около дер. Старая Ажинка и с. Пильно — на порфиритах и других эффузивах. Особенно часто и наиболее полно пестрые глины древней коры выветривания сохраняются на площади горно-холмистого рельефа на бортах морфологически выраженной в рельефе Ненинско-Чумышской впадины. В пределах самой впадины они перекрыты третичными и четвертичными отложениями (фиг. 3).

Вне впадины древняя кора выветривания в области горно-холмистых предгорий прослеживается главным образом вдоль контактов известняков

с другими породами палеозоя. Подобная приуроченность древней коры выветривания наблюдалась по долинам рр. Бардушки, Иши, Карагайки, Ташты, Чапши, Кажи, Сара-Кокши (близ с. Инырга). Аналогичные глины наблюдались С. Ф. Дубинкиным (1940) в бассейнах рек Малой Иши, Паспаула, по речкам I, II, и III Убе, по логам Сагул, Сухому, Санзорову и вершине лога Кара-Сук, расположенного к востоку от долины р. Катунь. К западу от последней такие же образования древней коры выветривания были обнаружены на сланцах по долинам рр. Ая и Кача.



Фиг. 3. Схематический разрез через Ненинско-Чумышскую впадину, вскрывающий условия залегания древней коры выветривания в горно-холмистых предгорьях

1 — верхнеплейстоценовые аллювиальные отложения низких террас ( $Q_{III}^{al}$ ); 2 — среднеплейстоценовые лёссовидные и аллювиальные отложения ( $Q_{II}^{al+1}$ ); 3 — покровные лёссовидные суглинки и глины ( $Q_{III-I}^{d+el}$ ); 4 — палеогеновые аллювиальные и озерные отложения ( $Pg_2^{al+1}$ ); 5 — древняя кора выветривания ( $Pg^{el}$ ); 6 — угленосные нижнеюрские породы ( $J_I^{al+1}$ ); 7 — дислоцированные осадочные и эффузивные породы палеозоя (Pz); 8 — линии молодых разломов

Во многих местах развития коры выветривания в горно-холмистой области Алтая она представлена пестрыми глинами, преимущественно красной окраски. В других пунктах кора выветривания состоит из песчано-глинистых обеленных продуктов, иногда обогащенных окислами марганца.

В районах северо-восточного Алтая, сливающихся с отрогами Кузнецкого Алатау, продукты древнего выветривания в бассейне р. Бии, по долине р. Ушпы и по водоразделу ее с долиной р. Антроп подробно изучались Г. Д. Афанасьевым (1935, 1937, 1938<sub>1,2</sub>).

Особенно большие площади древней коры выветривания закартированы здесь на площади холмистых гор «Бийской Гривы», характеризующихся широкой (до 2—3 км) выровненной поверхностью, на 150 м превышающей уровень р. Антроп. Возможно, что среди полей развития древней коры выветривания на «Бийской Гриве» имеются и осадочные отложения, давшие гальку бобового боксита, найденную в одном из оврагов бассейна р. Каишкан.

Присутствие образований древней коры выветривания отмечено Г. Д. Афанасьевым (1938<sub>2</sub>) и другими исследователями в окрестностях горы Ажи, местечка Босток, на склоне горы Чеболды, по р. Селезень, в логах Селегек и в Зяблицком, в районе с. Сары-Чуксун, ключей Тогур и Медвежьего, по рр. Тайлоп, Салазан, ключам Горскому, Караголу и в ряде других пунктов.

Наиболее полно разрез древней коры выветривания в виде пестрых глин вскрыт в обнажении по р. Антроп. Широкое распространение древней коры выветривания для соседних с Алтаем районов Кузнецкого Алатау отмечает Б. Ф. Петров (1939).

Довольно мощная (местами до 20 м) древняя кора выветривания различных пород (сланцев, порфиристов) была обнаружена на поверхности плоских увалов и их склонов по берегам левых притоков р. Лебедь, по рр. Каишкан, Каменной Сие, в бассейне р. Чаныш (по междуречьям ключей Талонского, Майского, Семеновского). Повсюду здесь продукты древнего выветривания приурочены к контактам с известняками палеозоя и имеют линейную протяженность. Такие увалы с древней корой выветривания на породах палеозоя возвышаются до 150 м над уровнем современных рек.

Кроме древней коры выветривания, характеризующейся глубоким изменением первичной породы, в северо-восточных районах горно-холмистых предгорий Алтая прослеживаются остатки второго горизонта древнего выветривания. Последние характеризуются прежде всего резким ожелезнением первичной породы и потерей первичной ее плотности, но не сопровождаются изменениями минерального состава и структуры материнской породы. Так, эффузивные породы, подвергшиеся такому выветриванию, легко разламываются руками, граниты распадаются в ожелезненную дресву.

Такого типа кора выветривания наблюдается по берегам р. Бии, на склонах гор Салоп и Ажи, по р. Тебези и другим. Здесь продукты выветривания тождественны с отмечавшимся ранее вторым горизонтом древнего элювия на увалах окраин Обь-Чумышской впадины.

Все выше перечисленные пункты распространения древней коры выветривания второго горизонта приурочены к площадям характерного мелкохолмистого рельефа, принадлежащего к более низкому ярусу рельефа предгорий.

Широкое площадное развитие более древнего горизонта коры выветривания в предгорьях прослеживается только в пределах Ненинско-Чумышской впадины и прилегающих к ней увалов (фиг. 1). Во впадине древний элювий расположен близ уреза рек и залегает под толщей третичных и четвертичных отложений. В бортах впадины продукты выветривания залегают на большей высоте и потому вскрываются выше уреза рек. Не менее широкое распространение глинистых продуктов древнего выветривания наблюдается на продолжении Ненинской впадины, по левобережью р. Бии, в бассейне речек Кажы, Барды, Малой и Большой Иши.

На площадях более высокого и резкохолмистого рельефа юго-восточных отрогов Салаирского кряжа распространение древней коры выветривания более ограничено. Она сохраняется здесь лишь кое-где, залегая под четвертичными суглинками (фиг. 3).

Еще более ограничено распространение древней коры выветривания на площадях наиболее возвышенного яруса рельефа горно-холмистого предгорья Алтая. Ее можно встретить здесь лишь в пределах сниженного рельефа древних ложбиц, сливающихся с нижним ярусом рельефа предгорий. Но и в этих ложбинах древняя кора выветривания не имеет непрерывного распространения и развита главным образом по контактам различных пород с известняками.

Таким образом, по сравнению с широким площадным распространением древней коры выветривания в предгорной равнине, в области горно-холмистых предгорий Алтая она встречается хотя и во многих пунктах, но на ограниченных участках, залегая на абсолютных высотах 450—600 м и относительных — до 150 м.



В областях более возвышенного горного рельефа Алтая присутствие древней коры выветривания установлено в немногих пунктах. Так, в пределах выровненного высокогорного рельефа Алтая, удачно названного И. Г. Грянэ (Gryanö, 1945) высокогорной равниной, продукты древнего выветривания сохранились в нескольких незначительных по площади участках до наших дней. Они представлены здесь яркими, преимущественно красно-бурыми песчано-глинистыми породами, переходящими книзу в структурный элювий. Такого типа древняя кора выветривания наблюдалась А. В. Аксариным (1938) и автором по западной окраине Чуйской впадины. Пестрый глинистый древний элювий залегает здесь на абсолютной высоте около 1800 м под слоями третичных пород с остатками растений олигоценового возраста. Нижняя часть последних содержит пестроцветные глины, образовавшиеся за счет переотложения древней коры выветривания в водоемах.

Кроме Чуйской впадины, древняя кора выветривания в области высокогорного рельефа Алтая была обнаружена автором в 1950 г. в западных древнего карстового рельефа холмистой поверхности высокогорного плато (абсолютная отметка 2200 м). Здесь, на перевале между логами систем рек Чулекташа и Эсконго, кора выветривания вскрывается под 30-метровой толщиной третичных бурых и красноватых глин и песков. В глинистых продуктах выветривания встречается много окремнелых плиток известняка и стяжений марганца. Здесь третичные отложения и кора выветривания расположены на поверхности резко расчлененного горного рельефа на высоте 500—600 м над уровнем р. Эсконго и 1000 м над уровнем р. Чуи. По сообщению С. Р. Майзелис, коры выветривания в 1954 г. наблюдались также и на поверхности высокогорного плато Сайлюгем (абсолютная высота 2200 м), расположенном к югу от Чуйской впадины. Такое современное геоморфологическое положение рыхлых продуктов выветривания и перекрывание рыхлыми озерными третичными глинами и песками, несомненно накапливавшимися в условиях равнинного рельефа, может быть объяснено лишь последующим их поднятием в процессе молодых глыбовых перемещений Алтая.

Кроме вышеуказанных пунктов развития древней коры выветривания на высокогорном плато, залегающей высоко над уровнем современных рек Алтая, те же образования наблюдались геологами Западно-Сибирского управления на более низких горах, достигающих абсолютной высоты 1400—1500 м и возвышающихся на несколько сот метров над днищами соседних впадин (Абайской и Усть-Канской). В этих пунктах древняя кора выветривания также представлена каолиновыми глинами, каолинизированными породами и окремнелыми плитками известняков.

Итак, обрывки древней коры выветривания, состоящей из каолинизированных пестроокрашенных образований, прослеживаются на площади Горного Алтая и его предгорий в различных геоморфологических областях. В предгорьях древняя кора выветривания в пределах отрицательных структур опущена ниже уреза современных рек в ряде участков Обь-Чумышской впадины, верхняя ее граница имеет отрицательные отметки 60—130 м. В опущенных участках мощность коры выветривания превышает два-три десятка метров. На площадях положительных структур той же Обь-Чумышской впадины кора выветривания располагается на абсолютных высотах от 100—200 до 300 м и мощность ее здесь обычно не превышает 1—3 м.

В области холмистых предгорий Алтая, в частности в отрицательной структуре Ненинско-Чумышской впадины, древняя кора выветривания залегает близ уровня рек на абсолютной высоте 150—200 м; по бортам

той же впадины продукты выветривания при мощности в несколько десятков метров располагаются уже на абсолютных высотах 350—400 м.

В следующей, более возвышенной зоне горно-холмистых предгорий древняя кора выветривания имеет меньшее распространение и приурочена к второстепенным водоразделам с абсолютными высотами 450—600 м. Наконец, в области высокогорья каолинизированные продукты древнего выветривания прослеживаются в пределах еще более ограниченных небольших участков. Здесь они сохранились либо в тектонических внутригорных впадинах на абсолютных высотах 1400—1500 и 1800 м, либо на между-речных плато с абсолютной высотой около 2200 м, где они уцелели от размыва в углублениях древнего карста.

Таким образом, простое сопоставление высот расположения древней коры выветривания различных геоморфологических областей и элементов рельефа Горного Алтая и его предгорий свидетельствует, что от предгорной равнины, от отрицательных отметок (130 м ниже уровня моря), они подняты до абсолютной высоты +1800—2200 м в высокогорных районах.

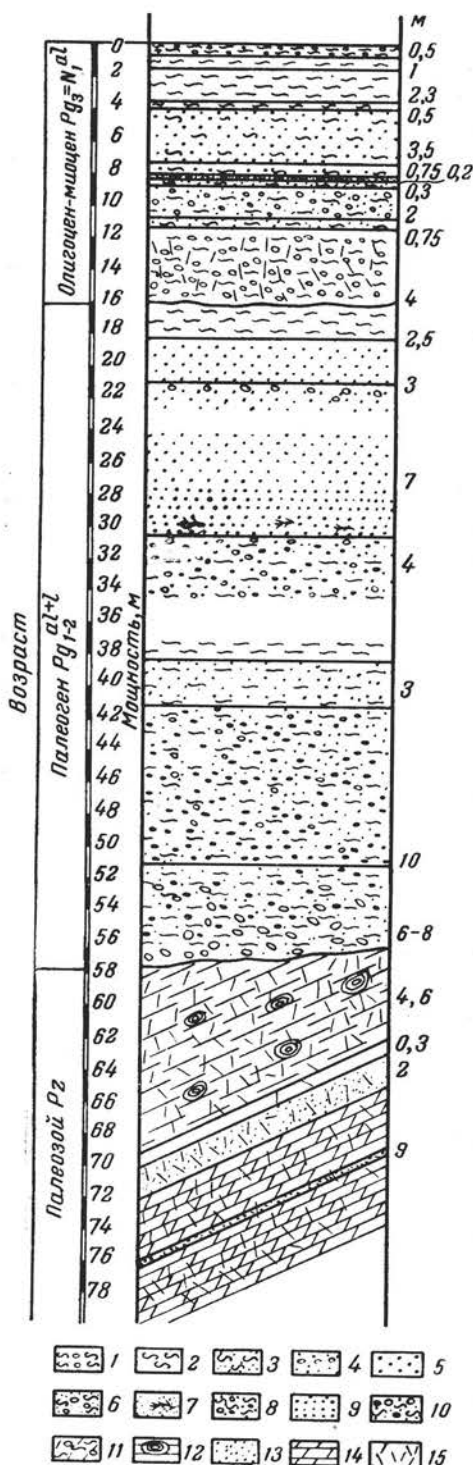
При этом в отрицательных геологических структурах различных областей древняя кора выветривания имеет широкое площадное распространение и большую мощность, находясь в тесной связи с перекрывающими ее толщами третичных озерных и аллювиальных отложений. На площадях молодых положительных геологических структур (выступов-горстов) сохраняются главным образом корни коры выветривания. Мощность ее здесь обычно не превышает 1—2 м. Более мощные накопления продуктов древнего выветривания на площадях положительных элементов рельефа и структур прослеживаются лишь на ограниченных участках, приуроченных к контактам известняков с другими породами палеозоя.

#### ВОЗРАСТ ДРЕВНЕЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ И ЕГО ПРЕДГОРИЙ

Признаки древнего выветривания отмечались еще Л. А. Рагозиным (1933) в толще юрских пород Мунайского разреза. Последние выявляются по наличию среди угленосных пород нижней юры линз розовато-красных глин, а также по каолинизации их глинистых и песчаных слоев, по переходу (в результате выветривания) бурых углей в сажистые образования. Обломки порфиритов, залегающих в низах разреза нижней юры, несут в себе следы выветривания. Все указанные факты являются свидетельствами древнего юрского выветривания. Для более точного определения возраста этого выветривания предгорьев Алтая данных пока недостаточно.

В участках, прилегающих к Ненинско-Чумышской впадине, глинистые продукты выветривания залегают под толщей осадков озерного и аллювиального типа палеогенового возраста (фиг. 4), описанных в геологической литературе (Кузнецов, 1930, 1934; Казаринов, 1945, 1946, 1947; Писцов, 1933) под названием ненинской свиты. Эта свита пород разделена на две толщи: 1) нижнюю, более древнюю ( $Pg_{1-2}^{al+1}$ ), состоящую из каолинизированных белых кварцевых галечников, песков, белых и желтоватых каолиновых глин и 2) верхнюю ( $Pg_3-N_1^{al}$ ), пестроокрашенную, с преобладанием красных оттенков и цветов. В основании верхней толщи залегают горизонт галечников, состоящий из галек разнообразных пород палеозоя, выветрелых до каолиновых образований, сохранившихся в разрезах в виде реликтов галек, выступающих в однородной массе пестрых, часто красноватых песков (фиг. 4).

Местами в верхних, покрывающих пески пестроокрашенных глинах встречаются конкреции бурого железняка, содержащие внутри комки



Фиг. 4. Разрез третичных отложений в южной части Ненинско-Чумышской впадины с корой выветривания на породах палеогена и палеозоя

белой каолиновой глины. Указанные факты проявления выветривания в толщах третичных (палеогеновых) пород, выполняющих Ненинско-Чумышскую впадину, с очевидностью позволяют говорить о существовании эпохи палеогенового или послепалеогенового выветривания.

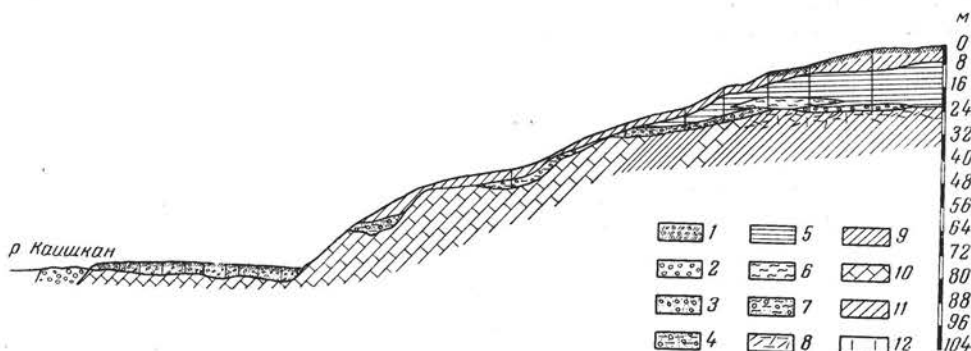
О том же свидетельствует литологический состав пород нижней нестроцветной свиты третичных (палеогеновых) отложений Чуйской внутригорной впадины, так как она, характеризуясь комплексом олигоценовых пыльцевых флор, представлена нестрыми глинами, являющимися продуктами близкого переотложения подстилающей ее древней коры выветривания.

Такие данные позволяют считать, что процессы выветривания, вызвавшие глубокие химические изменения первичного состава палеозойских пород, осадочных толщ нижнеюрского и палеогенового возраста, проявлялись с начала мезозоя до конца третичного периода, усиливаясь в интенсивности в одни эпохи и ослабевая в другие.

Выше неоднократно отмечалось, что, кроме коры выветривания, сопровождающейся глубоким химическим и минеральным изменением состава первичных пород, в ряде участков предгорной равнины, в мелкохолмистом рельефе и в пределах широких, плоских древних ложбин более возвышенного рельефа горно-холмистых предгорий Алтая наблюдались продукты иного типа выветривания древних пород (фиг. 5). Они возникли

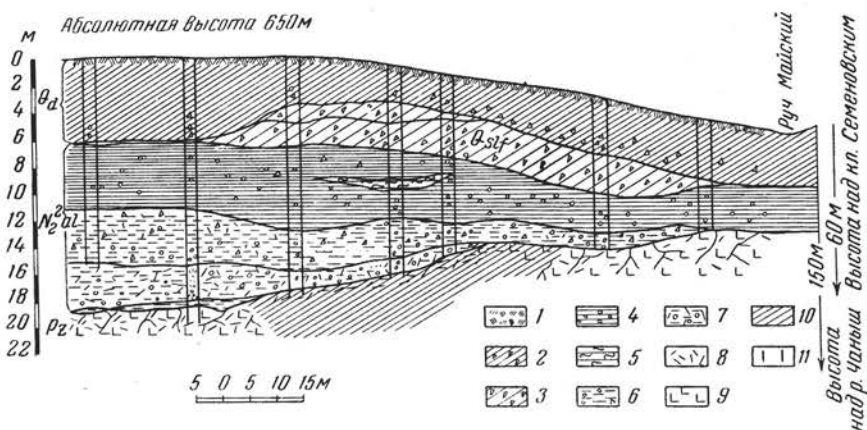
1 — глины охристо-желтые с редкой галькой кварца; 2 — глины каолиновые: розовые и пестрые в верхней свите, желтые и белые — в нижней; 3 — пески кварцевые каолинизированные пестрые и красные в верхней свите, белые — в нижней; 4 — пески кварцевые каолинизированные с включениями галек кварца; 5 — пески кварцевые каолинизированные, белые среднезернистые; 6 — такие же галечники; 7 — такие же мелкозернистые пески; 8 — такие же пески с галькой кварца и кремней; 9 — каолинизированные пески; 10 — каолинизированные галечники с галькой кремния и кварца; 11 — выветрелые каолинизированные галечники с реликтами галек изверженных и эффузивных пород; 12—14 — породы девиона; 12 — мергелистые глины с сидеритами; 13 — зеленые пески; 14 — красные мергели; 15 — кора выветривания палеозоя и третичных пород

в процессе распада первичной породы на более мелкие, легко ломающиеся куски, а для гранитов — на дресву с одновременным их резким обогащением окислами железа и частично марганца, придавшим им бурую и красно-бурю окраску.



Фиг. 5. Плиоценовые красноцветные отложения и связанный с ними верхний горизонт древней коры выветривания в ложбинах горно-холмистой области

1 — современная почва; 2 — современные аллювиальные галечники ( $Q_{IV}^{al}$ ); 3 — верхнеплейстоценовый аллювий низких террас ( $Q_{IV}^{al}$ ); 4 — среднеплейстоценовый аллювий высокой террасы ( $Q_{II}$ ); 5—8 — породы плиоцена ( $N_2^{al+d}$ ); 5 — красно-бурые глины; 6 — линзы песчаных пестрых и белых глин; 7 — красноцветные глинистые галечники; 8 — плиоценовая кора выветривания ( $N_2^{e1}$ ); 9—10 — дислоцированные породы палеозоя (Pz); 9 — осадочные и эфузивные; 10 — известняки; 11 — делювиальные и солифлюкционные глины ( $Q^{sf+d}$ ); 12 — разрезы



Фиг. 6. Плиоценовые аллювиальные и делювиальные отложения и кора выветривания в ложбинах горно-холмистой области в бассейне р. Чаныш

1 — современная почва; 2 — солифлюкционные и делювиальные глины, местами со щебнем ( $Q_{III}^{d+sf}$ ); 3 — солифлюкционные плейстоценовые щебенчатые глины ( $Q_{II}^{sf}$ ); 4—7 — плиоценовые делювиальные и аллювиальные породы ( $N_2^{al+d}$ ): 4 — красные глины с редкой галькой и щебенкой пород палеозоя; 5 — серые песчанистые глины и пески; 6 — охристо-бурые глины с галькой и щебенкой пород палеозоя; 7 — охристые глинистые песчаники с выветрелыми обохренными гальками пород палеозоя; 8 — пестрые глины древней коры выветривания; 9 — обохренненные порфиры; 10 — другие породы палеозоя; 11 — разрезы

Такие продукты выветривания теснейшим образом связаны с накоплением охристых и красноцветных пород конца верхнего плиоцена. Поэтому наиболее правильно относить их к эпохе плиоценового выветривания (фиг. 6).

Итак, в предгорьях и на ограниченных участках в горах Алтая встречаются обрывки образований древних кор выветривания, формирование которых происходило в различные этапы континентальной мезозойской и третичной истории развития этого региона, усиливаясь в одни эпохи и ослабевая в другие. Кроме единичных следов мезозойской коры выветривания, в Алтайском крае широко распространены палеогеновые и, несколько меньше, верхнеплиоценовые продукты древнего выветривания.

#### ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ, СВЯЗАННЫЕ С ДРЕВНЕЙ КОРОЙ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Продукты глубокого химического выветривания в предгорьях Алтая местами обогащены марганцевыми скоплениями, исследованными и описанными в работах Г. Д. Афанасьева (1935, 1937, 1938<sub>1,2</sub>). Последний указывает, что в Кузнецком Алатау и в Алтае наблюдаются выветрелые известняки, сланцы, кварциты и подчиненные им изверженные породы. Внешне для выветрелых пород характерны их дезинтегрированность и осветление. Г. Д. Афанасьев (1938<sub>1</sub>) различает среди них 1) каолиновые и каолиново-понтронитовые глины, 2) латеритообразные продукты выветривания, 3) пылеватые каолинизированные кварциты, известняки и кремнистые сланцы, 4) осветленные граниты и осадочные породы.

Древняя кора выветривания и ее продукты близкого делювиального переотложения, заполняющие древние карстовые полости палеозойских известняков, представленные разностями цветных каолиновых и каолино-понтронитовых глин, глинистых охр и охр, образуют в предгорьях Алтая ряд небольших месторождений минеральных красок, имеющих по масштабам залежей лишь местное значение.

Природные цветные глины коры выветривания состоят на 78—83,5% из частиц 0,005—0,001 мм и характеризуются, таким образом, высокой дисперсностью.

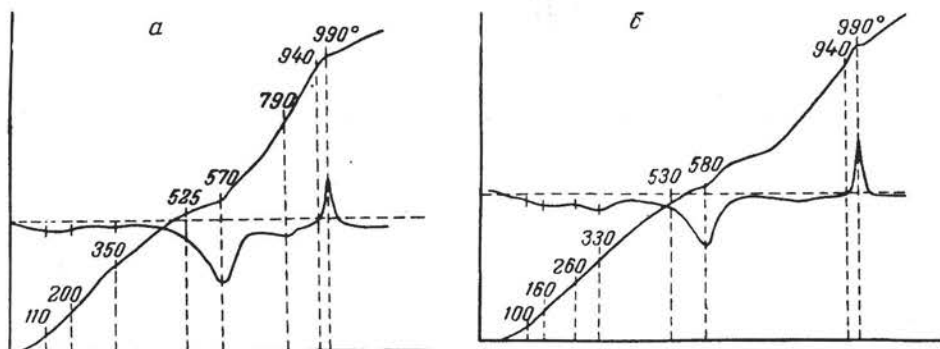
О химическом составе этих глин коры выветривания свидетельствуют анализы (табл. 1), выполненные А. Н. Разживиной и В. А. Молевой в лаборатории Института геологических наук АН СССР.

Химические анализы и кривые нагревания (фиг. 7) природных пигментов с месторождений окрестностей дер. Овсянниково и Карабашки пока-

Химический состав глин

Место взятия образца	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Дер. Овсянниково	Охристые желтые глины . . . . .	32,31	4,85	25,14	23,33
Р. Иша выше дер. Н. Суртаевки	Красные глины . . . . .	54,47	0,89	20,09	10,46
Р. Неня у дер. Карабашки	Охристые красные глины . . . . .	35,97	0,92	25,70	12,22
С. Сыраново	Желто-белые глины . . . . .	55,78	2,01	25,82	1,79
Красная речка (бассейн р. Антроп)	Белые глины . . . . .	55,40	3,40	27,82	1,58

зывают, что они представляют собой каолиновые глины с примесью бейделлитовых глин, окрашенные гидроокислами железа. Глины из этих пунктов относятся к классу глинистых пигментов. Глины окрестностей дер. Овсянниково, по заключению К. И. Толстихиной, можно отнести к охре глинистой; по своему химическому и минеральному составу, а также по дисперсности они удовлетворяют стандарту 78/15 на охру, так как содержат 23% хромофора в виде  $Fe_2O_3$ . Глины бассейнов р. Иши и Антропа по кривым нагревания (фиг. 8) также являются каолиновыми, но со-



Фиг. 7. Кривые нагревания красных глин древней коры выветривания района д. Карабашки (а) и Овсянниково (б)

держат примесь кварца. Глины окрестностей д. Карабашки, по заключению К. И. Толстихиной, ввиду небольшого содержания хромофора (12%  $Fe_2O_3$ ), являются не глинистой мумией, а глинистой краской.

Изучение минерального состава тонкой фракции (0,1—0,01 мм) охристых глин окрестностей дер. Овсянниково показало, что их легкая фракция состоит из мелких зерен окислов железа, в том числе гидрогематита, с примесью единичных зерен турмалина, хлорита и циркона. Для цветных глин из Санзарова лога (бассейн р. Иши) характерно наличие землистых марганцевых минералов, твердых желваков марганцевых стяжений и обломков окремнелых пород. В тяжелой фракции тех же глин встречаются

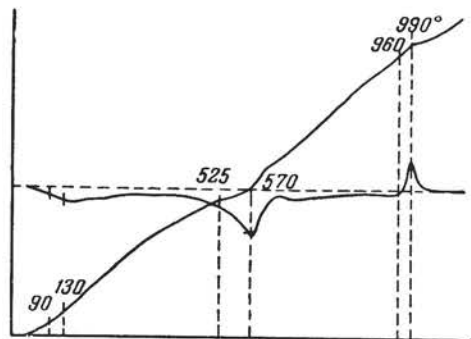
Таблица 1

коры выветривания (в %)

FeO	SO <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-110</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+110</sup>	П. п. п.	Сумма
0,43	Не опр.	0,26	0,48	Не опр.	Не опр.	0,71	12,68	—	100,19
Следы	—	0,75	Не опр.	» »	» »	0,90	6,62	1,01	85,8
»	Нет	8,06	» »	» »	» »	1,19	9,68	6,53	100,27
»	»	0,80	0,68	0,05	0,66	3,94	9,06	—	100,59
»	»	0,26	0,22	0,27	0,54	1,07	9,69	—	100,25

зерна лимонита и лимонитизированных минералов, оставшихся в значительном количестве после обработки образца соляной кислотой. В виде примеси в них попадаются зерна циркона, турмалина, эпидота и рутила.

Указанные выше цветные глины древней коры выветривания, приуроченные главным образом к области горно-холмистых предгорий Алтая,



Фиг. 8. Кривая нагревания цветных глин древней коры выветривания из бассейна р. Антроп

представляют месторождения высокодисперсных глинистых пигментов, пригодных для использования в лакокрасочной, бумажной, художественной и резиновой промышленности местных предприятий.

При сравнении химического, минерального и механического состава природных пигментов и других глин древней коры выветривания из различных, удаленных друг от друга участков их распространения, отчетливо выделяется их однородность как по составу, так и по структуре. Последнее указывает, что накопление таких глин протекало в сходных

условиях климата и рельефа. Отмеченные различные современные геоморфологические условия положения древней коры выветривания для резко различных областей Горного Алтая и его предгорий, выражающиеся прежде всего в залегании продуктов древнего выветривания на разных высотах, являются, несомненно, вторичными. Такие различия геоморфологического положения древней коры выветривания возникли после проявления неравномерных тектонических поднятий и относительных опусканий, происходивших уже после накопления продуктов выветривания и связанных с ними осадочных толщ третичного возраста.

Таким образом, изучение геоморфологического и геологического положения древней коры выветривания в различных геоморфологических областях Горного Алтая и его предгорий дает подтверждение идей В. А. Обручева (1927, 1936, 1947), развитых В. П. Нехорошевым (1937, 1938, 1939), о молодости и неотектонической природе рельефа Горного Алтая в целом и отдельных его элементов в частности.

Неотектонические перемещения отдельных площадей Горного Алтая и его предгорий, приведшие к резко различному высотному положению в них одноэтажных третичных пород, в том числе коры выветривания палеогенового и верхнеэоценового возраста, обусловили возникновение разных геоморфологических областей — горного рельефа с ярусами высокогорья и среднегорья, горно-холмистых предгорий и предгорной равнины. Разработка рельефа этих областей в целом, их отдельных элементов и форм протекала при неоднородных климатических условиях под влиянием разных экзогенных агентов при проявлении глыбовой неотектоники. В горных и предгорных районах Алтайского края устанавливаются следы третичного рельефа, видоизмененного неотектоникой и переработанного экзогенными процессами в конце третичного и в четвертичном периоде. Таким образом, разобранный в статье материал показывает, что одним из методов выяснения возраста и генезиса рельефа может служить изучение геологического и геоморфологического положения древних кор выветривания.

Кроме того, знание геологии и геоморфологии древних образований коры выветривания Алтайского края позволяет вскрыть некоторые закономерности в распределении цветных глин — минеральных пигментов, пригодных для местной промышленности края.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

- А к с а р и н А. В. Чуйский бурогольный район в юго-восточном Алтае. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., № 4, 1938.
- А ф а н а с ь е в Г. Д. Бостокское марганцевое месторождение. Материалы по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая. Тр. Совещ. по изуч. природных ресурсов, вып. 10, ч. 3, 1935.
- А ф а н а с ь е в Г. Д. Петрографические исследования в связи с марганцевым оруженением в Ойротии и Горной Шории в 1934 г. В кн.: Материалы по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. 4. Тр. СОПС, серия сибирская, вып. 24, 1937.
- А ф а н а с ь е в Г. Д. (1). Генезис каолиновой коры выветривания предгорий северо-восточного Алтая. Тр. Петрографич. ин-та АН СССР, № 13, 1938.
- А ф а н а с ь е в Г. Д. (2). О нонtronитовой коре выветривания Западно-Сибирского края. Тр. Петрографич. ин-та АН СССР, № 3, 1938.
- Д у б и н к и н С. Ф. К вопросу о пенеплене Алтая. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., вып. 2, 1940.
- З е н к о в а А. А. Геологическое строение юго-восточной части Салаирского кряжа. Материалы по геологии Зап.-Сиб. края, вып. 12, 1934.
- К а з а р и н о в В. П. О генезисе кварцевых песков Западной Сибири. ДАН СССР, нов. сер., т. XLIX, 1945.
- К а з а р и н о в В. П. Опыт генетической классификации огнеупорных и тугоплавких глин Западной Сибири. ДАН СССР, нов. сер., т. LII, № 8, 1946.
- К а з а р и н о в В. П. Баркинское месторождение огнеупорных глин. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., № 4, 1947.
- К у з н е ц о в Ю. А. Ажинское месторождение огнеупорных глин, кварцевых песков и минеральных красок. Материалы по изучению Сибири, т. 1, 1930.
- Н е х о р о ш е в В. П. Основные этапы в изучении тектоники Алтая. В кн.: Академику В. А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности, т. 1, АН СССР, 1938.
- Н е х о р о ш е в В. П. Четвертичные тектонические движения на Алтае. Тр. Совещ. секц. Междунар. ассоциации по изуч. четвертич. периода, вып. 4, 1939.
- Н е х о р о ш е в В. П. Основные черты геологии и тектоники Алтая. В кн.: Горный Алтай. Тр. Ойротской компл. экспед. 1936—1937 гг. АН СССР, 1941.
- О б р у ч е в В. А. К вопросу о тектонике Алтая. Геол. вестник, т. 5, № 4-5, 1927.
- О б р у ч е в В. А. Молодость рельефа Сибири. В кн.: Академику В. И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности, т. 2, АН СССР, 1936.
- О б р у ч е в В. А. Роль и значение глыбовых движений в создании рельефа и месторождений редких металлов Сибири. Юбилейный сборник, посвящ. XXX-летию Великой Октябрьской социалистич. револ., ч. 2, АН СССР, 1947.
- П е т р о в Б. Ф. Древняя кора выветривания и послетретичные отложения западной части Кузнецкого Алатау. Исслед. по вопросу генезиса почв, т. 19, вып. 2, 1939.
- П и с ц о в А. Д. Огнеупоры и флюсы Солтонского района. Вестн. Зап.-Сиб. геол.-разв. треста, вып. 2-3, 1933.
- Р а г о з и н Л. А. Мунайский бурогольный район. Вестн. Зап.-Сиб. геол.-разв. упр., № 5, 1933.
- G r a n ö I. G. Formengebände des Nordöstlichen Altai. Turku. Turicum Hiopistor Julkaisusa. Ann. U. Tsarga, A. phis.-math., Nr. 8, 1945.



*В. Н. Разумова*

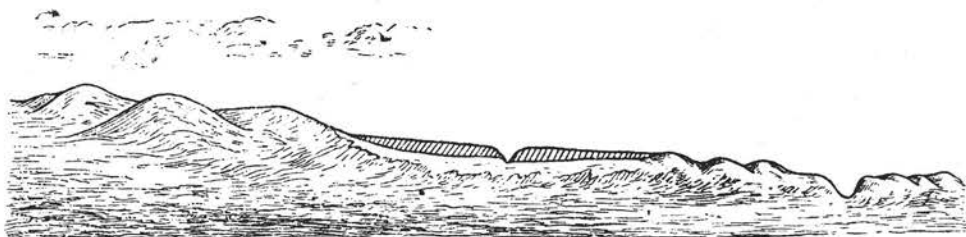
## КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАЗАХСКОГО НАГОРЬЯ

Изучение коры выветривания северо-западной части Казахского нагорья было проведено автором настоящей статьи по заданию НИС'а МГРИ.

### 1. РАСПРОСТРАНЕНИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В северо-западной части Казахского нагорья древняя мезозойско-третичная кора выветривания распространена очень широко.

В настоящее время выходы коры выветривания встречаются лишь в области водоразделов, т. е. там, где сохранились дочетвертичные формы рельефа. Выходы коры выветривания приурочены там к реликтовым участкам древней нижнемезозойской поверхности выравнивания.



Фиг. 1. Геоморфологическое положение коры выветривания

В области водоразделов, на высоких всхолмленных плато и на одиночных высоких останцовых сопках кора выветривания в настоящее время отсутствует или встречается в виде небольших остаточных карманов. Основной же областью распространения коры выветривания являются аккумулятивные равнины водоразделов и участки остаточного водораздельного мелкосопочника (фиг. 1).

В пределах аккумулятивных равнин кора выветривания погребена под покровом третичных и четвертичных отложений и выступает на поверхность лишь на участках остаточного водораздельного мелкосопочника, где отпрепарирована четвертичной денудацией из-под покрова кайнозойских отложений. Но на относительно приподнятых участках, которые подверглись интенсивному размыву в четвертичное время, кора выветривания отсутствует и в области водоразделов.

В целом на исследованной территории кора выветривания распределена очень неравномерно.

Так, на восточном склоне Тургайского прогиба (фиг. 2) кора выветривания залегает под покровом юрских и морских третичных отложений.

На Кокчетавском поднятии, представлявшем собой приподнятую область как в верхнепалеозойское, так и в мезо-кайнозойское время, кора выветривания имеет незначительное распространение. В центральных частях водораздельной Кокчетавской гряды встречаются лишь небольшие остаточные карманы коры выветривания. На западном же склоне Кокчетавского поднятия кора выветривания пользуется широким распространением и слагает значительные площади по р. Шарык, р. Джамбарак (приток р. Шарык) и в среднем течении р. Акан-Бурлук. Вдоль южной окраины Кокчетавского поднятия выходы коры выветривания отмечены по рекам Арчалы и Коңур, а на северном склоне — по рекам Сары-Узек и Аши-Узек, на Златогорском массиве, у г. Кокчетав и т. д.

На Пришимском выступе Кокчетавского поднятия кора выветривания широко развита на участке остаточного водораздельного мелкосопочника правобережья рр. Кызыл-су, Шулак-Сандык, Сандык-су, на уроч. Жар-Кайнагач и по р. Шинсай, а в области аккумулятивных равнин уходит под покров четвертичных суглинков.

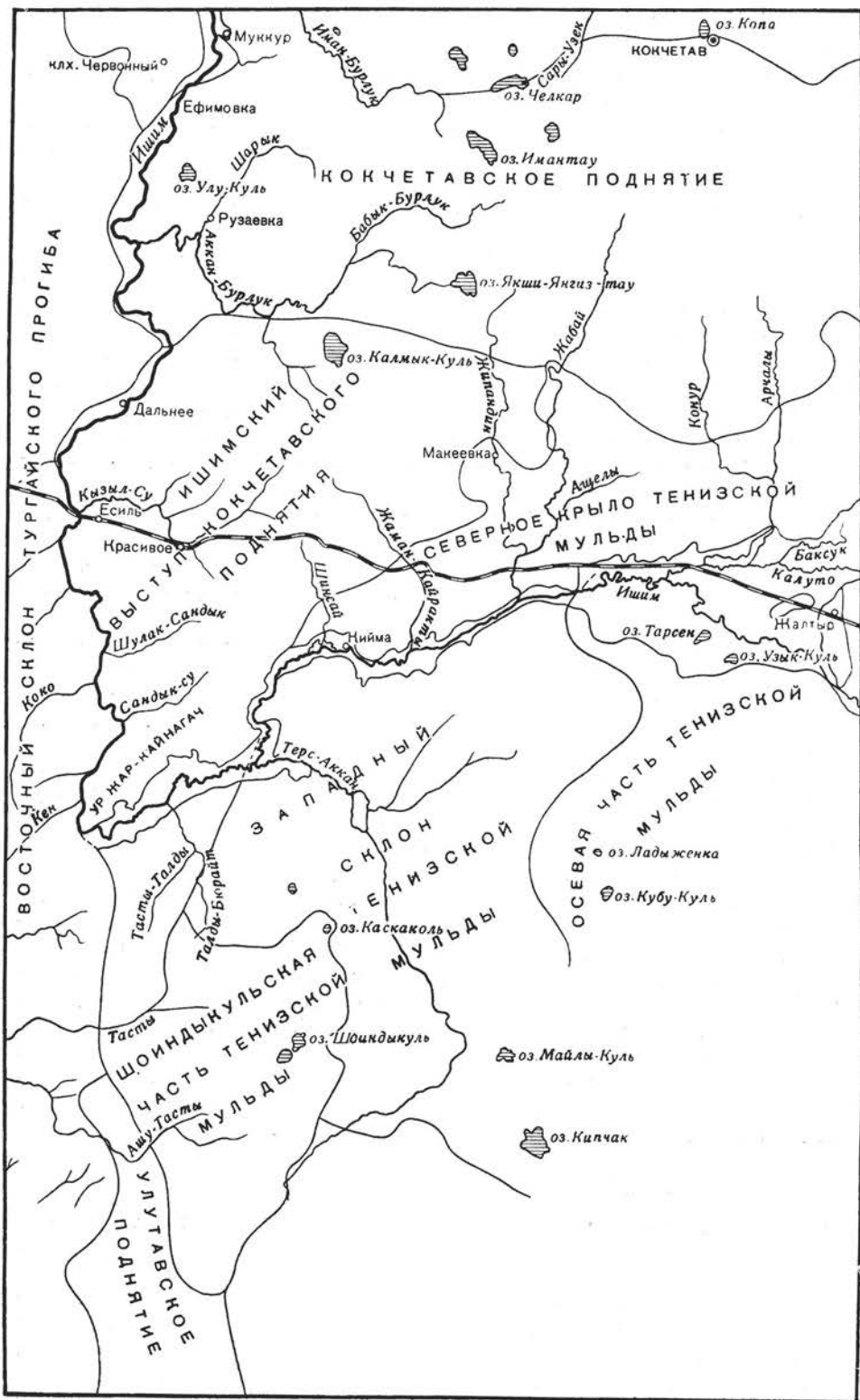
В пределах Улутавских гор, расположенных к югу, на продолжении Кокчетавского поднятия, кора выветривания пользуется очень незначительным распространением и представлена лишь нижними горизонтами. Но на северных отрогах Улутавских гор кора выветривания распространена очень широко.

В пределах Тенизской мульды кора выветривания также сохранилась не повсеместно. В осевой части Тенизской мульды отдельные пятна коры выветривания обнажаются по окраинам Ладыженского водораздельного плато, а в водораздельной части плато скрыты под покровом третичных и четвертичных отложений. На северном склоне Тенизской мульды кора выветривания хорошо сохранилась в антиклинальных выступах, сложенных нижним палеозоем. Основными областями ее распространения являются Ащелы-Ишимский и Ишим-Колутонский водоразделы и западный борт Арчалы-Колутонского водораздела. Здесь кора выветривания образует почти сплошной покров на участках остаточного водораздельного мелкосопочника. В западном крыле осевой части Тенизской мульды кора выветривания сильно размыва и сохранилась лишь в виде небольших остаточных пятен на склонах антиклинальных поднятий. Наконец, в Шоиндыкульской части Тенизской мульды кора выветривания широко развита в западной части Шоиндыкульского плато.

## 2. МОРФОЛОГИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Установлено, что степень сохранности коры выветривания теснейшим образом связана с позднейшей историей развития Казахского нагорья. Так, на относительно погруженных участках, где процессы размыва сказались в минимальной степени и обстановка благоприятствовала сохранению нижнемезозойского пенеплена, кора выветривания хорошо сохранилась: на участках же, представляющих собой в течение длительного времени область поднятия, — была полностью уничтожена эрозией.

В современном рельефе выходы коры выветривания приурочены к отрицательным формам рельефа и выражены пологими понижениями



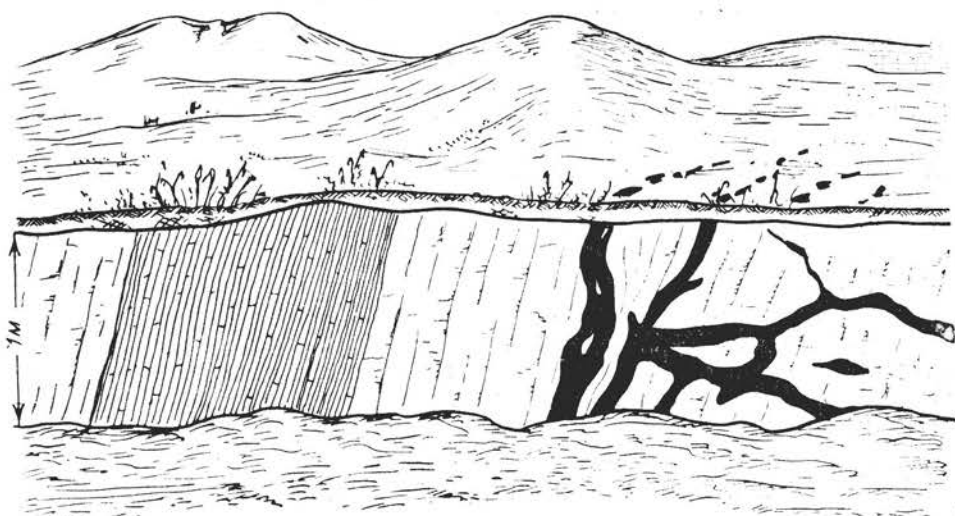
Фиг. 2. Схема районов распространения коры выветривания в северо-западной части Казахского нагорья

неправильной формы, над которыми возвышаются останцовые сопки и гряды, представляющие, очевидно, отпрепарированные эрозией от коры выветривания останцы палеозойских и протерозойских пород. Такие остан-



Фиг. 3. Вершины сопок заняты выходами бурых железняков, а склоны сопок и низина — глинистым элювием

цовые сопки и гряды, как правило, сложены породами, трудно поддающимися выветриванию: кварцитами, яшмо-кварцитами и яшмами.



Фиг. 4. Белые каолинизированные и лиловые кембрийские сланцы с жилами лимонита (р. Кызыл-су)

Но там, где кора выветривания целиком размыта и сохранилась лишь в виде отдельных карманов, из-под рыхлого элювиального покрова начинают выступать и плотные породы подошвы коры выветривания.

Низинки, сложенные глинистым элювием, характеризуются слабо развитым растительным покровом и часто представляют собой глинистый такыр.

Почва на выходах коры выветривания окрашена в белый, красный, малиновый или бурый цвет, свойственный продуктам коры выветривания, и нередко растрескивается, образуя столбчатые солонцы. Местами, в связи с разбуханием и выпучиванием глинистых масс вдоль трещин, образуются бугры вспучивания. Глинистые бугорки имеют овальную форму с характерной округло-бугристой поверхностью. Такие глинистые бугры достигают местами 3—4 м в длину при ширине до 1—1,5 м и высоте в 0,5—1,0 м. Бугры вспучивания четко видно вытягиваются вдоль определенных линий, соответствующих, вероятно, трещинам, и в низинах образуют целые поля, усеянные глинистыми буграми и валами. Кроме того, на каолинизированных породах часто образуются пухлые солонцы.

На участках, сложенных корой выветривания кембрийских и докембрийских пород, богатых жилами кварца, часто развивается своеобразный мелкобугристый рельеф, где вершины невысоких сопок и гряд сложены жилами кварца или развалами кварцевых глыб, а склоны сопок и лощинки между ними — более легко поддающимся размыву глинистым элювием.

Такого же типа грядовой и мелкосопочный рельеф развивается и на участках коры выветривания, обогащенных жилами лимонита (фиг. 3 и 4), и на участках с сохранившимися эрозионными останцами плотных третичных пород. В последнем случае сопки имеют плоскую, усеченную вершину. Вершина сложена пластом кварцитовидного песчаника или бобового железняка, а склоны — рыхлым элювием. Хорошие разрезы коры выветривания встречаются лишь в свежих размывах по берегам рек, но и здесь они обычно закрыты оползнями.

### 3. МОЩНОСТЬ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Видимая мощность коры выветривания достигает 15—20 м и более и представляет собой остаточную кору выветривания, обусловленную как первичной мощностью элювиального покрова, так и степенью его сохранности.

Первичная мощность коры выветривания определялась петрографическим составом, структурой и степенью трещиноватости материнских пород. Понятно, что чем более трещиновата порода, тем она более доступна для растворов, следовательно, тем быстрее идет ее разложение и на тем большую глубину (достигая иногда древнего уровня грунтовых вод). Вместе с тем замечено, что породы зернистого сложения выветриваются значительно лучше, чем породы плотного афанитового сложения. Так, например, жилы тонкозернистого аплита часто сохраняются неизменными в выветрелом до глины граните. Трудно поддаются выветриванию и кремнистые породы: яшмы, яшмо-кварциты и кремнистые сланцы.

### 4. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В зависимости от характера материнских пород кора выветривания имеет различный состав, консистенцию и окраску. При этом в вертикальном разрезе коры выветривания всех пород можно различать несколько горизонтов различного состава и внешнего облика, которые соответствуют определенным стадиям разложения материнских пород. Время образования отдельных зон может быть разным.

В коре выветривания изученного нами района различаются следующие зоны разложения.

1. Нижняя зона — зона выщелоченных пород — представлена плотными осветленными, иногда побуревшими, мало измененными породами, со-

хранившимися облик материнских пород, но обнаруживающими повышенную трещиноватость и ломкость. Это слабо измененные породы с сохранившимся первичным минеральным составом, но с пониженным содержанием щелочей и щелочных земель. Минеральные преобразования в этой зоне сводятся к гидролизу листоватых минералов с частичным выносом оснований и кремнезема (гидратация мусковита, хлорита, серпентина и др.) и окислению железа. Железо выносится из решетки некоторых минералов, но оседает здесь же на минерале в виде пигмента (ожелезнение биотита, актинолита, некоторых хлоритов). Мощность этой зоны 1—3 м.

2. Зона глинистых образований сложного состава, представленная глинистыми продуктами разложения, сохранившими сложение и иногда окраску материнских пород. В этой зоне еще ясно заметны первичная слоистость, сланцеватость и структура материнских пород, несмотря на то, что порода уже целиком разложена и превращена в агрегат вторичных глинистых минералов. Первичные минералы здесь целиком разложены и представлены псевдоморфозами глинистых минералов группы гидрослюд, гидрохлорита и монтмориллонита.

Глинистые образования этой зоны представлены в основном буровато- и зеленовато-белыми каолиноподобными породами и разрушенными до глины сланцами, сохранившими структуру и иногда окраску материнских пород. В серпентинитовом профиле этой зоне соответствует горизонт нонтронитов. Процесс пелитизации связан с частичным выносом из породы кремнезема, остатков щелочей и щелочных земель. Одновременно происходит накопление полуторных окислов и окисление железа, которое еще остается в силикатной форме. Здесь образуются каолинит, гидрослюды, гидрохлориты, минералы монтмориллонит-бейделлитового типа и разнообразные мутабельные соединения, причем в минералах слоистой структуры железо еще остается в силикатной решетке (гидрохлориты, нонтронит), в то время как богатые железом минералы не слоистой структуры (например, оливин, эпидот) целиком разрушаются с накоплением окислов железа. Мощность таких структурных глин местами достигает 5—15 м.

3. Зона цветных каолинов и охр. Глинистые образования этой зоны обычно интенсивно окрашены в красные, вишнево-красные и фиолетовые цвета, так как тонко пигментированы маловодными окислами железа и представляют собой цветные каолины, состоящие из каолинита и гидрогематита. Только на породах, не содержащих цветных железистых минералов, образуются белые каолины, тогда как на нонтронитизированных серпентинитах развиваются красные охры. В этой зоне стираются все различия, связанные с первичным составом пород; в толще цветных каолинов характер первичных пород часто устанавливается с большим трудом. Критерием для определения характера первичной породы служат реликты первичной структуры и характер агрегатов каолинита, иногда унаследующих форму замещенного им минерала (тонкочешуйчатые, листоватые и волокнистые агрегаты).

Минеральные преобразования в этой зоне сводятся к разложению железосодержащих глинистых минералов предыдущей зоны, причем минералы со слоистой структурой типа гидрохлорита разлагаются с образованием каолинита и окислов железа, а богатые железом минералы со слоистой структурой (нонтрониты, богатые железом гидрохлориты) — с образованием одних окислов железа. Из первичных минералов в этой зоне сохраняют устойчивость только серицит и кварц.

Описанный процесс преобразования связан с дальнейшим выносом из породы кремнезема и накоплением свободных окислов железа.

Таким образом, в этой зоне минеральный состав вторичных глинистых продуктов резко упрощается, и господство переходит к каолиниту и красным окислам железа; только в сланцах сохраняется серицит. Несмотря на разнообразные яркие цвета, породы этой зоны в большинстве случаев имеют каолиновый состав, но в зависимости от степени основности первичной породы в той или иной степени пигментированы окислами железа, сообщающими породе вишнево-красную, красную и фиолетовую окраску. Однако в красноцветных породах девона и карбона вишнево-красная, коричнево-фиолетовая и фиолетовая окраска глинистых продуктов разложения является реликтовой, унаследованной от материнских пород.

Мощность цветных каолинов достигает 10 м.

4. Верхняя зона — зона белых каолинов — представлена белыми глинистыми образованиями, в нижних горизонтах сохранившимися структурой материнских пород, а в верхних горизонтах — бесструктурными и разрыхленными. В нижних горизонтах зоны часто наблюдается промежуточный горизонт пятнистого элювия, представляющий собой белые глины с реликтовыми пятнами цветных каолинов третьей зоны. Но там, где горизонт цветных каолинов размыт, горизонт обеленного элювия развивается, повидимому, и на буровато-белых глинистых продуктах разложения второй зоны. В обоих случаях процесс сводится к растворению и выносу из породы свободных окислов железа при сохранении минерального состава породы, подвергшейся обелению (табл. 1).

Необходимо отметить, что на изученной нами территории очень редко встречаются разрезы, в которых были бы вскрыты одновременно все четыре зоны профиля. Очень отчетливо они выражены в продуктах выветривания вулканогенных и интрузивных пород среднего и основного состава, богатых темноцветными минералами. При разрушении этих пород, состоящих из полевых шпатов и темноцветных минералов, обычно образуются глинистые продукты, состоящие из каолинита, серицита и гидрохлорита. Поэтому продукты разложения этих пород в нижних горизонтах профиля окрашены в буроватый или зеленовато-белый цвет. Выше по разрезу слюдистые и хлоритовые минералы постепенно разрушаются с образованием каолинита и маловодных окислов железа; соответственно, образуются каолины, более или менее интенсивно окрашенные окислами железа в красно-малиновые или сиреневые цвета (зоны цветных каолинов). В верхних горизонтах профиля окислы железа выщелачиваются, в связи с этим яркие цвета окраски бледнеют, и цветные каолины вверх по разрезу постепенно сменяются толщей белых каолинов. Примером могут служить профиль выветривания роговообманкового габбро р. Джамбарак (табл. 2) и профиль выветривания мицдалекаменных порфиритов р. Шулак-Сандык (табл. 3).

Сходный профиль дают и биотитовые и роговообманковые граниты и гранито-гнейсы, но в изученных нами разрезах коры выветривания гранитов зона цветных каолинов обычно плохо выражена, а зона белых каолинов достигает большой мощности. Примером может служить разрез каолинизированных биотитовых гранитов р. Сандык-су.

Близкий профиль выветривания развивается и на граувакковых песчаниках нижнего и верхнего палеозоя. Но в изученных нами профилях выветривания этих пород зона цветных каолинов отсутствует, и процесс обеления накладывается непосредственно на зону глинистых образований сложного состава (второй зоны), представленную на этих породах белесо-бурыми и зеленовато-белыми каолиноподобными породами (профиль выветривания кембрийских граувакковых песчаников и сланцев р. Кызыл-су и силурийских песчаников Ащелы-Ишимского водораздела).

Таблица 1  
Зоны профиля нижнемезозойской коры выветривания северо-западной части Казахского нагорья и их характеристика

Вид профиля	Вертикальные зоны профиля коры выветривания	Характеристика пород	Типовые минералы	Химическая характеристика процесса	Характер основных минеральных преобразований
4	Белые и пятнистые каолины	Белые каолины, в верхних горизонтах разрыхленные, утраченные структуры материнских пород, иногда пятнистые с остаточными пятнами цветных каолинов	Каолинит (гидрослюда)	Вынос свободных окислов железа	Растворение и вынос свободных окислов железа
3	Цветные каолины	Цветные каолины, сохранившие структуру материнских пород и полосчатые красные охры	Каолинит, гидроматит (гидрослюда)	Вынос $\text{SiO}_2$ , накопление свободных окислов железа	Разложение железосодержащих минералов сложной структуры с образованием каолинита и свободных окислов железа или свободных окислов железа при разложении богатых железом минералов (нонтронита, зеленых богатых железом гидрохлоритов)
2	Глинистые образования сложного состава	Светлые (зеленоватобуровато-белые) каолиноподобные породы сложного состава и оливково-зеленые нонтропиты	Гидрохлориты, гидрослюда, минералы группы монтмориллонита, мутабильные соединения	Дальнейший вынос $\text{R}_2\text{O}$ , $\text{RO}$ и частично $\text{SiO}_2$ . Накопление $\text{R}_2\text{O}_3$ в силикатной форме	Замещение в алюмосиликатах оснований водородом с образованием чешуйчатых минералов глинистого типа; разрушение богатых железом минералов не сложной структуры с накоплением окислов железа (оливина, эпидота)
1	Выщелоченные осветленные породы	Осветленные, ломкие и сильно трещиноватые породы, сохранившие облик материнских пород	Гидратированные глинистые минералы (гидрослюда, выщелоченный серпентин, гидрохлориты)	Вынос $\text{R}_2\text{O}$ и $\text{RO}$ , частично $\text{SiO}_2$	Гидролиз листоватых минералов с частичным выносом оснований (гидратация мусковита, биотита, серпентина и др.). Окисление железа с выносом его из решетки в виде пигмента (ожелезнение биотита, актинолита и некоторых хлоритов)
	Первичные породы кислого, среднего и основного состава и ультраосновные породы	Магматические породы, эффузивы, туфы, осадочные породы, сланцы и гнейсы	Силикаты и алюмосиликаты		



Таблица 2

## Профиль выветривания роговообманкового габбро р. Джамбарак (приток р. Шарык) у п. Сары-Адыр

Зона проф- вилия	Литологическая характеристика	Минеральный состав	Химический состав (в %)										Сумма	
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П. п. л.		H <sub>2</sub> O
3	Красновато- белые каолины	Каолинит, гид- рогематит, лейкоксен, лимонит (по эпидоту)	40,86	0,82	30,59	41,36	0,00	0,74	0,39	0,34	0,30	11,29	1,94	99,60
2	Зеленовато-белые пелитизиро- ванные рогово- обманковые габбро	Гидрослюда, гидрохлорит, (по уралиту), ожежененный эпидот, лейко- ксен	46,18	0,61	18,88	12,04	0,00	3,86	2,00	1,06	0,36	8,79	5,79	99,57
1	Выветре- лое побуревшее роговообманко- вое габбро	Плагиоклаз (сосюрит), уралит, эпидот, ильменит	49,84	2,18	9,80	14,44	4,77	4,57	8,97	1,96	0,27	1,98	1,79	100,57

Таблица 3

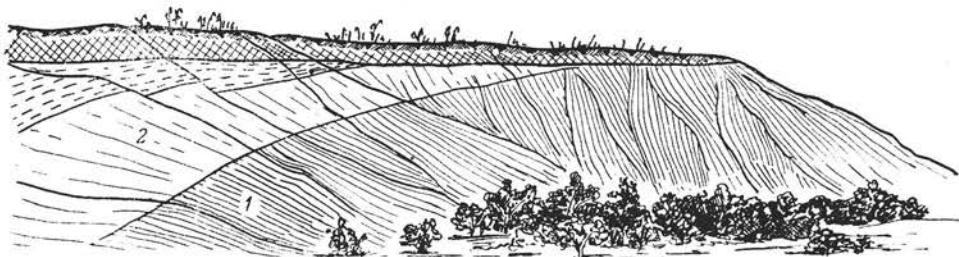
## Профиль выветривания миндалекаменных порфиритов р. Шулак-Сандык\*

Зона профиля	Литологическая характеристика	Минеральный состав	Химический состав (в %)											
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>св</sup>	П.п.п.	Сумма
4	Буровато-белые каолины с реликтовой миндалевидной структурой	Каолинит, бурые окислы железа	41,24	2,40	28,56	15,59	Нет	0,10	0,18	0,06	0,19	0,78	11,80	100,90
			47,82	2,44	26,86	12,51	0,14	0,28	0,20	0,27	0,02	0,92	8,23	99,69
3	Лилловые и малиновые каолиниты с реликтовой миндалевидной структурой	Каолинит, гидрогематит	49,40	1,95	22,66	15,75	Нет	0,14	0,13	0,16	0,04	0,48	9,72	100,43
4	Лилловые каолиноподобные породы с реликтовой миндалевидной структурой	Гидрослюда, гидрогематит	63,39	1,43	13,24	13,75	Нет	0,51	0,19	0,11	3,22	1,76	3,64	101,24

\* Нижние горизонты профиля не вскрыты.

Аналогичный разрез наблюдается и на амфиболитах докембрия р. Шарык.

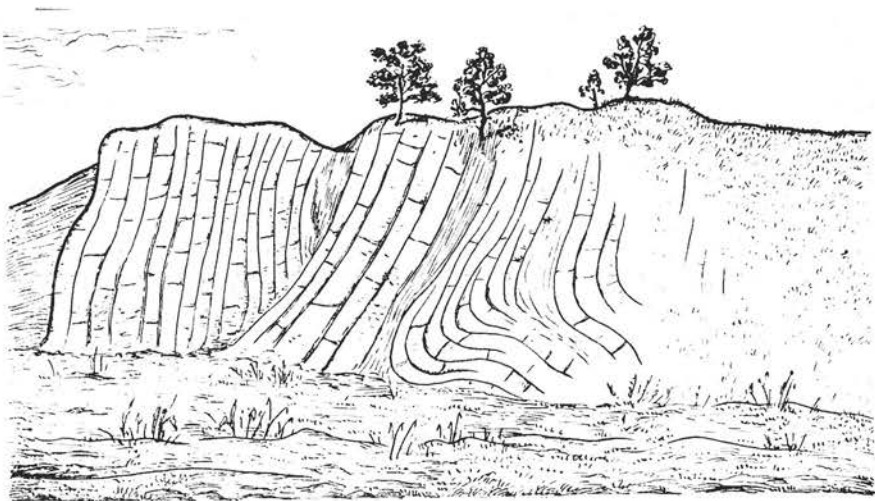
На породах лейкократового типа (аляскитовых гранитах, аркозовых песчаниках и др.) в связи с отсутствием или незначительным содержанием железосодержащих минералов зона цветных каолинов не образуется,



Фиг. 5. Разрушенные до глины серицито-кварцевые сланцы докембрия (1), в верхних горизонтах (2) обеленные (р. Шарык)

так как здесь не происходит накопления окислов железа. Поэтому две верхних зоны профиля сливаются в одну, будучи представлены в обоих случаях белыми каолинами (разрезы каолинизированных гранитов рр. Джамбарак и Шарык).

В красноцветных породах верхнего и среднего палеозоя, пигментированных красными окислами железа, первичная окраска сохраняется на



Фиг. 6. Обеленные псаммито-кварцевые сланцы докембрия (р. Шарык)

протяжении трех нижних зон профиля, хотя состав глинистых продуктов разложения и меняется, согласно общей схеме. Хорошим примером может служить разрез коры выветривания вишнево-красных песчаников и аргиллитов среднего карбона р. Джаман-Кайракты.

Глинистые и серицитовые сланцы обнаруживают незначительные признаки разложения. Процесс их выветривания сводится лишь к обелению

Таблица 4

## Профиль выветривания серицитовых сланцев докембрия р. Шарык

Зона профиля	Литологическая характеристика	Минеральный состав	Химический состав (в %)											Сумма	
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	П.п.п.		
3	Белый сланец, разрушенный до глины	Кварц, гидрослюда. Непрозрачные пылевидные частицы	77,17	0,67	14,18	0,79	0,28	0,28	0,28	0,05	0,78	2,73	0,24	2,48	99,65
2	Серовато-белый выветрелый сланец	Кварц, гидрослюда	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1	Серый голый сланец	Серицит	73,58	0,81	15,74	2,35	0,40	0,38	0,04	0,39	2,68	0,40	4,28	100,45	

и разрыхлению породы и сопровождается гидратацией слюдистых минералов. Примером могут служить разрез коры выветривания углисто-глинистых сланцев докембрия р. Шарык и серицитовых и серицито-кварцевых сланцев докембрия Акжарской антиклинали и р. Шарык (табл. 4, фиг. 5), а также профиль выветривания кембрийских серицитовых сланцев р. Конур (у п. Добровольского) и горы Кинес.

Наконец, разрушение богатых кварцем и кремнистых пород обычно ограничивается механическим разрушением, переходом породы в рыхлое состояние и в ее обелении. В качестве примера можно привести кору выветривания верхнетурнейских окремнелых известняков Шабдарского антиклинория, северных отрогов Улутавского поднятия и разрез по р. Ишим у п. Новомихайловка.

Характер продуктов выветривания богатых кварцем пород ясно выступает и в разрезах коры выветривания докембрийских псаммито-серицито-кварцитовых сланцев р. Шарык у п. Маданьет (фиг. 6); кварцитовых сланцев р. Байкожа (приток р. Аши-Тасты); кембрийских кремнистых сланцев р. Шулак-Сандык.

Очень своеобразный профиль выветривания развивается на серпентинитах Златогорского гипербазитового массива. Профиль выветривания серпентинитов Златогорского массива описан Д. Д. Пономаревым (1946).

## 5. МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ФОРМИРОВАНИЕМ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Изучение минерального состава продуктов выветривания различных типов пород приводит к выводу, что образование тех или иных глинистых продуктов древнего элювия не связано с общим химическим составом пород, а целиком определяется составом и структурой слагающих породу минералов. Установлено, что все минералы разлагаются совершенно одинаково, независимо от того, в состав какой породы они входят и с какими минералами находятся в сочетании. Эта своеобразная особенность процессов выветривания обусловлена тем, что все минеральные преобразования в коре выветривания протекают с постепенной перестройкой кристаллических решеток (образуются псевдоморфозы), взаимодействия же минералов друг с другом практически не наблюдается. Поэтому каждый минерал дает свой самостоятельный ряд вторичных продуктов, независимо от того, в каких сочетаниях он находится.

Продукты выветривания вместе с тем весьма чувствительны к среде: к составу растворов, температуре и т. д. Поэтому в разных климатических условиях образуются различные продукты выветривания.

Проследим изменения основных пороодообразующих минералов.

**К в а р ц.** Сохраняется без изменения на всем протяжении профиля, изменение же кварцевых жил сводится к образованию щебенчатого элювия.

**П о л е в ы е ш п а т ы.** Кислые и средние плагиоклазы и частично калиевые полевые шпаты на первых этапах разложения переходят в тонкочешуйчатый агрегат гидрослюды, который выше по разрезу постепенно замещается каолинитом. Основные плагиоклазы разлагаются несколько иначе. При их разложении гидрослюды в качестве промежуточного продукта, по видимому, не образуется, а на первых этапах разложения развивается каолинит. При этом замечено, что кислые и средние плагиоклазы разрушаются быстрее калиевых полевых шпатов. Вместе с тем

в зоне выщелоченных пород плагиоклазы обычно сильно сосюритизированы.

**М у с к о в и т.** Часто довольно долго сохраняется без изменения, но в верхних горизонтах профиля обычно постепенно переходит в гидрослюда, а затем в каолинит.

**С е р и ц и т.** В верхних горизонтах обесцвечивается, утрачивает эластичность и принимает глинистый облик.

**Б и о т и т.** Ведет себя непостоянно. В одних случаях при его выветривании образуются хлориты типа пеннина, при разложении которого в дальнейшем образуется каолинит, пигментированный железистыми или титанистыми частицами.

Вместе с тем очень часто биотит в процессе разложения обесцвечивается и затем разлагается с образованием буроватых волокнистых агрегатов. Наконец, в эффузивах биотит при разложении породы часто распадается на волокна, не обнаруживая других признаков разложения.

**Х л о р и т ы.** Тип пеннина, переходит обычно в гидрхлорит, который затем разлагается с образованием каолинита и красных окислов железа (богатые железом гидрхлориты разлагаются с выделением одних окислов железа). Кроме того, в некоторых случаях между хлоритом и гидрхлоритом возникают своеобразные промежуточные продукты слюдяного типа с необычными для хлорита повышенными цветами интерференции.

**Р о г о в а я о б м а н к а.** Благодаря большим колебаниям состава минералов этой группы, роговые обманки дают в коре выветривания очень разнообразные вторичные продукты. Так, роговые обманки гранитных пород обычно разлагаются с образованием бледнозеленых хлоритовых продуктов типа пеннина, которые в верхних горизонтах профиля обычно переходят в агрегат каолинита, более или менее сильно пигментированный красными, маловодными окислами железа (роговые обманки гранитов, диоритов и роговообманкового габбро).

Роговые обманки амфиболитов р. Шарык (докембрий) дают несколько иной ряд вторичных продуктов. При их разложении образуются буроватые, низкоинтерферирующие глинистые продукты, судя по характеру термокривой (две эндотермические остановки при 140 и 580°), близкие минералам бейделлитовой группы.

Далее по роговым обманкам амфиболовых сланцев р. Жусалы-сай, притока р. Аши-Тасты, развиваются зеленоватые глинистые продукты типа железо-глиноземистого монтмориллонита.

Наконец, при разложении актинолита актинолит-кварцевых сланцев докембрия р. Шарык в нижних горизонтах профиля образуются бледнозеленые гидрхлориты типа пеннина.

**Э п и д о т.** Разлагается с образованием бурых окислов железа.

**И л ь м е н и т.** В коре выветривания переходит в лейкоксен. Последний сохраняется на протяжении всего разреза.

**Г и д р о г е м а т и т.** Сохраняется без изменения в нижних горизонтах профиля, а в верхней обеленной зоне переходит в раствор и выносится из породы.

## 6. ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В изученном нами районе кора выветривания развита на палеозойских и докембрийских породах.

На восточном склоне Тургайского прогиба кора выветривания залегает под покровом морских осадков эоцен-олигоценного возраста, а по

рр. Джаныспай и Иман-Бурлук под угленосными нижнеюрскими отложениями. Поэтому есть основания предполагать, что кора выветривания образовалась здесь в доюрское время. Но вместе с тем имеются и некоторые основания предполагать, что кора выветривания в некоторой степени синхронична и юрской толще, так как в кровле коры выветривания по р. Джаныспай залегают юрские конгломераты, галька которых иногда довольно сильно разложена (З. Г. Лаушкина). К сожалению, это явление подробно не описано. Весьма возможно, степень разложения столь велика, что перенос исключается, и в этом случае приходится допустить, что конгломераты после своего отложения подверглись выветриванию. Такого рода соотношения наблюдаются на Южном Урале, поэтому есть основания предполагать, что и кора выветривания восточного склона Тургайского прогиба имеет верхнетриасовый и нижнеюрский возраст.

Тот же возраст, повидимому, имеет и кора выветривания, сохранившаяся на приподнятой части Казахского нагорья, так как и здесь кора выветривания залегает под континентальными аналогами морского палеогена. Вместе с тем совершенно несомненно, что кора выветривания несет на себе следы и более молодых, наложенных процессов. Как уже было отмечено выше, насколько можно судить по имеющимся материалам, образование пестроцветного элювия связано с древним триас-юрским процессом выветривания (три нижних зоны профиля), а образование верхней, обеленной зоны относится к более позднему верхнеолигоценному времени.

Образование отдельных зон профиля коры выветривания, повидимому, в основном связано не со старением профиля при одних и тех же физико-географических условиях, а обусловлены изменениями климата на границе триаса и юры и в третичное время.

Объяснению зонального строения коры выветривания путем старения профиля при постоянных физико-географических условиях противоречит отсутствие параллельности границ между зонами профиля и выпадение в ряде случаев из разреза некоторых зон.

Как известно, мощная кора выветривания представляет собой типичную платформенную формацию, образовавшуюся в условиях длительного тектонического покоя на поверхности выровненной страны, в условиях жаркого или теплого и влажного климата. Такие условия в Северном Казахстане существовали в верхнем триасе, в начале юры и в верхнем олигоцене.

К началу мезозоя Казахское нагорье превратилось в платформу, а к концу триаса страна была превращена почти в равнину, где в условиях континентального режима проявились мощные процессы химического выветривания, под влиянием которых на палеозойских и докембрийских породах складчатого основания образовался мощный элювиальный покров коры выветривания.

В настоящее время реликты этого покрова мы находим над толщей юрских и эоцен-олигеновых отложений и на реликтовых формах древней поверхности выравнивания, остатки которой еще до сих пор сохранились на водораздельных пространствах Казахского нагорья.

Образование выщелоченных пород в основании профиля коры выветривания соответствует начальным стадиям любого процесса выветривания и может протекать при любых физико-географических условиях. Легко себе представить, что этот процесс мог происходить при относительно сухом и теплом климате триаса. Образованию глинистых продуктов гидрохлоритового, серицитового и монтмориллонит-бейделлитового типов зоны глинистых образований сложного состава, повидимому, способствовало

известное увлажнение климата. Надо думать, что образование этого горизонта происходило в условиях переменновлажного климата, так как для образования комплекса минералов этой зоны необходимо присутствие электролитов. Кроме того, изучение морфологии коры выветривания свидетельствует о том, что образование глинистого элювия происходило в пониженных, относительно увлажненных участках.

Образование следующей зоны — зоны цветных каолинов, — естественно, связано с повышением активности процесса выветривания в условиях теплого влажного климата начала юры. Повидимому, дальнейшее увлажнение климата привело к вымыванию электролитов и нарушению связи между кремнеземом и железом: кремнезем выщелачивался, а железо фиксировалось в породе в виде пигмента.

Как известно, в тропиках и субтропиках образование красноземов связано с окислением железа и удалением его из силикатной решетки за счет образования устойчивых в коре выветривания алюмокремневых глин. В североказахстанском профиле коры выветривания аналогами красноземов, повидимому, являются цветные каолины. Обогащение окислами железа в зоне цветных каолинов, в отличие от латеритов, достигается выносом кремнезема, а не привносом окислов железа, поскольку каких-либо следов перемещения последних мы здесь не находим.

Наконец, образование верхней обеленной зоны профиля, очевидно, имело место в верхнем олигоцене и было вызвано резкими изменениями климата.

Климат в верхнем олигоцене был умеренным и влажным. Обилие влаги привело к глубокому промыванию элювиального покрова и полному выносу окислов железа.

Таким образом, образование в верхних горизонтах профиля зоны обеленных пород связано с полным выщелачиванием окислов железа. Железо приобретает подвижность и целиком выносится из породы или фиксируется в толще обеленного элювия в виде гидрогематитовых жил. Этот процесс обеления по своему характеру не может быть сопоставлен с современным процессом оподзоливания красноземов, поскольку в наблюдаемом нами профиле процесс осветления заключается лишь в выносе железа без разрушения силикатных решеток и накопления кремнезема. Кроме того, процесс оподзоливания не прослеживается на большую глубину. Обычно мощность оподзоленного горизонта ограничивается величиной менее 1 м, а мощность обеленной зоны, наблюдаемой в коре выветривания Северного Казахстана, достигает примерно 5—10 м.

С современным процессом выветривания связано обохривание пород коры выветривания, заключающееся в гидратации железистых минералов. Процессы обохривания, в зависимости от глубины эрозионного среза, могут захватывать все горизонты коры выветривания.

## 7. ПРОЦЕССЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПАЛЕОГЕНОВОГО ВОЗРАСТА

С корой выветривания тесно связан очень своеобразный комплекс осадочных пород палеогенового возраста, представленный четырьмя свитами.

Нижняя, аркалыкская свита выражена углистыми глинами, вмещающими линзы светлых глиноземистых пород и сухарных глин. Она содержит пыльцу палеоцен-эоценового возраста.

Вторая свита представлена кварцевыми песками с линзами дырчатых сливных кварцитовидных песчаников с отпечатками ксерофитной флоры (аналог саксаульской свиты морского палеогена).



Третья, тургайская свита — нижняя свита верхнего олигоцена — сложена кварцевыми песками с линзами железистых и кремнистых песчаников и каолиновыми глинами, заключающими линзы и гнезда песчаных бобовых железняков.

Наконец, акжарская верхняя свита верхнего олигоцена сложена плотными зеленовато- и серовато-белыми глинами с красными железистыми пятнами.

Эти отложения залегают на коре выветривания с резким разрывом, выполняя впадины. Граница контакта глин с корой выветривания то резкая, то связанная постепенными переходами.

Характерной особенностью указанных свит является отсутствие обломков палеозойских пород, широкое развитие кварцевых песков, хемогенных пород и глинистых пород каолинового состава. Это явление показывает, что накопление континентальных толщ шло главным образом за счет размыва рыхлого чехла, покрывающего палеозойские породы. Особенно четко эта связь выступает в верхнем олигоцене.

Менее ясно вырисовывается характер процессов, протекавших в начале палеогена.

Поскольку в начале палеогена климат был субтропический, благоприятный для развития процессов выветривания, то можно предполагать, что нижнемезозойская кора выветривания Казахского нагорья, не перекрытая осадками палеогенового моря, подверглась новым изменениям и преобразованиям. Доказательством широкого развития процессов выветривания в начале палеогена служит присутствие в синхроничных осадочных отложениях хемогенных пород.

Однако в настоящее время мы еще не располагаем достаточными данными, позволяющими судить о характере этих процессов. Можно только предполагать, что в начале палеогена в условиях жаркого, переменновлажного субтропического климата процессы выветривания были близки процессам, протекавшим в основной нижнемезозойский этап развития коры выветривания. Процессы выветривания начала палеогена, по-видимому, только обновили древний нижнемезозойский профиль коры выветривания. Но в конце эоцена, в условиях сухого и жаркого климата, процессы выветривания приобретают пустынный характер, в связи с чем в песчаных отложениях верхнего эоцена развивается горизонт сливных кварцитовидных песчаников с кремнистым цементом.

Более четко рисуется характер процессов выветривания в верхнем олигоцене.

Возобновление мощного процесса выветривания в верхнем олигоцене было вызвано резкими изменениями климата и поднятием Казахского щита, приведшим к понижению базиса эрозии. Процессы образования и последующего изменения, наблюдаемые в верхнеолигоценовых отложениях, хорошо сопоставляются с некоторыми процессами, протекавшими в самой коре выветривания. В тургайской свите наряду с цветными каолинами широко распространены белые каолины и красные бобовые железняки.

Таким образом, при отложении этой свиты шел процесс дифференциации, аналогичный тому, который наблюдается в самой коре выветривания, где за счет цветных каолинов (третьей зоны профиля) образуются белые каолины с жилками и гнездами красных железняков (верхней зоны профиля). Как в том, так и в другом случае происходит вынос железа из глинистых продуктов и концентрация его либо в виде пластов бобовых железняков или в виде жил почковидного строения. Трудно себе представить, чтобы все железо, которое выносилось при обелении коры

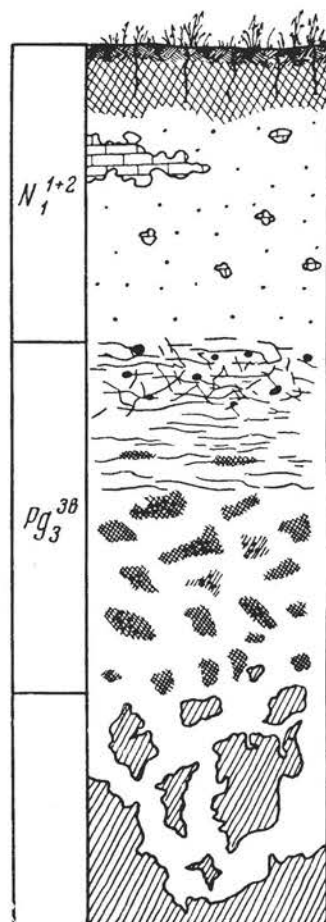
выветривания, целиком концентрировалось в ней в виде жил, часть железа, несомненно, выносилась за пределы коры выветривания, и естественно предположить, что образование бобовых железняков тургайской свиты происходило за счет выноса железа из коры выветривания. Есть все основания думать, что образование в коре выветривания зоны белых каолинов с жилами гидрогематита шло одновременно с накоплением тургайской свиты.

Для характеристики условий образования тургайской свиты большой интерес представляет то, что песчаные и глинистые породы этой свиты часто подвергаются процессу окремнения. Среди песков появляются прослои кварцитовидных песчаников, а в глинах — своеобразные опоконидные кремнистые породы. Весьма вероятно, что источником кремнезема в этих породах также являлась кора выветривания, но в ней самой окремненные породы встречаются очень редко. На сопке Косцоку были отмечены пеликаниты, а на Златогорском гипербазитовом массиве Д. Д. Пономаревым (1946) описаны окремненные серпентиниты. В обоих случаях возраст этих окремненных пород совершенно не ясен.

Процессы, синхронные накоплению пестроцветных глин, выражены в коре выветривания значительно хуже. Какой-либо особой зоны в профиле коры выветривания здесь выделить нельзя, но местами можно видеть, что кора выветривания связана незаметными переходами с осадочными породами акжарской свиты. Особенности происходящего при этом процесса удалось проследить лишь на породах, богатых железом, за счет которых элювиальным путем развиваются характерные пятнистые породы. Аналогичный процесс наблюдался нами и на железистых породах тургайской свиты.

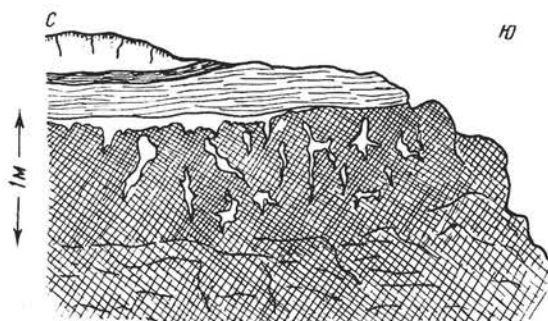
Такого рода элювированные породы залегают обычно в бортах котловин в основании акжарской свиты и часто связаны с пестроцветными глинами этой свиты постепенными переходами.

В коре выветривания верхнеолигоценый пятнистый элювий очень отчетливо выражен по р. Джаксы-Кайракты. Здесь хорошо видно, что плотные пятнистые глины верхнего олигоцена в основании разреза сменяются пятнистым элювием красных песчаников среднего карбона. В связи с этим красные железистые пятна, типичные для пятнистых глин верхнего олигоцена, в основании разреза сменяются реликтовыми пятнами красного каолинизированного песчаника (фиг. 7). К низам разреза процесс затухает, и пятнистый элювий (фиг. 8) сменяется сплошной толщей красных каолинизированных песчаников среднего карбона, лишь вверху пронизанных корневидными жилками и пятнами белого каолина (фиг. 9).



Фиг. 7. Постепенный переход пятнистого элювия в пестроцветные глины верхнего олигоцена (р. Джаксы-Кайракты)

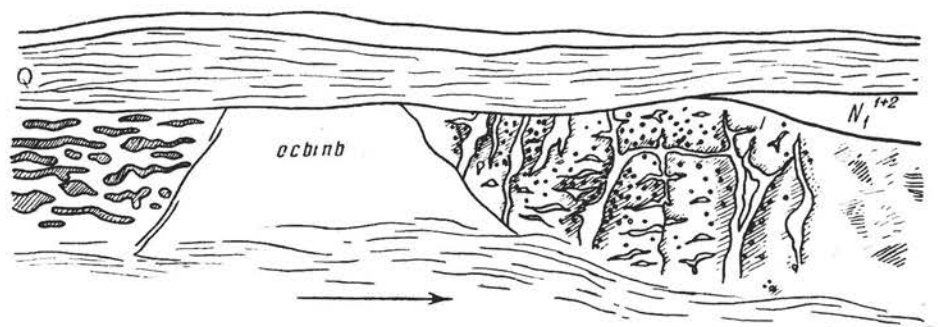
На отложениях тургайской свиты пятнистый элювий особенно хорошо выражен на красноцветных, богатых железистым бобовником глинах рр. Шулак-Сандык, Сандык-су и Ащелы (приток р. Жабай) и на красных бобовых железняках Ишим-Колутинского водораздела, р. Акжар (приток р. Аши-Тасты) и в других местах.



Фиг. 9. Корневидные обеленные прожилки в вишнево-красном каолинизированном песчанике среднего карбона (р. Джаксы-Кайракты)

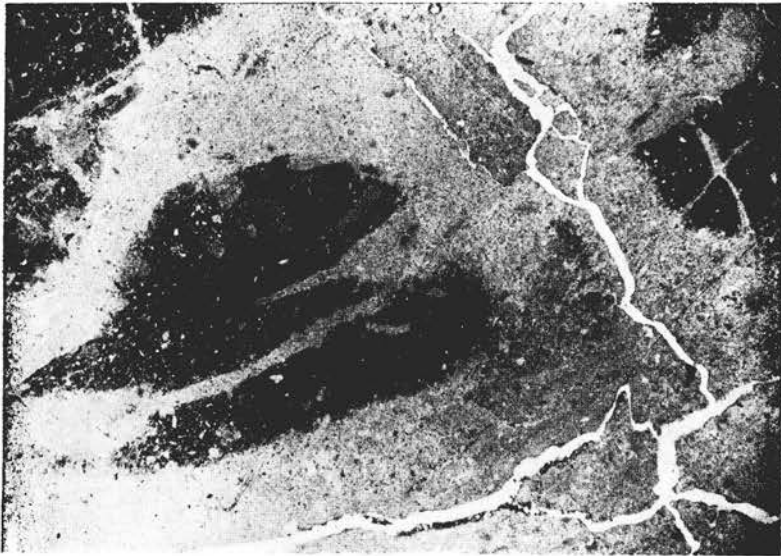
В разрезах по рр. Шулак-Сандык, Сандык-су и Ащелы хорошо видно, как под влиянием элювиального процесса в красных глинах тургайской свиты появляются жилки, пятна и прожилки серовато- или зеленовато-белой глины, а в верхних наиболее интенсивно переработанных горизонтах вся масса породы превращена в серовато-белую с красными пятнами глину

(фиг. 10). Местами можно проследить все стадии этого сложного метасоматического процесса. В начальных стадиях в глинистой толще появляются корневидно-уходящие на глубину метасоматического типа жилки, сложенные плотной серовато-белой глинистой массой, мощностью от долей сантиметра до 3—5 см. В одних случаях жилки резко отграничены от вмещающей их красной глины, в других — как бы связаны с ней постепенными переходами. Если глинистая толща, подвергшаяся изменению, была насыщена бобовинами бурого железняка, то жилки как бы раз-



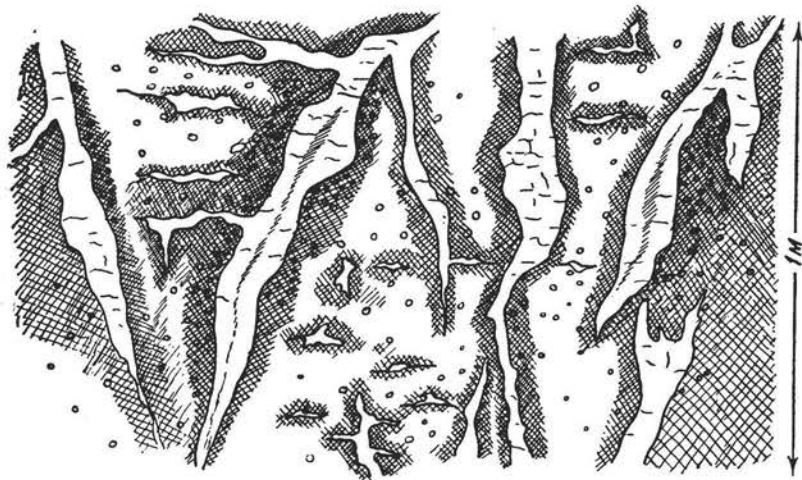
Фиг. 10. Пятнистый элювий на красных богатых железистым бобовником глинах верхнего олигоцена по р. Ащелы. Q — четвертичные аллювиальные отложения;  $N_1^{1+2}$  — зелено-серые глины нижнего и среднего миоцена

двигают бобовины, которые, как и красные пигментирующие глину частицы, скапливаются в контакте этих жилок (фиг. 11). Повидимому, прожилки серой глины оттесняют в края и железистые частицы, пигментирующие глинистую массу. В тех же случаях, когда жилки имеют неясные, расплывчатые контуры, железистые бобовины в контакте с серовато-белыми глинистыми жилками приобретают белесую или буровато-белую окраску в связи с выносом из них окислов железа. На следующей стадии от вертикальных жилок в стороны начинают отходить более мелкие



Фиг. 8. Микроструктура пятнистого элювия (остаточные цветные пятна в осветленной массе каолина)

горизонтально вытянутые жилки, и глинистая толща приобретает штокверковое строение. Затем штокверк из серых прожилков постепенно сливается в сплошную прямоугольную сетку, жилки расплываются и разра-



Фиг. 11. Концентрация железистого пигмента и железистых бобовин (темнос) в контакте с серовато-белыми глинистыми жилками (р. Ащелы)

стаются в краях, и штокверковая структура постепенно сменяется пятнистой. При этом железистые бобовины скапливаются в красных реликтовых участках глины. Обычно бобовины сохраняются и в основной серовато-белой элювиально переработанной глинистой массе, но здесь бобовины обычно обесцвечены и имеют белесо-бурую окраску.

Следы выветривания иногда обнаруживают и пласты красного бобового железняка, залегающего линзами среди отложений тургайской свиты, и глиноземистые железняки аркалыкской свиты.

В процессе выветривания в красном бобовом железняке тургайской свиты появляются белесые размытые пятна. В тех случаях, когда бобовый железняк представлен сильно песчанистой породой, обеленные участки сложены разрыхленной белесой песчанистой массой. В глиноземистых железняках аркалыкской свиты червевидно-бобовой структуры порода сначала утрачивает стекловатый блеск, но сохраняет твердость и окраску, затем становится хрупкой и начинает легко раскалываться молотком. При этом, в связи с пелитизацией гиббсита, в породе появляются тонкие жилки голубовато-белой восковидной глины. Голубовато-белый глинистый налет иногда окутывает и железистые бобовины. Порода становится еще более хрупкой, ломкой и легко раскалывается руками, а бобовины легко выкрашиваются и выпадают из породы.

#### 8. ВТОРИЧНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

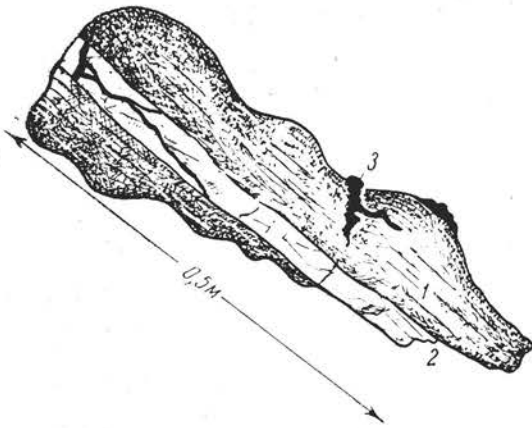
Образование толщи глинистого элювия, как это видно из приведенных химических анализов пород коры выветривания, сопровождается мощным

выносом ряда компонентов, главным образом кремнезема, щелочей и щелочных земель, а на конечных этапах — и окислов железа. Эти компоненты, выносимые в процессе выветривания, могут фиксироваться в толще глинистого элювия или уноситься водным потоком за пределы коры выветривания. Так, в коре выветривания алюмосиликатных пород мы часто встречаем жилы гидрогематита, генетически связанные с выносом окислов железа в процессе обеления верхних горизонтов коры выветривания. Значительно реже встречаются прожилки опала (целиканиты сошки Косшоку), стяжения гидроокислов марганца, гипс и гнезда известковистых пород.

Как правило, более сильно минерализованы продукты выветривания ультраосновных пород. Здесь обычно развиты прожилки опала, водных никелевых силикатов и жилы магнезита. Но на Златогорском массиве профиль выветривания гипербазитов сильно размывает и видоизменен позднейшими процессами. С формированием основного профиля выветривания

здесь связано лишь образование жил магнезита, значительно позднее видоизмененных в доломит. Образование бурых охристых серпентинитов, по аналогии с Уралом, по видимому, следует считать значительно более поздним процессом, наложенным на основной профиль выветривания.

Гидрогематит — лимонитовые жилы в хорошо сохранившейся толще глинистого элювия (фиг. 12), как правило, концентрируются в верхних обеленных горизонтах коры выветривания (фиг. 13). В нижних горизонтах, в плотных осветленных и пелитизированных породах окислы железа не образуют ясно оформленных жил, а только пропитывают породо



Фиг. 12. Лимонитовая жила (1) почковидного строения, образовавшаяся вдоль кварцевой жилки (2) с корочками гидроокислов марганца (3)

роду вдоль трещин, сообщая ей более или менее ясно выраженное штокверковое строение (фиг. 14). Местами отчетливо видно, что жилы бурого железняка корневидно опускаются на глубину и оканчиваются недалеко от поверхности (фиг. 15).

Повидимому, процесс отложения окислов железа имел место в размывом уже покрове коры выветривания, так как выступающие из-под рыхлого покрова останцы плотных пород подошвы коры выветривания в некоторых случаях также подверглись ожелезнению (лимонитизированные сланцы).

Первоначально эти жилы и стяжения, повидимому, были сложены красными окислами железа, но позднее были лимонитизированы в связи с гидратацией гидрогематита.

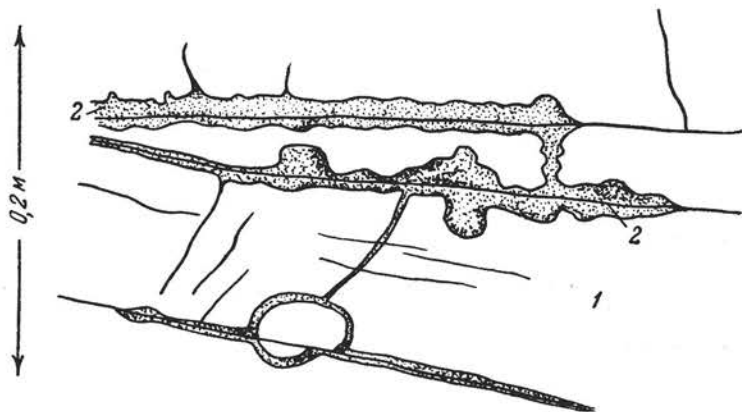
Процесс побурения гидрогематитовых жил, повидимому, очень молодой, вероятно всего современный. Интересно отметить, что в верхнеолигоценых пестроцветных глинах щебенка этих пород представлена еще гидрогематитом. На современных выходах переход гидрогематита в лимонит прослеживается очень отчетливо. Участки гидрогематитового со-

става обычно имеют темную вишнево-красную окраску и дают красную черту. В процессе гидратации гидрогематита порода постепенно бурет, приобретает желто-бурую или коричнево-бурую окраску, свойственную лимониту (черта бурая), а затем в некоторых случаях становится охристо-бурой, очевидно, в связи с разрыхлением породы и образованием охры.



Фиг. 13. Столбы размыва в каолинизированных кембрийских песчаниках с каркасом из лимонитовых жил (р. Кызыл-су)

Процесс лимонитизации гидрогематитовых жил сопровождается обохриванием вмещающей глинистой толщи и образованием охристо-бурых каолинов и обохренных пород. Последние, в зависимости от эрозионного среза, образуются за счет пород всех четырех горизонтов.



Фиг. 14. Характер пропитывания пелитизированных пород (1) окислами железа (2) вдоль трещин

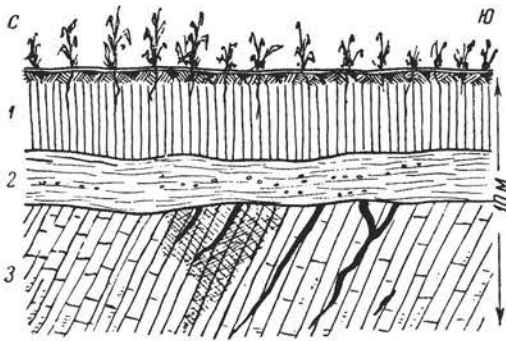
Гидрогематит-лимонитовые жилы широко развиты в коре выветривания нижнепалеозойских и протерозойских пород (Ишим-Колутонский водораздел, рр. Шарык, Кызыл-су и др.). В некоторых случаях они ассоциируют с выходами третичных железистых песчаников.

Направление лимонитовых жил часто совпадает со сланцеватостью вмещающих пород, но вместе с тем лимонитовые жилы и почковидные натеки часто используют разные системы трещин. Ожелезнению часто подвергаются и слоечки песчаника, выделяющиеся своей большей проницаемостью в каолинизированной толще сланцев. Иногда ожелезнению

подвергаются и выходы плотных, мало выветрелых сланцев и песчаников, такого типа ожелезненные породы широко развиты на Ащелы-Ишимском водоразделе в области распространения силурийских пород.

Интересно, что лимонитовые жилы очень охотно следуют кварцевым жилам. Очевидно, здесь играет роль степень проницаемости пород для растворов. Такие жилы лимонита часто принимаются за железные шляпы и разведываются.

Марганцевые выделения также связаны с поверхностными процессами верхнеолигоценового возраста. Марганцевые окислы,



Фиг. 15. Корневидный характер жил лимонита (р. Конур)

1 — суглинки; 2 — темнокрасные глины; 3 — каолинизированные сланцы с жилами лимонита

как и гидроокислы железа, очень часто ассоциируются с кварцевыми жилами. С появлением такой марганцевой рубашки кварцевые жилы становятся черными и часто кажутся сильно оруденелыми. Примером может служить большая кварцевая жила меридионального простирания на западном склоне горы Кинес (Колутонский район). Черные марганцевые налеты постоянно наблюдаются и на отмытой от глинистого элювия кварцевой щебенке, рассеянной на поверхности выходов коры выветривания преимущественно нижнепалеозойских пород. Среди омарганцованной кварцевой щебенки иногда встречаются обломки «рудной брекчии», состоящей из мелких остроугольных обломков кварца, сцементированных пеломеланом и вадом. Такого типа «рудные брекчии» и омарганцованные сланцы с сопки Арда-Саккан, по Г. Е. Быкову (1933), имеют следующий состав (табл. 5).

Таблица 5

Минеральный состав  
(в %)

Обломок «рудной брекчии» с. Арда-Саккан	Mn	Fe
	22,44	0,74
Штуф оруденелого сланца с. Арда-Саккан . . . . .	42,68	3,02

Значительно реже встречаются марганцевые желваки, представляющие собой черные почковидно-натечные образования, величиной до 10 см. Такого типа марганцевые стяжения были встречены на Колутон-Ишимском водоразделе в районе пос. Астраханки. Здесь марганцевые почковидные образования встречаются на поверхности глинистых плешин коры выветривания по соседству с выходами красных яшм.

Известковистые стяжения встречаются в глинистом элювии в виде гнезд размером до 0,5 м. Обычно они имеют очень характерную



гороховидную жилковую поверхность, но по плотности и характеру раскола могут быть легко приняты за плотную, мало выветрелую породу. Образование их связано, повидимому, с эпохой отложения пятнистых верхнеолигоценых глин, судя по тому, что этого типа карбонатные стяжения часто прослеживаются из пестрых олигоценых глин в толщу глинистого элювия (например, р. Джаксы-Кайракты). Значительно реже в коре выветривания можно видеть жилки и корочки кристаллического кальцита (разрез по р. Конур у пос. Добровольского).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

История развития коры выветривания северо-западной части Казахского нагорья кратко может быть представлена в следующем виде.

1. П е н е п л е н и з а ц и я. Условием для образования нижне-мезозойской коры выветривания послужили тектоническая стабилизация Казахского нагорья к концу палеозоя и размыв в триасе этой горной страны с образованием почти равнины. Выравнивание страны протекало в сухом и жарком климате триаса в условиях преобладания физического выветривания.

2. Р а з в и т и е к о р ы в ы в е т р и в а н и я. На границе верхнего триаса и нижней юры на поверхности выравненной страны в условиях континентального режима и субтропического климата развиваются мощные процессы химического выветривания, в связи с чем на породах складчатого палеозойского основания образуется мощный элювиальный покров коры выветривания. В связи с эволюцией климата от сухого жаркого до жаркого влажного кора выветривания приобретает зональное строение: образуются три нижних зоны профиля, т. е. формируется основной профиль коры выветривания.

а) На первых этапах, в условиях сухого жаркого климата развивается зона выщелоченных, осветленных пород.

б) Затем, в условиях переменновлажного климата, по выщелоченным и осветленным породам образуется горизонт глинистого элювия сложного минерального состава.

в) Дальнейшее увлажнение климата приводит к разложению верхних горизонтов глинистого элювия с образованием краснозема. Образуется горизонт цветных каолинов.

3. Р а з м ы в и и з м е н е н и я к о р ы в ы в е т р и в а н и я. Возникшая в нижнем мезозое кора выветривания в дальнейшем подвергается размыву и изменению. Эти преобразования в разные времена были крайне разнообразны и пока еще полностью не выявлены.

а) Ю р а — верхний мел. В этот период Казахское нагорье, повидимому, не испытывало значительных поднятий и погружений, о чем свидетельствуют сохранившийся покров коры выветривания и отсутствие осадков данного возрастного интервала. Только в грабенообразных впадинах рр. Иман-Бурлук и Муккур на крайнем северо-западе откладываются угленосные отложения юрского возраста.

б) П а л е о ц е н — с р е д н и й о л и г о ц е н. На восточном склоне Тургайского прогиба, начиная со среднего эоцена до нижнего олигоцена включительно, преобладают морские условия. На Казахском нагорье в это время накапливаются континентальные осадки: глиноземистые железняки аркалыкской свиты и кварцевые пески с караваемы сливных кварцитовидных песчаников саксаульской свиты.

Жаркий переменновлажный субтропический климат начала палеогена приводит к оживлению процессов выветривания. Древняя кора выветри-

## История развития коры выветривания северо-

Характер отложений	Формирование основного профиля коры выветривания		Процессы выветривания,				
	Триас	Триас — юра		Юра — верхний мел	Низы палеогена		
	К л и м а т						
	—	Сухой, жаркий	Жаркий, переменновлажный	Жаркий влажный	—	Жаркий, переменновлажный	
Покровные отложения	—	—	—	—	Континентальные осадки юры	Накопление углистых глин с линзами глиноземистых пород и сухарных глин	
Кора выветривания	Продолжающийся размыв горной страны с образованием пенеплена		1) Горизонт выщелоченных осветленных пород (зона гидратированных минералов)	2) Горизонт глинистых образований сложного состава (зона гидрослюд и гидрохлорита)	3) Горизонт цветных каолинов и красных охр (зона каолинита и гидрогематита)	Размыв (кора выветривания сохранилась главным образом в депрессиях тектонического рельефа)	Процессы выветривания, сходные с триас-юрским процессом выветривания (?)

вания претерпевает новые изменения и преобразования, повидимому, сходные с нижнемезозойскими процессами выветривания.

В верхнем же эоцене в условиях сухого субтропического климата процессы выветривания приобретают пустынный характер, в связи с чем в кварцевых песках верхнего эоцена развиваются горизонты сливных кварцитовидных песчаников с кремнистым цементом.

В среднем олигоцене море покидает пределы Тургайского прогиба и в области всего Казахстана наступают континентальные условия.

в) Верхний олигоцен. В верхнем олигоцене рост сводового поднятия Казахского щита приводит к дифференциации отдельных его частей и образованию областей поднятия, на которых происходит размыв

Таблица 6

## западной части Казахского нагорья

захватившие сформировавшуюся кору выветривания и покровные отложения

Верхний эоцен	Нижний и средний олигоцен	Верхний олигоцен		Нижний — средний миоцен	Четвертичный период
		тургайская свита	акжарская свита		
К л и м а т					
Сухой	Более влажный	Умеренный	Влажный	Сухой	—
Накопление кварцевых песков с караваями кварцитовидных песчаников	Морские и континентальные осадки	Накопление в процессе размыва коры выветривания кварцевых песков и каолиновых глин с прослойками бобовых железняков и кремнистых пород с попутным обелением всей толщи	Отложение пестроцветных глин и образование горизонтов пятнистого элювия на бобовых железняках и красных глинах тургайской свиты	Отложение гипсоносных монтмориллонитовых глин	Побурение красных бобовых железняков и красноцветных пород верхнего олигоцена
Вынос кремнезема	?	Обеление верхних горизонтов (вынос окислов железа) и образование у поверхности размыва жил красного железняка и марганцовых стяжений	Образование пятнистого элювия на красноцветных породах и отложение карбонатов	Образование у поверхности размыва жил монтмориллонита	Побурение охр, цветных каолинов и жил красного железняка

древней коры выветривания и тектонических депрессий, где накапливаются тонкие песчано-глинистые осадки переотложенных продуктов коры выветривания: кварцевые пески и каолиновые глины с линзами песчаных бобовых железняков тургайской свиты и своеобразные пестроцветные глины акжарской свиты.

Влажный умеренный климат верхнего олигоцена и общая приподнятость Казахского щита приводят к мощному развитию процессов выветривания. С этим периодом связано обеление верхних горизонтов красноцветной нижнемезозойской коры выветривания, а также субаэральных осадков аркалыкской и тургайской свит. На красноцветном нижнемезозойском элювии развивается горизонт обеленных пород: белых

каолинов, иногда включающих жилы красного железняка. Там, где верхний красноцветный горизонт коры выветривания размыт, обелению подвергается зона глинистых образований сложного состава.

Следы выветривания несут и отложения аркалыкской и тургайской свит: красноцветные глины и красные песчанистые и глиноземистые железняки. На красноцветных глинах развивается горизонт пятнистого элювия, а красные глиноземистые железняки в верхних горизонтах осветляются с образованием пелитизированных участков (пелитизация гиббсита).

Образование горизонта пятнистого элювия связано с эпохой отложения пестроцветных глин акжарской свиты.

Но наряду с этим сильная обеленность пород тургайской свиты в целом заставляет предполагать, что породы данной свиты испытали на себе воздействие процессов выветривания еще в процессе своего накопления.

Возможность такого процесса была обусловлена климатом, выровненным рельефом и субэаральными условиями осадконакопления.

г) М и о ц е н. Озерные впадины, заложенные в верхнем олигоцене, продолжают существовать и обнаруживают тенденцию к расширению. В условиях засушливого климата откладываются зеленые (монтмориллонитовые) и красно-бурые гипсоносные глины. В коре выветривания у поверхности размыта и в глинистых отложениях верхнего олигодена образуются прожилки монтмориллонита инфильтрационного характера.

д) П л и о ц е н и ч е т в е р т и ч н ы й п е р и о д. С этим временем связано новое поднятие Казахского нагорья. Закладывается новая эрозионная сеть. Водоразделы и склоны водоразделов покрываются плащом бурых делювиальных суглинков, а долины выполняются аллювием (суглинки, пески и галечники). Происходит интенсивный разрыв рыхлых отложений, покрывающих палеозойское основание. Размыв проходит глубоко, достигая уровня коренных пород. К настоящему времени рыхлые продукты коры выветривания сохранились лишь на водоразделах, связанных с областями относительного погружения, тогда как на тектонически приподнятых участках они почти целиком размыты.

Выведенные на поверхность красные железняки и красноцветные железосодержащие породы как коры выветривания, так и третичных отложений подверглись интенсивной гидратации и с поверхности превращены в бурые лимонитизированные и обохренные породы (табл. 6).

В заключение отметим, что кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья обнаруживает большое сходство с корой выветривания Южного Урала и центрального Каратау.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

- Б ы к о в Г. Е. Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Атбасарского района. Тр. Всес. геол.-развед. объедин., вып. 283, 1933.
- В е л и к о в с к а я Е. М. Бокситы восточной части Тургайской впадины. Тр. Всес. ин-та мин. сырья, т. 4, вып. 151, 1939.
- Г и н з б у р г И. И. и Р у к а в и ш н и к о в а И. А. Пеликаниты и опалы Кос-Шоку и сравнение их с украинскими. В сб.: Кора выветривания. АН СССР, вып. 1, 1952.
- П о н о м а р е в Д. Д. Зависимость месторождений некоторых полезных ископаемых от типа выветривания. Изв. Казахск. филиала АН СССР, серия геол., вып. 8, 1946.
- Ш л ы г и н Е. Д. Кора выветривания северо-восточного Казахстана. Проблемы сов. геол., т. 6, 10, 1936.
- Щ е р б и н а В. Н. «Аморфный» доломит и доломито-кальцит в серпентинитах Казахстана. ДАН СССР, т. 72, № 1, 1950.

---

*И. И. Гинзбург и И. В. Витовская*

## ВЫВЕТРИВАНИЕ ГРАНАТОВЫХ, АКСИНИТОВЫХ И ТРЕМОЛИТОВЫХ ПОРОД В ЗАСУШЛИВЫХ РАЙОНАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Как известно, скарны представляют собой своеобразные минеральные ассоциации, имеющие не только практический, но и теоретический интерес. Хотя минеральные ассоциации скарнов изучаются весьма давно и весьма детально, поведение скарнов в условиях выветривания почти не изучалось. В этом отношении особенного внимания заслуживают засушливые районы с их щелочной средой. Здесь процессы разложения минералов или окисления сульфидов лишь частично доходят до конечных продуктов в виде отдельных окислов и гидроокислов или весьма стойких силикатов, останавливаясь на разных стадиях образования переходных групп минералов. В районах с влажным климатом при температурных условиях, одинаковых с условиями засушливых районов, реакции разложения силикатов и сульфидов протекают в большинстве случаев быстрее, доходят до конца, и целый ряд продуктов разложения выносятся из сферы их возникновения грунтовыми водами. Промежуточные минералы или минералы, выпадающие из водных растворов, образуются в небольших количествах. В условиях замедленного процесса разложения в сухом климате, при большей концентрации растворов, создаются более благоприятные условия для образования и существования ряда стадийных и синтетических минералов разнообразного состава. Это относится не только к продуктам окисления сульфидов, но в равной степени и к продуктам разложения силикатов.

Примером выветривания в засушливых условиях может служить один из изученных нами участков, где в год выпадает всего 200 мм осадков (и то только в зимнее и осеннее время) при значительном дефиците влажности и при температуре, доходящей летом до 50—60°. Хотя кора выветривания и зона окисления образовались здесь в олигоцене или еще раньше, но и тогда климатические условия в этом районе были относительно сухими и после олигоцена изменялись в основном, за исключением кратковременных периодов, в сторону все большей и большей сухости.

Геологическое строение изученного участка, представленное весьма схематично, следующее. Северная часть сложена кварцевыми песчаниками, южная — известняками. Вдоль тектонического контакта этих пород запад-северо-западного простирания проходит зона скарнов мощностью до 5 м. Все эти породы пересечены дайкой гранит-порфиров северо-восточного простирания, к северу от которой скарны отсутствуют. В зоне скарнов встречаются кварцевые жилы небольшой мощности и дайки

кварцевых порфиров и фельзит-порфиров, большей частью сильно милонитизированных. Простираение их близко к простираению контакта известняков и песчаников.

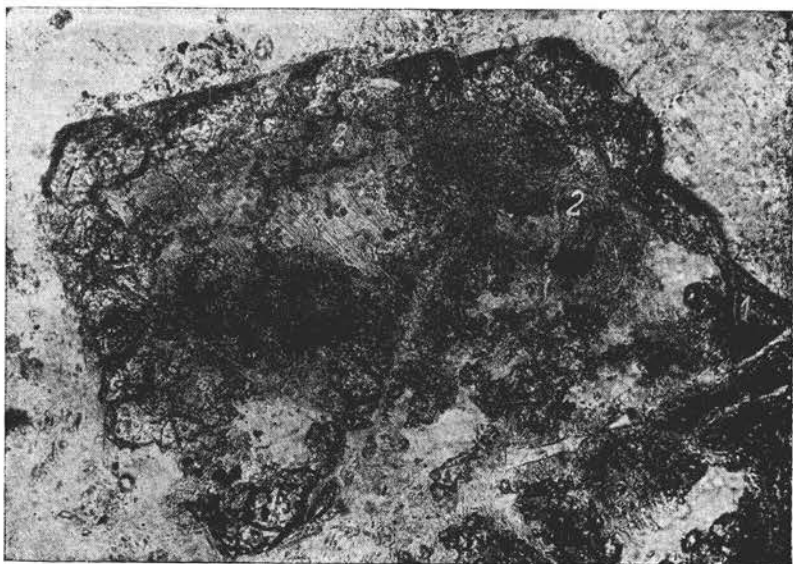
На контакте скарнов с вмещающими породами наблюдается зона ороговирования небольшой мощности. Скарны представлены следующими разновидностями: гранатовыми, широксеновыми, гранато-широксеновыми, кварцево-гранатовыми, гранато-аксинитовыми и аксинитовыми, тремолитовыми и гранато-тремолитовыми.

В указанных породах в качестве более поздних минералов отмечаются эпидот, хлорит, альбит, кварц и флюорит.

Изменение всех видов скарнов в зоне выветривания ведет к образованию монтмориллонита, который здесь является обычным конечным продуктом выветривания всех пород; частично образуются опал и халцедон, а также гидроокислы железа (в небольшом количестве) и марганца.

### 1. ВЫВЕТРИВАНИЕ ГРАНАТОВЫХ СКАРНОВ

Наибольший интерес представляет выветривание гранатов, являющихся основным компонентом этих пород. Гранаты в скарнах встречаются буровато-зеленого цвета, с показателем преломления больше, чем



Фиг. 1. Псевдоморфоза нонтронита по гранату (обр. № 313).

Николи ||. Увел. 150

1 — гранат; 2 — нонтронит

1,782; по составу являются кальциево-железистыми типа андрадита (см. табл. 1). Наблюдения под микроскопом показывают, что выветривание граната в нонтронит начинается по трещинкам и с краев зерен с образованием глубоких узких заливчиков, которые разрастаются до полной псевдоморфозы нонтронита по гранату (фиг. 1).

Конечные глинистые продукты разрушения граната представляют собой нацело нонтронитовые глины с редкими остаточными зернами или каемками зерен граната. Граница между зернами граната и нонтронит-

Таблица 1

Химический состав граната и образованного из него нонтронита

Компоненты	Гранат, обр. № 45		Нонтронит, обр. № 53	
	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	37,12	0,618	44,38	0,740
TiO <sub>2</sub> . . . . .	Следы	—	Следы	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,65	0,036	5,14	0,050
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	27,34	0,170	24,80	0,155
CaO . . . . .	29,49	0,526	3,19	0,057
MgO . . . . .	0,27	0,007	1,02	0,025
ZnO . . . . .	0,47	0,006	3,87	0,048
SO <sub>3</sub> . . . . .	Следы	—	Следы	—
Cl . . . . .	Нет	—	Нет	—
Pb . . . . .	Следы	—	Следы	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	—	—	2,93	0,163
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	0,45	0,025	12,43	0,691
П.п.п. . . . .	0,84	0,019	1,64	0,037
	99,63		99,40	

Аналитик А. И. Покровская

Обр. № 45 — (Fe, Al)<sub>2</sub> : CaO : SiO<sub>2</sub>  
1 : 2,6 : 3

Структурная формула граната следующая: Ca<sub>2,6</sub> (FeAl)<sub>2</sub> [SiO<sub>4</sub>]<sub>3</sub>

том всегда резкая. В некоторых случаях продукты разложения граната представляют собой агрегат мельчайших зерен граната, бурых гидроокислов железа, микрочешуйчатого нонтронита и опала.

Макроскопически нонтронит светлооливково-зеленый, микрочешуйчатый, парафиноподобный с шелковистым блеском. Под биноклем отдельные его чешуйки неразличимы. Под микроскопом он так же оливково-зеленый, со слабым плеохроизмом, следами спайности и прямым угасанием. Структуры его разнообразны. Встречаются крупно-, мелко- и микрочешуйчатые, а также столбчатые (в прожилках), веерообразные, радиально-лучистые структуры. Форма чешуек в крупно- и мелкочешуйчатых агрегатах прямоугольная или неправильная.

Показатели преломления нонтронита, измеренные для многих образцов, сильно колеблются — от 1,593 до 1,573 по Ng и от 1,571 до 1,563 по Np. Двупреломление изменяется в пределах от 0,010 до 0,029.

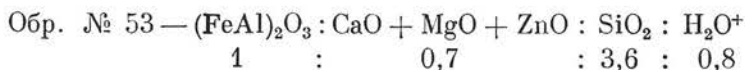
В воде набухает. Окраска органическими красителями типичная для минералов группы монтмориллонита: бензидином окрашивается в синий цвет; метиленовым голубым — в фиолетовый, сменяющийся зеленовато-голубым при прибавлении 2—3 капель KCl. При окрашивании родомитом Ж люминесценции раствора над осадком не наблюдалось.

ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ НОНТРОНИТА

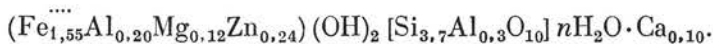
Данные химического анализа нонтронита (обр. № 53), а также химический анализ исходного граната (обр. № 45), приведены в табл. 1.

Недостаток Са в полученной формуле следует объяснить, повидимому, наличием в исследуемом образце свободного кремнезема в виде опала, который в форме тончайших трудно отделимых пленок пронизывает гранат.

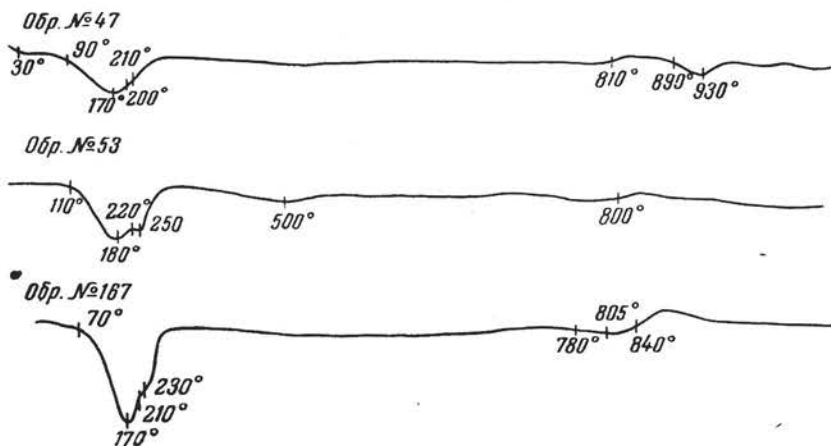
Образовавшийся из граната нонтронит дает следующие соотношения отдельных окислов:



Структурная формула нонтронита следующая:



Тип нонтронита бейделлитовый. Характерно присутствие значительного количества цинка и повышенное, по сравнению с гранатом, содержание магния. Количество  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  несколько уменьшилось, а  $\text{Al}_2\text{O}_3$  увели-



Фиг. 2. Кривые нагревания нонтронита (обр. № 47, 53) и монтмориллонита (обр. № 167)

чилось. Наличие 3,19% СаО свидетельствует о том, что небольшая часть граната (около 10%) осталась еще неразложенной. Возможно, что часть магния, если не весь магний, находится в форме хлорита.

Термическая кривая (обр. № 53, и обр. № 47, фиг. 2) достаточно типична: первый низкотемпературный эффект при температуре 170—180° небольшой (в сравнении с низкотемпературным эффектом типичных нонтронитов); площадка при 200—210° (обр. № 47) или 220—250° (обр. № 53) показывает наличие небольшого количества поглощенных оснований; второй характерный эндоэффект при 500° выделен; третий эндотермический эффект при 800—810° невелик.

Выползание второго эндоэффекта следует, видимо, приписать сильной дисперсности нонтронита.

Рентгенограмма минерала, образованного по гранату (обр. № 45, табл. 2), дает линии, характерные для шамозита, нонтронита и гётита. Кроме того, некоторые отдельные линии могут быть истолкованы как линии вермикулита и гидрогётита.

Так как кривые нагревания не показывают гётит-гидрогётитового эндоэффекта, то отсюда следует, что количество этого минерала, если



Таблица 2

Сравнительная таблица рентгенограмм обр. № 45, шамозита, нонтронита и гётита

№ колец	Обр. № 45		Шамозит, по Бриндлею		Нонтронит, по Грунеру		Гётит	
	d	i	d	i	d	i	d	i
1	12,05	Ср.			15,4	Оч. сл.	—	—
2	7,01	Сл.	7,04	10			—	—
3	4,80	Сл.	4,66	2	4,80	Сл.	—	—
4	4,36	Сл.	4,27	0,5	4,56*	Оч. сл.	—	—
5	3,83	Ср.	3,89	1	—	—	—	—
6	3,45	Оч. сл.	3,51	10	—	—	—	—
7	2,77	Сл.	—	—	2,79	0,5	—	—
8	2,68	Сл.	2,67	4	2,64*	Сл.	2,68	10
9	2,52	Ср.	2,514	9	2,56*	Сл.	—	—
10	2,44	Ср.	2,40	4	2,43*	Сл.	2,44	10
11	2,29	Ср.	2,33	0,5	2,27	0,5	2,27	0,5
12	2,24	Сл.	2,269	0,5	—	—	2,24	4
13	2,15	Оч. сл.	2,137	6	—	—	2,16	3
14	1,95	Сл.	—	—	—	—	1,95	10
15	1,80	Сл.	1,89	1	—	—	1,80	2
16	1,75	Сл.	1,765	4	1,72	Сл.	—	—
17	1,63	Ср. р.	—	—	1,67	Сл.	—	—
18	1,51	Сл.	1,552	7	1,52*	Сл.	—	—
19	—	—	1,518	3	1,48	2	1,46	8
20	1,46	Сл.	1,42	1	—	—	—	—
21	—	—	1,358	0,5	—	—	—	—
22	1,34	Сл.	1,344	0,5	1,32*	Оч. сл.	—	—
23	—	—	1,323	0,5	1,30*	Оч. сл.	—	—
24	1,29	Сл.	—	—	—	—	1,29	2
25	1,27	Сл.	—	—	1,26*	Оч. сл.	1,27	2
26	1,22	Сл.	—	—	1,23	0,5	—	—

\* По Нагельшмидту.

только он присутствует, весьма небольшое. Возможное присутствие вермикулита и гидробиотита подтверждается наличием эндотермического эффекта в образце № 47 при 930°.

На рентгенограмме (табл. 2) линии № 2, 6, 8, 12, 16 и 20 относятся к хлориту типа шамозита. Линия № 1 встречается у хлоритов, но характерна и для монтмориллонита. Линии № 3, 7, 11, 17, 22 сходны с линиями нонтронита; некоторые линии связаны с гётитом. Хотя указанный спектр линий (обр. № 45) напоминает линии шамозита, однако хлоритовых эффектов на кривой нагревания не отмечается.

Противоречивые результаты исследования могут быть объяснены только неоднородностью состава образцов, подвергшихся изучению. Так, в образце нонтронита, из которого получена кривая нагревания, могла оказаться небольшая примесь продуктов выветривания биотита. В ряде случаев при оптическом исследовании удавалось наблюдать, что нонтронит в гранатовых скарнах образуется также по хлориту. Под микроскопом хлорит наблюдался в трещинках в слабо измененном гранате и в виде реликтовых листочков среди массы нонтронита. Хлорит в шлифе

71,

слабозеленоватый с неясным плеохроизмом до бесцветного. Для него определены  $Ng' = 1,593$ ;  $Np' = 1,588$  и  $Ng' - Np' = 0,005$ . Структура агрегатов хлорита веерообразная, радиально-лучистая и, реже, мелко-чешуйчатая. Веерообразные и радиально-лучистые структуры являются, вероятно, результатом образования псевдоморфоз нонтронита по хлориту.

Кроме нонтронита, при выветривании граната по прожилкам образуются также гидроокислы железа в виде пелитоморфных зерен и пленок в ассоциации с нонтронитом. Они являются конечным продуктом разложения граната и нонтронита. Иногда количество гидроокислов железа бывает весьма значительным.

Освободившийся при разложении нонтронита кремнезем дает начало образованию хлоропала. Под микроскопом хлоропал представляет собой нонтронит, почти полностью замещенный микрозернистым халцедоном. Чешуйки халцедонизированного нонтронита очерчены тонкими пленками гидроокислов железа.

В других случаях нонтронит полностью замещается опалом, причем нонтронит остается в виде оторочки вокруг разъеденной опалом внутренней части чешуйки, благодаря чему сохраняется чешуйчатая структура нонтронита. Дальнейшее замещение опалом ведет к полному уничтожению реликтов нонтронита. В таких окремненных продуктах выветривания гранатов все же удается наблюдать остатки нонтронита и реликты граната.

Сравнивая продукты выветривания гранатовых скарнов в изученном районе с аналогичными породами Северного и Южного Урала, отмечаем, что в коре выветривания на Северном Урале гранаты целиком превращаются в гётит и гидрогётит, на Южном Урале они также в большей своей части превращаются в гидроокислы железа и только лишь частично — в хлорит, типа шамозитов, нонтронит и хлоропал, образуя даже богатый, свободный от серы тип железной руды. В изученном же нами районе гранатовые скарны целиком превращены в нонтронит и хлоропал, и только в самых верхних горизонтах и вдоль трещин они разлагаются до гётита и гидрогётита. Это доказывает, что не только теперь, но и в прошлом, в период образования древних кор выветривания, климатические условия Центрального Казахстана и Южного Урала были весьма различными: более влажными на Урале и более сухими в изученной нами части Казахстана.

## II. ВЫВЕТРИВАНИЕ АКСИНИТСОДЕРЖАЩИХ СКАРНОВ И СУЩЕСТВЕННО АКСПИТОВЫХ ПОРОД

Аксинит образует прожилки и скопления в породах скарнов и значительные мономинеральные участки на контакте скарнов с дайками и кварцевыми жилами.

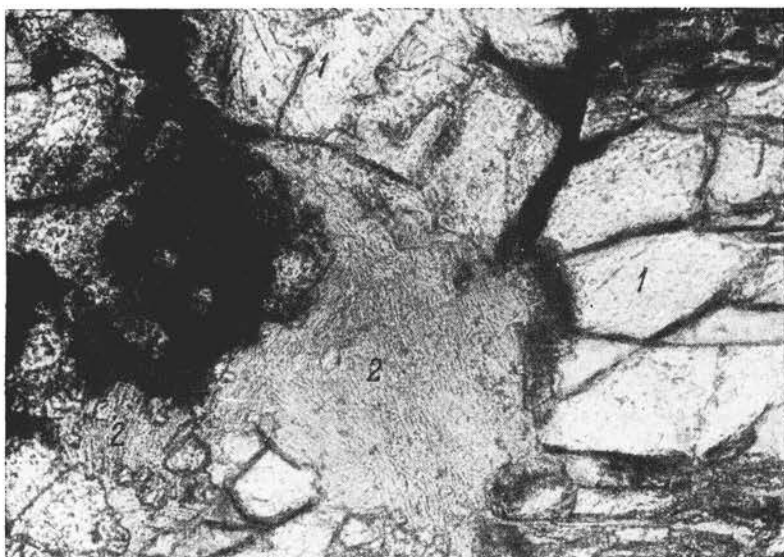
Свежий аксинит макроскопически стеклянно-прозрачный, светлосерого и буровато-серого цвета. При изменении становится мутным, непрозрачным. Структура агрегатов аксинита средне- и крупнозернистая или радиально-лучистая. Под микроскопом бесцветный, в виде неправильных, часто клиновидных зерен с волнистым или пламенеvidным угасанием.

Показатели преломления обычно отвечают следующим величинам:  $Ng' = 1,692$ ,  $Np' = 1,680$ ,  $Ng' - Np' = 0,012$ . Тона интерференции серые или характерные аномальные голубовато-серые или бурые. Высокие показатели преломления аксинита позволяют отнести его к марганцаксиниту с значительным содержанием марганца.

Под воздействием поздних гидротермальных растворов аксинит метасоматически замещен биотитом.

**Биотит**, образующийся по аксиниту, наблюдается в единичных случаях в шлифах и в иммерсионных препаратах. Он сохраняется в виде реликтов среди листочков гидробиотита, в который он переходит. В зоне гипергенеза наблюдается несколько стадийных продуктов выветривания биотита.

**Гидробиотит** встречается в значительном количестве, давая отдельные скопления. Для него определено (обр. № 188)  $Ng' = 1,587$ ,  $Np' = 1,557$  и  $Ng' - Np' = 0,030$ . Окраска гидробиотита под микроскопом темнубурая до зеленовато-бурой, с ясным плеохроизмом. Гидробиотит наблюдался чаще всего в тех образцах аксинитовых скарнов, где преобладает неизмененный аксинит, т. е. в скарнах, слабо затронутых выветриванием (фиг. 3).



Фиг. 3. Гидробиотит в аксинитовом скарне (обр. № 188а). Никколи ||. Увел. 90

1 — аксинит; 2 — гидробиотит

Под микроскопом ясно видно, как листочки гидробиотитовой слюды располагаются по периферии и по трещинам зерен аксинита.

Гидробиотит, в свою очередь, переходит в **монтмориллонит**.

Показатели преломления, определенные для глинистых продуктов выветривания аксинитового скарна из ряда образцов, дали возможность установить, что они постепенно понижаются. Это понижение отвечает постепенному изменению гидробиотита в монтмориллонит через стадию гидрослюд весьма непостоянного состава.

Так, переходные к монтмориллониту разности гидрослюды по гидробиотиту имеют меняющиеся показатели преломления:  $Ng = 1,554 - 1,548$ ,  $Np = 1,546 - 1,533$ ,  $Ng - Np = 0,008 - 0,015$  (обр. № 153).

Показатели преломления как  $Ng$ , так и  $Np$  крайне низки для гидрослюды по мусковиту, но характерны для переходных разностей гидробиотит-вермикулитов в монтмориллонит.

Под бинокляром эти разности гидрослюды буровато-зеленого цвета сохраняют чешуйчатую структуру. Под микроскопом наблюдается слабый плеохроизм и ясная спайность.

Монтмориллонит из этого же образца (обр. № 153) отличается под бинокляром парафиноподобным обликом, а под микроскопом — отсутствием спайности и плеохроизма, светлой окраской и микрочешуйчатой структурой. Показатели преломления монтмориллонита по  $n_g = 1,540$ ,  $n_p = 1,533$ ,  $n_g - n_p = 0,007$ .

Окраска органическими красителями глинистых продуктов этого образца указывает на наличие минерала типа монтмориллонита. Бензидином суспензия глинистых продуктов окрашивается в глубокий синий цвет. Метиленовым голубым окраска суспензии сине-фиолетовая, изменяющаяся при прибавлении двух-трех капель KCl до зеленовато-голубой. Обе реакции характеризуют минерал типа монтмориллонита. С родамином Ж наблюдается слабая люминесценция раствора над осадком.

Аналогичную картину окрашивания органическими красителями мы наблюдали и для другого образца глинистых продуктов выветривания аксинитового скарна (обр. № 168). Показатели преломления монтмориллонита из этого образца близки к приведенным выше (обр. № 153):  $n_g = 1,542$ ,  $n_p = 1,533$ ,  $n_g - n_p = 0,009$  (обр. № 168).

Образцы сильно выветрелого аксинитового скарна (обр. № 167 и 29), представленные глинистыми тонкодисперсными продуктами серовато-белого цвета, окрашиваются органическими красителями, как монтмориллонит.

Тонкодисперсный серовато-белый монтмориллонит под бинокляром парафиноподобный. Сильно разбухает в воде. В иммерсии под микроскопом представляется совершенно однородным, без видимых чешуек гидрослюды.

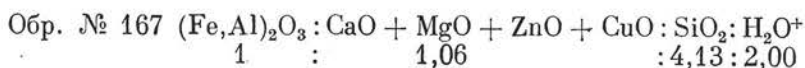
Таким образом, имеются все основания полагать, что в этом образце мы имеем дело с минералом типа чистого монтмориллонита, почти без примеси гидрослюды. Несмотря на это, изученный образец, как показали многочисленные измерения, имеет все же меняющиеся в значительных пределах показатели преломления:  $n_g = 1,530 - 1,517$ ,  $n_p = 1,516 - 1,501$  (обр. № 167).

Двупреломление при этом изменяется слабо — от 0,015 до 0,011. Понижение показателей преломления, как установлено, связано с осветлением окраски минерала, что объясняется выносом железа по мере выветривания.

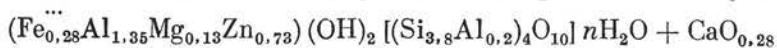
Химический анализ монтмориллонита (обр. № 167) приведен в табл. 3.

Анализ образца № 167 обращает на себя внимание своим высоким содержанием  $ZnO$  (6,35%), присутствием  $CuO$  (1,32%),  $PbO$  (0,47%) и незначительным содержанием  $MgO$ . Пока трудно сказать, какие из трех обнаруженных металлов, кроме магния, и в каком количестве входят в решетку минерала и какие адсорбированы. Сорбированной, вероятно, следует считать только незначительную часть  $ZnO$ . Содержание  $ZnO$  в количестве 6,35% для цинкового монтмориллонита весьма велико (Росс приводит анализ цинкового монтмориллонита всего с 3,82%  $ZnO$ ). Часть  $CaO$  связана с  $CO_2$  (п. п. п.) в карбонат кальция, а часть адсорбирована. Часть  $Fe_2O_3$  и весь  $MnO$  являются свободными, так как темнотурные тонкие пленки гидроокислов марганца и железа пронизывают массу монтмориллонита по трещинам и трудно отделимы. Так как нам неизвестно, какое количество  $Fe_2O_3$  находится в свободном виде, а какое — в связанном, то, приняв всю  $Fe_2O_3$  входящей в решетку монтмориллонита, полу-

чаем следующее отношение окислов:



Структурная формула монтмориллонита выразится в следующем виде:



Термическая кривая обр. № 167 (фиг. 2) несколько отличается от обычной кривой монтмориллонита. Первая глубокая эндотермическая остановка при 170° и эндозффект при 210—230° (связанный с выделением

Таблица 3

Данные химического анализа монтмориллонита

Компоненты	Монтмориллонит, обр. № 167	
	Вес. %	Молек. колич.
SiO <sub>2</sub> (своб.)	8,55	0,142
SiO <sub>2</sub>	41,15	0,686
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,37	0,141
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,00	0,025
MgO	0,98	0,024
CaO	2,88	0,051
CuO	1,32	0,017
ZnO	6,35	0,078
MnO	0,04	0,0006
PbO	0,47	0,0002
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,99	0,333
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	12,90	0,717
П.п.п.	0,54	0,012
SO <sub>3</sub>	Следы	—
Сумма	99,54	—

Таблица 4

Рентгенограмма Zn-монтмориллонита обр. № 167

№ п/п	Интенсивность	d
1	10	14,590
2	6	4,900
3	8	4,450
4	3	3,680
5	6	3,320
6	3	2,950
7	1	2,790
8	1	2,660
9	5 разм.	2,550
10	3	1,690
11	3	1,642
12	1	1,578
13	1	1,533
14	6 разм.	1,490
15	1	1,368
16	1 разм.	1,289
17	1 разм.	1,243

Аналитик Н. Н. Слудская

воды поглощенных оснований) обычны. Но вторая эндотермическая остановка сильно выположена, что, повидимому, следует связывать с очень тонкой дисперсностью минерала. Третья эндотермическая остановка при 805° несколько занижена по сравнению с типичными монтмориллонитами (870°). За ней следует небольшая экзотермическая остановка 840°, которая не встречается в глиноземистых разностях обычных монтмориллонитов и которая, вероятно, связана с присутствием в анализированном образце примеси цинка. Рентгенограмма исследуемого обр. № 167 дает линии, типичные для монтмориллонита.

Монтмориллонит в аксинитовых скарнах наблюдается по трещинам и в виде неправильных скоплений в зернах аксинита (фиг. 4, обр. № 29) или представлен полными псевдоморфозами монтмориллонита по аксиниту (фиг. 5, обр. № 167), причем часто сохраняется клиновидная структура аксинита.



Фиг. 4. Скопление монтмориллонита в зернах аксинита (обр. № 29).  
Николи ||. Увел. 46

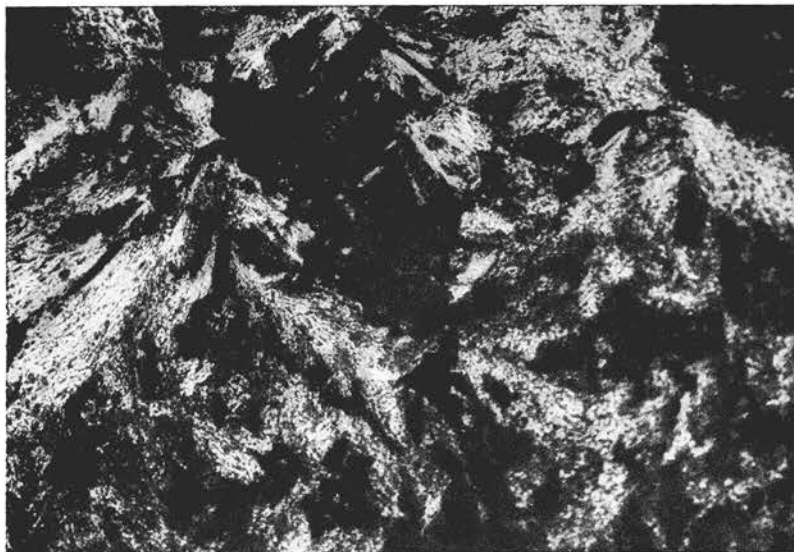
1 — аксинит; 2 — монтмориллонит



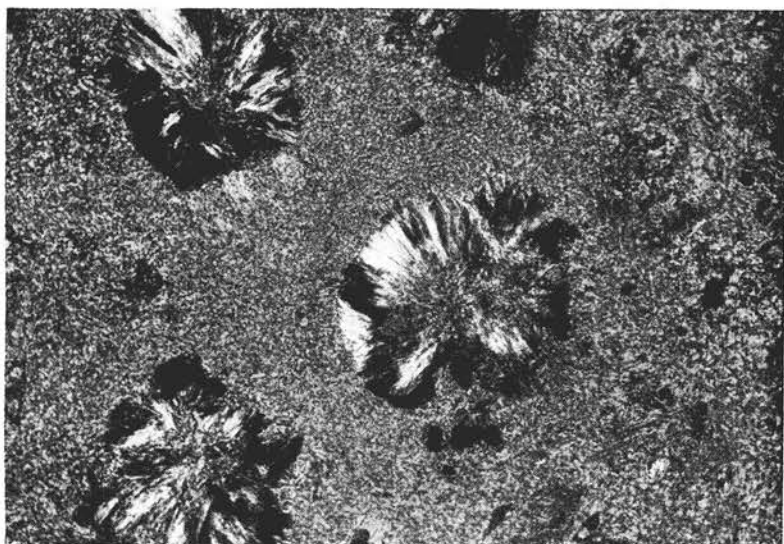
Фиг. 5. Псевдоморфоза монтмориллонита по клиновидным зернам  
аксинита (обр. № 167). Николи +. Увел. 46

### III. ВЫВЕТРИВАНИЕ ТРЕМОЛИТОВЫХ ПОРОД

Талькоподобный глинистый минерал (пираллолит). На изученном участке был встречен и исследован глинистый минерал, обладающий свойствами, промежуточными между тальком и монтмориллонитом. Этот глинистый минерал образуется в зоне дробления по



Фиг. 6. Полные псевдоморфозы талькоподобного глинистого минерала по тремолиту (обр. № 291). Николи +. Увел. 150



Фиг. 7. Сферолиты талькоподобного глинистого минерала в микрокристаллической основной массе того же состава (обр. № 277). Николи +. Увел. 190

тремолитовым породам. Под микроскопом в шлифах наблюдаются все стадии замещения тремолита талькоподобным глинистым минералом. В конечных стадиях выветривания тремолита образуются зеленовато-белые и серовато-белые глинистые породы, которые представляют собой либо полные псевдоморфозы талькоподобного микрокристаллического минерала по тремолиту веерообразной структуры (фиг. 6, обр. № 291), либо

обнаруживают микрочешуйчатую структуру основной массы, в которую погружены сферолиты (0,02—0,05 мм) того же состава из более крупных чешуек глинистого минерала (фиг. 7, обр. № 277). Среди сферолитов находятся очень мелкие (0,02—0,05 мм) реликтовые зерна тремолита. В некоторых случаях удалось наблюдать на границе зерен тремолита и основной массы светлозеленый чешуйчато-лиственный минерал с более низким рельефом, неясным плеохроизмом и слабым двупреломлением.

Показатели преломления талькоподобного минерала соответственно равны по  $N_g = 1,573$ , по  $N_p = 1,553$  и двупреломлением  $N_g - N_p = 0,020$ . Они слишком высоки для монтмориллонита. Изучение в шлифе показывает, что минерал, возможно, имеет более высокое двупреломление. По отношению к красителям минерал обладает свойствами монтмориллонита: бензидином суспензия минерала окрашивается в голубоватосиний цвет; метиленовым голубым — в фиолетовый цвет, который при прибавлении 2—3 капель KCl сменяется яркоголубым.

Химический анализ минерала приведен в табл. 5.

Таблица 5

Данные химического анализа талькоподобного (пираллолита) и близких к нему минералов  
(в %)

Компоненты	Ц. Казахстан, пираллолит	Ц. Казахстан, тальк	Финляндия, пираллолит по пироксену	Финляндия, о. Парнас, пи- раллолит	Финляндия, пи- раллолит по волластошиту	Спрингфилд, Нью-Джерси, Стивенсат по петтошиту	Сапонит	Тальк
	Обр. № 277	Обр. № 1358	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	56,89	60,28	61,19	56,62	59,80	57,30	50,89	51,13— —62,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,74	0,52	—	3,38	} 0,83	Нет	9,40	2,01—0,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,20	1,69	—	3,09		0,32	2,06	4,05—0,68
FeO	—	1,63	1,10	—	—	Нет	Нет	0—0,65
MnO	—	Не ан.	1,23	0,99	0,31	0,21	—	Нет
CaO	1,20	0,16	2,27	5,58	0,74	0,97	0,78	0—1,35
MgO	24,58	29,61	28,60	23,38	31,94	27,47	26,52	36,32— —39,95
ZnO	Не ан.	0,45	—	—	—	—	—	—
CuO	»	0,02	—	—	—	—	—	—
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0,11	0,20	—	—	—	0,06	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,27	0,78	} 5,80	3,58	6,26	7,17	} 11,06	6,96—5,05
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	4,15	1,28				6,69		
П.п.п.	0,91	3,44	—	6,38*	0,66**	—	—	—
Сумма	100,05	100,06	100,19	103,00	100,54	100,19	100,71	

\* — битум; \*\* — CO<sub>2</sub>

1, 2, 3 — по П. П. Суцинскому (1912); 4, 5 — по Фосту (Faust a. Murata, 1953); 6 — по С. Г. Дромашко (1953).



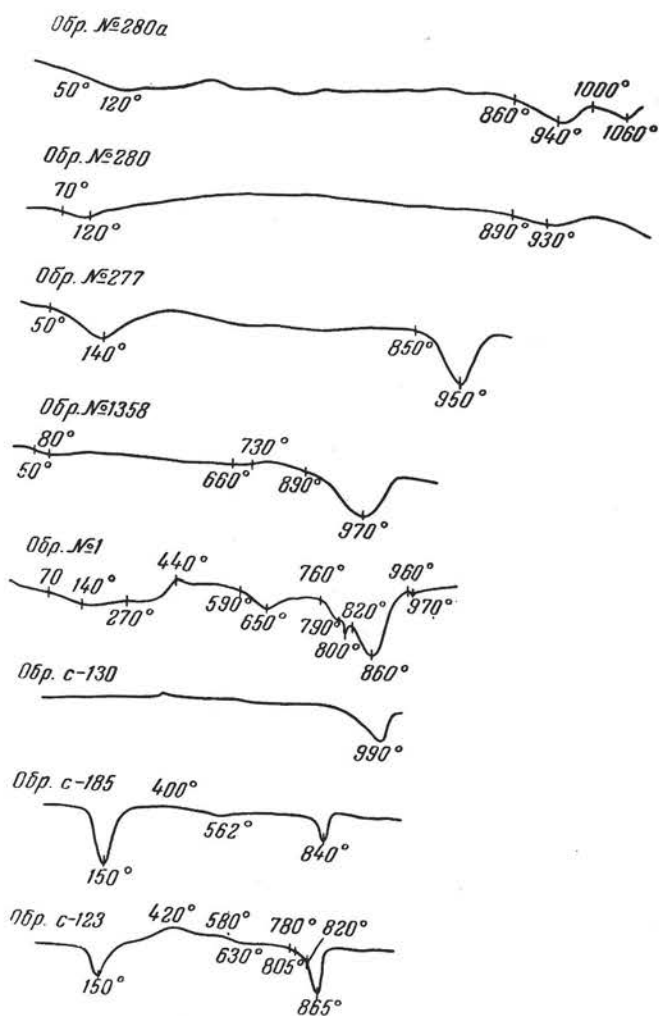
В образце № 277 имеем следующие стехиометрические отношения:  
 $4\text{SiO}_2 \cdot 2,6 \text{MgO} \cdot 0,32 \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 0,8 \text{H}_2\text{O}$ .

Структурная формула минерала в пересчете на формулу монтмориллонита может быть написана в следующем виде:



Термическая кривая минерала (обр. № 277) почти идентична термической кривой талька (фиг. 8), имеющей резкий эндотермический эффект при  $950^\circ$ , но отличается от талька ясно выраженным неглубоким низкотемпературным эндотермическим эффектом при  $140^\circ$ , отсутствующим у талька, и в некоторых случаях вторым эндотермическим эффектом при  $1060^\circ$  (обр. № 280а и 280). Эндотермические эффекты монтмориллонита при  $600^\circ$  и  $860^\circ$  в этом образце отсутствуют. Таким образом, наш образец по своему составу и термической кривой сходен с тальком.

Эта общность находит свое дальнейшее подтверждение в рентгенограмме минерала (табл. 6). Как видно, все сильные, средние и часть слабых линий талька находят свое отражение в нашем минерале; только очень слабые линии, с интенсивностью 1, или размазанные линии не нашли здесь своего отражения. Чтобы убедиться в том, что мы имеем дело с однородным минералом, а не смесью талька с минералом типа монтмориллонита, обр. № 277 подвергнут разложению смесью 25%-ной серной кислоты с 10%-ной соляной кислотой на водяной бане в течение двух часов, с последующей обработкой содой. Затем осадок был промыт дистиллированной водой и просушен. При прокаливании осадка мы получили



Фиг. 8. Кривые нагревания пираллолита, талька, сапонита и стевенита (обр. № 280а—глина по тремолитовой породе, слабо выветрелой; обр. № 280 — то же; обр. № 277 — псевдоморфоза пираллолита по тремолиту; обр. № 1358—тальк плотный; обр. № 1—пираллолит, по Сушинскому; обр. С-130—тальк, по Фосту; обр. С-185—сапонит, по Фосту; обр. С-123 — стевенит, по Фосту)

При прокаливании осадка мы получили

Таблица 6

## Данные рентгенометрического исследования талькоподобного и близких к нему минералов

№ п/п	Пиралолит, обр. № 277		Тальк, обр. № 358		Тальк (по Грунеру)		Тальк (по Бриндлею)		Пиралолит, обр. № 1		Сапонит		Стевенсит	
	d	i	d	i	d	i	d	i	d	i	d	i	d	i
1	9,15	10	10,9	5 ш.	10,9	5	9,4(9,0)	10—(8)	9,64	Сл.	14,0	Оч. сл.	14,0	Сл.
2			9,12		9,12									
3			4,98	1										
4			4,51	6	4,57	3	4,69(4,6)	4(8)	5,42	Сл.	(7,71)	Ср. ш.	5,44	Сл.
5	4,54	10							4,60	Сл.	4,59	Ср. ш.	4,55	Сл.
6											4,34	разм.		
7			4,12	2	3,82	1 ш.	3,88(—)	1 ш.	3,65	Оч. сл.				
8			3,74	1										
9	3,42	3	3,43	4	3,37	3	3,37	3	3,48	Сл.				
10			3,16	10 дв.	3,06	40	3,41	40	3,15	Сл.				
11	3,10	10	3,10				(3,12)	40	3,03	Сл.	3,09	Ср.	3,20	Ср.
12			2,87	1	2,70	1	2,70(2,76)	1(4)	2,88	Сл.				
13			2,73	3	2,56	1 ш.	2,59	2	2,74	Сл.				
14	2,58	7	2,58	6			(2,62)	(6)	2,60	Ср.	2,613	Ср.	2,63	} плохо Ср. ш. } Ср. ш. } разли- чимы
15			2,52	8 ш.							2,545	Ср. разм.	2,53	
16	2,47	9	2,47		2,45	5	2,47	5	2,49	Сл.				
17							(2,48)	(8)						
							2,32	1						
							(2,34)	(2)						
							2,20	3						
18	2,21	2	2,22	3			(2,23)	(5)	2,21	Сл.				
							2,09	2						
19			1,92(—)		1,92(—)	1(2)			2,09	Ср. р.				
									1,90	Сл.				
													2,284	Оч. сл. разм.

Таблица 6 (окончание)

№ п/п	Пираллолит, обр. № 277		Тальк, обр. № 358		Тальк (по Грунеру)		Тальк (по Ериндлею)		Пираллолит, обр. № 1		Сапонит		Стевенсит	
	d	i	d	i	d	i	d	i	d	i	d	i	d	i
20			1,867	1	1,85	3	1,86(1,88)	3(6)	1,87	Сл.	1,825	Оч. оч. сл.		
21			1,729	1	1,66	3	1,72 (1,73)	2 (4)	1,73	Сл.	1,747	Сл.	1,722	Сл.
22	1,681	3	1,679	4	1,63	1 ш.	1,67(1,69) 1,652 (-)	4(6) 1-2 (-)	1,68	Ср.	1,703	Сл.		
23					1,54	2	1,632 (-)	1ш.						
24					1,51	4	1,55 (1,56)	3						
25					1,51	4	1,52 (1,53)	4						
26	1,560	1			1,50	1	1,50 (1,51)	2	1,52	Сн.	1,543	Сн.		
27	1,525	8	1,525	8	1,46	1	1,46	4	1,44	Оч. оч. сл. разм.	1,498	Оч. оч. сл. разм.	1,526	Сн.
28														
29														
30														
31					1,41	2	1,446	1/2						
32					1,37	4-3 ш.	1,405	2	1,39	Оч. сл. р.				
33					1,33	1-2	1,390	3 ш.						
34	1,316	1	1,317	4	1,31	1	1,330	2	1,32	Ср. ш.	1,327	Ср. ш.	1,315	Ср. ш.
35					1,29	2	1,315	2	1,29	Оч. оч. сл. р.	1,278	Оч. оч. сл. р.	1,265	Оч. сл.
36	1,222	7 разм.			1,23	1	1,291	3	1,26	Оч. сл.				
37	1,138	3 разм.			1,18	0,5	(1,275)	(2)						
38					1,16	0,5								
39					1,11	0,5					0,999	Оч. оч. сл. р.	0,990	Оч. оч. сл.

Аналитики Н. Н. Слудская и С. И. Берхип

минерал весьма тонкодисперсный, так что для него удалось определить только  $Nm' = 1,585$ , т. е. показатель, соответствующий тальку. Показатели преломления осадка, просушенного без прокаливания, в точности соответствовали показателям преломления минерала, определенным до химической обработки его:  $Ng' = 1,573$ ;  $Np' = 1,553$ ;  $Ng' - Np' = 0,020$ . Отсюда естественно заключить, что исследованный минерал не представляет собой смеси двух минералов и по устойчивости к химической обработке крепкими кислотами обладает свойствами талька. Сравнивая рентгенограмму обр. № 277 с рентгенограммой сапонита, мы можем убедиться в том, что никаких линий, свойственных сапониту и не свойственных тальку, в рентгенограмме нашего образца нет.

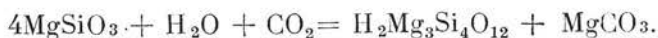
Таким образом, мы имеем здесь вещество, обладающее свойствами монтмориллонита, но по структуре близкое тальку.

Случаи превращения тремолита, а также актинолита и даже волластонита при выветривании в талькоподобное вещество, известны весьма давно. Еще 40 лет тому назад П. П. Сущинским (Сущинский, 1912) приводились формулы, изображавшие образование подобного вещества, благодаря воздействию воды и углекислоты на эти минералы.

Так, превращение тремолита в тальк им изображается следующим образом:



Для эцстатита процесс превращения происходит аналогичным путем:



Волластонит в случае привноса магния также давал аналогичный водный силикат магния.

Лемберг (цит. по П. П. Сущинскому) производил опыты с волластонитом, нагревая его в течение 25 дней при  $100^\circ$  с раствором  $MgSO_4$ . Им получен силикат состава: 53,67%  $SiO_2$ , 31,97%  $MgO$ , 12,88%  $H_2O$ . Этот же исследователь получил водные силикаты магния при обработке волластонита в течение двух лет при комнатной температуре.

Это талькоподобное вещество, образующееся при выветривании пироксена, роговой обманки и волластонита, получило название «пираллолита». Оно, как и в нашем случае, обычно связано с скарновыми породами и изучено на образцах Финляндии. Наиболее подробное исследование, обобщающую сводку о пираллолите, дал П. П. Сущинский. Описанные им случаи весьма напоминают наши: в обоих случаях пираллолит встречается среди скарнов на контакте с известняком.

К сожалению, оптическое исследование пираллолита у П. П. Сущинского крайне слабое. По описанию автора, пираллолит обладает грязно-зеленоватым или голубоватым цветом, слегка жирен на ощупь, сохраняет явственную спайность по одному направлению. Светопреломление его слабое, двупреломление сильное, у листоватых и волокнистых агрегатов погасание прямое. Мы исследовали пираллолит из коллекции Сущинского из Финляндии (Ostergard), образец которого был любезно представлен нам работниками Минералогического музея АН СССР. Этот пираллолит дает ясные псевдоморфозы по длинностолбчатому крупнозернистому пироксену, проникая по спайности зерен последнего и постепенно замещающая все зерно. Под микроскопом обнаруживается присутствие примеси гидроокислов железа, образующихся в основном также по спайности зерен пироксена. Определения в иммерсии дали следующие оптические константы:  $Ng = 1,560$ ;  $Np = 1,545$ ;  $Ng - Np = 0,015$ . Бензидином суспензия минерала окрашивается в интенсивный зеленовато-голубой цвет.

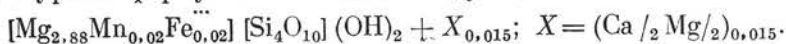
Термическая кривая минерала (обр. № 1, фиг. 8) ясно указывает на то, что образец не является мономинеральным, а представляет собой смесь нескольких минералов, в том числе и пираллолита и монтмориллонита (эндоостановки при 650 и 860°). Рентгенограмма пираллолита из обр. № 1 (из коллекции П. П. Сущинского) обнаруживает значительные черты сходства с рентгенограммой талька и почти полностью соответствует рентгенограмме нашего образца (обр. № 277), но зато сильно отличается от рентгенограммы сапонита (Brindlay, 1951). Так, сильные линии пираллолита (обр. № 1) № 10 (3,5 см.), № 16 (2,49 см.) и № 27 (1,52 см.) отличаются от сильных линий сапонита и идентичны сильным линиям талька.

Как видим, пираллолит П. П. Сущинского хотя и отличается несколько от изученного нами минерала (обр. № 277) по своим оптическим свойствам и кривой нагревания, но обладает аналогичным строением, отраженным в его рентгенограмме. Наш минерал (обр. № 277) менее окристаллизован, чем пираллолит П. П. Сущинского, поэтому в его рентгенограмме меньше линий.

В литературе известен еще один талькоподобный минерал — стевенсит, наиболее подробная сводка о котором дана Г. Т. Фостом и К. И. Мюрата (Faust a. Murata, 1953). Стевенсит известен в основном в качестве псевдоморфоз по пектолиту. Многие исследователи принимали стевенсит за аморфную разновидность талька. Он плотный, в воде не набухает, но растрескивается с выделением пузырьков воздуха. Цвет стевенсита розоватый, розовато-белый, кремовый. Изотропен,  $n = 1,511$ .

Бензидином стевенсит, подобно монтмориллониту, окрашивается в светлосиний цвет. Кривая нагревания стевенсита (фиг. 8) обнаруживает низкотемпературный эндоэффект при 152° и высокотемпературный эндоэффект при 865°. На кривой отмечается расплывчатый экзоэффект при 420°. По характеру кривая нагревания стевенсита ближе всего к кривой нагревания сапонита. Стевенсит отличается от монтмориллонита незначительной емкостью поглощения. Химический анализ стевенсита приведен в табл. 5.

Структурная формула стевенсита следующая:



Данные, приведенные в табл. 6, показывают, что рентгенограмма стевенсита идентична рентгенограмме сапонита. Однако линии № 22 (1,722 см.), № 27 (1,526 см.), № 34 (1,315 см.) не свойственны сапониту и характерны для талька. Таким образом, мы можем считать, что стевенсит обладает свойствами сапонита и талька, но стоит гораздо ближе к сапониту, чем к тальку.

Сравнивая изученный нами талькоподобный минерал (обр. № 277) и пираллолит П. П. Сущинского со стевенситом, можно убедиться в том, что они резко отличаются от последнего по оптическим свойствам, поведению при нагревании и рентгенограмме.

Если стевенсит по своим свойствам относится к группе магниевого монтмориллонита, обнаруживая незначительные черты сходства с тальком, то исследованный нами минерал и пираллолит П. П. Сущинского гораздо ближе к тальку, чем к сапониту. Пираллолит близок к тальку по рентгенограмме, кривой нагревания, устойчивости по отношению к кислотам, но все же не полностью ему идентичен из-за отсутствия слабых линий и повышенной интенсивности некоторых остальных линий. Однако оптические константы минерала слишком низки для талька, хотя и высоки для монтмориллонита, а по набуханию в воде и отношению к

красителям исследуемый минерал аналогичен монтмориллониту. Для сравнения мы пытались окрасить благородный тальк и две разновидности стеатита.



Фиг. 9. Талькоподобный минерал (пираллолит). Псевдоморфозы по тремолиту (обр. № 277). Электронный микроскоп, увел. 7200 (фотографированием увел. в 2 раза)

Благородный тальк совсем не окрашивается, а стеатит обнаруживает очень слабое, неравномерное точечное окрашивание в слабо голубоватый цвет. Однако, по сравнению с окраской пираллолита (обр. № 277) они кажутся почти бесцветными, т. к. при взбалтывании суспензий окраска стеатитов незаметна. Изложенное позволяет прийти к заключению, что при выветривании тремолита в условиях Казахстана образуется минерал со свойствами, промежуточными между тальком и монтмориллонитом, но все же более близкими к тальку, хотя и не полностью ему идентичен. Поскольку подобный минерал был впервые описан П. П. Сущинским, а наш минерал по своему происхождению и свойствам гораздо ближе к пираллолиту, чем к стевенситу, мы считаем необходимым применить к нему название пираллолит, данное в Финляндии для аналогичных продуктов разложения скарнов. При этом мы будем подразумевать под этим названием не всю смесь продуктов разложения пироксенов, исследованную на примере образца из Финляндии (Ostergard), а только тот минерал из этой смеси, который обладает свойствами пираллолита. Данные исследования пираллолита (обр. № 277) под электронным микроскопом (фиг. 9) указывают на то, что он образует полные псевдоморфозы по исходному тремолиту и имеет игольчатое строение.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Дромашко С. Г. Сравнительная характеристика палыгорскита, талька и пирофиллита. Минерал. сборн. Львов. геол. общ., № 7, 1953.
2. Сущинский П. П. Материалы по изучению контактов глубинных горных пород с известняками в юго-западной Финляндии. Тр. С.-П. общ. естествоиспыт., отдел геологии и минералогии, т. XXXVI, вып. 5, 1912.
3. Brindley G. W. X-ray identification and crystal structures of clay minerals. The mineralogical society (clay minerals group), London, 1951.
4. Faust G. T. a. Murata K. G. Stevensite, redefined as a member of the montmorillonite group. Amer. miner., v. 38, No 11—12, 1953.

---

*К. В. Никифорова*

## О ВОЗРАСТЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

За последние годы исследование древней коры выветривания приобретает все большее развитие. В СССР создано и развивается учение о древней коре выветривания и связанных с ней полезных ископаемых. Большое значение для поисков полезных ископаемых, связанных с корой выветривания, имеет установление времени ее образования, т. е. относительный возраст коры выветривания.

Вопрос о возрасте коры выветривания имеет свою историю. По этому поводу высказывались совершенно различные суждения, но большинство исследователей сходилось на мнении о мезозойском возрасте коры выветривания. В настоящее время большинство исследователей считает, что образование коры выветривания происходило неоднократно в течение геологической истории земной коры, что кора выветривания образовывалась и в палеозое, и в мезозое, и в третичном периоде.

Несмотря на это, до последнего времени еще ряд исследователей, не занимающихся специально корой выветривания, относят всю кору выветривания только к мезозою. Мезозойской считалась до сих пор и кора выветривания, развитая в Центральном Казахстане, в районе восточной Бедпак-Далы и нижнего течения рр. Чу и Сары-Су.

Наши исследования позволили установить наличие нескольких эпох выветривания в Центральном Казахстане и более или менее точно датировать их возраст.

Данная заметка и посвящена краткому обоснованию возраста коры выветривания Центрального Казахстана. Не отрицая возможности образования древней мезозойской (триас-юра) коры выветривания в Центральном Казахстане, которая несомненно доказывается в более северных районах Казахстана, Южного Урала и Центрального Каратау, где она уходит под юрские отложения и частично захватывает их самих, для Центрального Казахстана мы можем констатировать наличие более молодых третичных эпох выветривания, в то время как из-за отсутствия юрских отложений эта более древняя мезозойская эпоха выветривания здесь точно установлена быть не может.

Наиболее древними послепалеозойскими отложениями, развитыми в районе наших исследований, являются отложения верхнемелового (альб-сеноман) возраста. Представлены они кварцевыми песками и галечниками устойчивых пород, обычно заключенными в каолиновом цементе, с реликтами галек малоустойчивых пород, превращенных в каолин или частично окремненными и опализованными. Иногда они цементируются железистым цементом, образуя железистые песчаники и конгломераты.

В нижней части отложения этого возраста представлены пестроцветными глинами иногда с зернами кварца и включениями мелкой гальки.

Пестрая окраска отложений верхнего мела, устойчивый состав галек, каолиновый цемент их и наличие среди конгломератов реликтовых галек малоустойчивых пород, превращенных в каолин, указывают на процессы выветривания после отложения толщи верхнего мела. В области Казахского нагорья и в прибортовых частях Чу-Сарысуьской депрессии, там, где мощность верхнего мела незначительна и можно наблюдать контакт его с подлежащими породами палеозоя, последние также превращены в кору выветривания.

В области Чу-Сарысуьской депрессии верхнемеловые отложения перекрываются полной серией осадков морского палеогена, соответствующих тасаранской, саксаульской и чеганской свитам Приаралья. В низах последних обычно присутствует горизонт базального галечника или конгломерата, в обилии содержащего зубы акул и скатов, которые, по определению В. В. Меннера, принадлежат следующим видам: *Carcharodon disaurus* Ag., *Otodus obliquus* Ag., *Hypotodus* sp., *Odontaspis* sp. (cf. *crasidens* Ag.); *Oxyrhina desori* mut. praecursor Ler., *Carcharodon* sp., *Odontaspis macrota* Ag., *Odontaspis* nov. sp., *Actobatis* sp., *Myliobatis* sp. (cf. *toliapicus* Ag.), *Odontaspis winkleri* Ler., *Odontaspis hopei* Ag., *Alopicias* sp., что говорит об эоценовом возрасте содержащих их отложений.

По данным А. Л. Яншина (1953), возраст нижней, тасаранской свиты морского палеогена охватывает средний эоцен и низы верхнего эоцена.

На территории нагорья, в районе восточной Беднак-Далы, тасаранская свита морского палеогена выклинивается и верхнемеловые отложения обычно перекрываются непосредственно осадками саксаульской свиты. Последние представлены почти исключительно мелкозернистыми, кварцевыми, хорошо отмытыми песками и галечниками, состоящими из исключительно устойчивых компонентов (кварц, кварцит), содержащих в прибрежных фациях фауну верхних горизонтов верхнего эоцена, с характерной *Pectunculus aralensis* Rom., а в континентальных — характерную узколиственную ксерофильную флору.

Отложения саксаульской свиты не несут на себе следов каолинового выветривания. Исключительно устойчивый кварцевый состав их объясняется происхождением за счет размыва коры выветривания верхнемеловых отложений. Но в ряде случаев отложения саксаульской свиты превращены в сливные звонкие кварцитовидные песчаники и конгломераты. Окремнение и опализация, как уже было указано, наблюдаются и в верхних горизонтах меловых отложений, в бортовых частях Чу-Сарысуьской депрессии и на территории нагорья Восточной Беднак-Далы и Улу-тау.

Таким образом, для территории Центрального Казахстана намечается как бы две эпохи выветривания, протекающие в различных физико-географических условиях.

Первая эпоха выветривания, в результате которой образовалась каолиновая кора выветривания, захватившая верхнемеловые отложения, имела место, по видимому, на границе мела и палеогена до среднего эоцена включительно.

В нижнем эоцене море не заливало еще территории Центрального Казахстана, и в это время происходило выравнивание ее. Палеогеновая трансгрессия развивалась, по видимому, постепенно. Центральные части Чу-Сарысуьской депрессии были затоплены морем еще в начале тасаранской трансгрессии, которая перекрыла отложения верхнего мела. Прибортовые же части депрессии и области нагорья в начале трансгрессии не были затоплены морскими водами, и в условиях жаркого и влажного



приморского климата и достаточно выровненного рельефа выступавшие на поверхность верхнемеловые отложения подверглись интенсивному химическому выветриванию, захватившему и нижележащие породы палеозоя.

В это время образовалась пестроцветная кора выветривания Центрального Казахстана. Наступившая вслед за этим саксаульская трансгрессия распространилась более широко и затопила прибортовые части депрессии, вдаваясь, хотя и недалеко, в пределы нагорья. На нагорье в это время существовали условия своеобразного пустынного климата с образованием дюнного ландшафта. Дюнные отложения этого времени представлены чистыми, почти мономинеральными кварцевыми песками, с ярко-красно окатанными зернами, в которых найдены остатки засухоустойчивой флоры. Пески эти частично сносились в прибрежные части морского бассейна, чем и объясняется наличие их среди морских отложений саксаульской трансгрессии. Возраст ее датируется верхним эоценом. К этому времени приурочена новая эпоха выветривания, резко отличная по своему характеру от предыдущей, выразившаяся в окремнении верхнеэоценовых песков и образовании своеобразных звонких сливных окремненных песчаников.

Окремнение верхнеэоценовых песков и превращение их в звонкие сливные песчаники широко развито не только в Казахстане, но также на Урале, в Тургае, Северном Приаралье и на Украине.

И. И. Гинзбург считает, что окремнение, вызвавшее образование верхнеэоценовых «кварцитов», объясняется действием своеобразного пустынного климата. Климат обуславливал развитие щелочной среды, а последняя способствовала растворению кремнезема при разложении пород, который переходил в раствор и переносился грунтовыми водами, отлагаясь в других местах.

Отсюда несомненно, что подобные звонкие песчаники могли образовываться и среди более древних меловых отложений нагорья, выступавших в то время на поверхность, что и имеет место в ряде случаев в области Улутауского поднятия и восточной Бедпак-Далы.

Имеется и другое объяснение окремнения верхнеэоценовых отложений, по которому решающее влияние имело различное структурное и геоморфологическое положение подвергавшихся выветриванию отложений и положение их в рельефе, что самым тесным образом связано с положением уровня грунтовых вод по отношению к древней поверхности.

На связь процессов окремнения тех или иных отложений с положением уровня грунтовых вод указывает И. З. Корин в статье «Окремненные змеевики в коре выветривания». Он считает, что «значительное увеличение глубины залегания уровня грунтовых вод от поверхности должно быть на буграх, бровках крутостенных долин и в зонах тектонических нарушений. Выветривание в таких случаях происходило в условиях отсутствия продолжительного насыщения влагой толщи, залегающей выше уровня грунтовых вод». Учитывая, что часть вод вообще стекала по поверхности, не просачиваясь в грунт, И. З. Корин приходит к выводу, что в этих местах происходил процесс, близкий к процессу выветривания и относительно сухом климате, для которого характерно окремнение.

Анализируя имеющиеся данные по распространению окремнения в коре выветривания Бедпак-Далы, можно подметить те же закономерности, что указаны в статье И. З. Корина.

Окремнение приурочено или к бортовым частям Чу-Сарыуской депрессии, или к зонам тектонических нарушений. Примером последнего является окремнение, или так называемая бирбиритизация змеевиков в

зоне древних Джалаир-Найманских разломов, которую, повидимому, также надо относить к верхнеэоценовому возрасту. Разломы эти неоднократно обновлялись в течение кайнозоя вплоть до четвертичного периода. На это указывает наличие надвигов палеозоя на отложения плиоцена почти по всему фасу гор. Несомненно, что разломы эти были действующими и в верхнем эоцене. Как в том, так и в другом случае уровень грунтовых вод, видимо, был значительно удален от поверхности.

Таким образом, окремнение может возникать не только при условии сухого пустынного климата и даже может происходить одновременно с каолинизацией. Об этом же пишут в статье «Пеликаниты и опалы Кос-Шоку» И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова (1952). Последующая эпоха выветривания, которая хорошо прослеживается на территории северных районов Казахстана, приурочена к верхнему олигоцену, когда в условиях влажного и достаточно теплого климата происходят процессы отбеливания, выщелачивания и образования пятнистого элювия.

В Центральном Казахстане она выражена менее отчетливо, видимо в связи с большей сухостью климата.

На основании всего вышеизложенного мы приходим к выводу, что основная масса пестроцветной каолиновой коры выветривания, присутствующая на территории восточной Бедпак-Далы и Южных отрогов Улутау, образовалась в начале третичного периода (нижний и средний эоцен). Возможно, что кое-где сохранилась и более древняя мезозойская кора выветривания, но уже сильно измененная наложенными процессами последующего третичного выветривания. В основном же, принимая во внимание неоднократные поднятия упомянутых территорий в послеюрское время, древняя мезозойская кора выветривания видимо была уничтожена размытием. Последующие эпохи выветривания в течение верхнего эоцена и верхнего олигоцена проявились в профиле коры выветривания, образованной в начале третичного периода. Первая из этих эпох сказалась в окремнении верхних горизонтов меловой коры выветривания и образовании сливных звонких кремнистых песчаников верхнего эоцена. Вторая — в наложении процессов отбеливания, сопровождавшихся выносом железа и образовании пятнистого элювия в толще верхнеолигоценовых отложений.

---

*И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишников*

## К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОМ КАЗАХСТАНЕ

В Аксоране II геологом Б. К. Кораблевым в 1951 г. была обнаружена челюсть с зубами млекопитающего, по предварительному определению принадлежащая титанотеррию *Titanoterium Gigant*. В 1952 и 1953 гг. авторами собран дополнительный материал: один зуб (фиг. 1) и довольно обильные обломки костей.

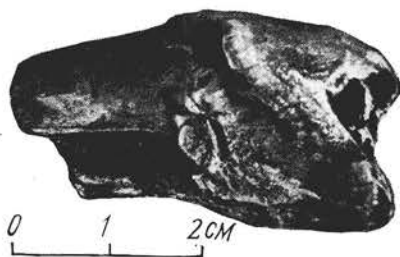
Осмотр местонахождения этой находки показал, что остроугольные мелкие обломки костей залегают в красной глине, выполняющей остатки карста (10—12 м в диаметре), образованного в полосчатом опалезованном скарированном известняке. Вместе с костями в той же глине находились обломки опалезованных известняков, нонтронита, скарнов и опала. Сами кости частично также опалезованы.

Собранный материал был передан для определения Е. И. Беляевой. Согласно ее сообщению, челюсть (найденная Б. К. Кораблевым) и зуб принадлежат бронотеррию *Epimanteoceras praecursor* Janov. В обломках других костей обнаружены остатки грызуна из семейства *Cylindrodontidae* и щиток черепахи. Согласно определению Н. М. Яновской возраст обнаруженного бронотеррия не выше низов верхнего эоцена, если не средний эоцен. Остатки грызуна известны из среднеолигоценовой фауны млекопитающих Центрального Казахстана, а также из олигоценовой фауны Монголии и Китая (по определению Б. С. Виноградова).

Что касается щитка черепахи, найденного в Аксоране II, то ее возраст определен как палеогеновый.

Из изложенного можно сделать следующие выводы:

1. Карстовое углубление образовалось до отложения красной глины с остатками костей.
2. Процесс опалезации имел место не только до образования карста, но продолжался и позже, до момента отложения костей бронотеррия.
3. Верхний возраст процессов нонтронитизации и опалезации датируется не выше олигоцена.
4. Широкое развитие этих процессов на всем Северном Прибалхашье дает возможность полагать, что кора выветривания в этом районе образовалась не позже олигоцена, а возмож-



Фиг. 1. Зуб бронотеррия *Epimanteoceras praecursor* Janov

но и раньше. 5. Карсты этого района являются также древними. 6. Остроугольность костей свидетельствует о малом расстоянии их переноса.

По данным С. А. Кумпана, в аналогичных условиях в Аксоране I (в 60 км к западу от Аксорана II) в 1953 г. найдены опализованные кости. Этим подтверждаются сделанные выше выводы о распространенности коры выветривания указанного возраста в Центральном Казахстане.

#### ЛИТЕРАТУРА

- К о р а б л е в Б. К. О находке костей олигоценового носорога — титанотерия на Сары-Су-Балхашском водоразделе. Сб. науч. работ Казах. металл. ин-та, № 9, 1954.
- Я н о в с к а я Н. М. Первая находка бронтотерия в СССР. ДАН СССР, т. ХСIII, № 1, 1953.
- Я н о в с к а я Н. М. Бронтотерий из палеогена СССР и Монголии. Природа, № 4, 1955.
-

*К. К. Никитин*

## КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ДИОРИТАХ ЮЖНОГО УРАЛА

При исследовании коры выветривания на ультрабазитах Южного Урала была встречена хорошо сохранившаяся кора выветривания на диоритах. Она развита как на небольших диоритовых массивах, так и на многочисленных диоритовых дайках, в большом количестве секущих ультрабазиты.

Размеры диоритовых массивов сравнительно невелики и колеблются от 0,5 до 3,5 км в длину и от 0,3 до 2 км в ширину. Простираие массивов часто совпадает с простираием вмещающих их ультрабазитов.

В рельефе диоритовые массивы занимают пониженные части — дно неглубоких долин и небольших котловин, а также пологие склоны возвышенностей, располагаясь ближе к их основанию.

Обнаруженные нами дайки диоритов в большей или меньшей степени выветрелые. Свежих диоритов в дайках на поверхности и близ нее мы не наблюдали. Наиболее распространенное простираие даек северо-восточное и северо-западное. Падение их непостоянно: угол падения меняется от 5 — 10° до 35—40°. Мощность составляет от 0,4—0,6 до 3—5 м, редко больше. Так как дайки вскрыты главным образом скважинами и лишь единичными шурфами, то мы были лишены возможности более точно выявить их элементы залегания.

Единичные выходы коры выветривания на диоритах представлены красно- и буровато-сиреневыми, пятнистыми охристо-глинистыми всучивающимися образованиями. В обычных случаях кора выветривания на диоритах прикрыта верхнетретичными и четвертичными отложениями, достигающими 10—15 м мощности и более.

Третичные отложения, покрывающие кору выветривания, представлены главным образом бейделлитовыми огипсованными глинами с бобовником бурого железняка, реже — кварцевыми песками и песчаниками; четвертичные осадки сложены глинами, песками и суглинками.

### 1. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕИЗМЕННЫХ ДИОРИТОВ

Неизменные диориты были встречены в ряде скважин на глубине от 30 до 50 м. Они представляют собой плотную среднезернистую породу зеленовато-серого цвета, разбитую сетью тонких вертикальных, большей частью параллельных трещин, вдоль которых наблюдаются гидроокислы железа.

Микроскопическое исследование устанавливает гипидиоморфнозернистую структуру и следующий минеральный состав: плагиоклаз, ро-

вая обманка, эпидот, цоизит, серицит, гидрослюда, хлорит, гидроокислы железа, кварц, апатит (фиг. 1).

Плагноклаз представлен андезином, реже олигоклазом, которые составляют 55—76% породы. Симметричным угасанием и на Федоровском столике определены плагноклазы № 32, 33—34, до 42.



Фиг. 1. Диорит. Николи +. Увел. 46

1 — плагноклаз; 2 — роговая обманка; 3 — хлорит;  
4 — эпидот; 5 — цоизит

Гидрогематит развивается по роговой обманке, раздвояя ее зерна с периферии и по трещинам спайности.

Кварц встречается двух видов: 1) гидротермальный, в виде крупных зерен с волнистым угасанием, заполняющих промежутки в породе между плагноклазом и роговой обманкой и 2) гипергенный мелкокристаллический кварц, заполняющий мелкие трещины.

Апатит наблюдается в виде отдельных характерных вытянутых кристалликов с высоким показателем преломления. По поперечным трещинкам часто дает смещения отдельных частей кристалла. Угасание прямое.

Даваемое описание и приведенный ниже химический анализ породы (табл. 1) позволяют думать, что перед нами типичный роговообманковый диорит, довольно сильно измененный гидротермальными процессами (Петров, 1941).

Эпидот развивается по плагноклазу и реже по роговой обманке, а также образует прожилки 1,5—2,0 мм мощностью.

Цоизит также развивается по плагноклазу; дает неправильно образованные удлиненно-призматические кристаллики, зерна и скопления с резкой шагреневой поверхностью. Интерференционная окраска серая или синяя.

Роговая обманка составляет 25—30% породы. Плеохроирует в слабо зеленых и желто-зеленых тонах; угасание косое (угол угасания 17—20°); характерная спайность по призме под углом в 124°. Иногда наблюдаются полисинтетические двойники. Часто по спайности хлоритизирована. Хлорит иногда целиком замещает зерна роговой обманки, разрушая при этом и эпидот.

Серицит и гидрослюда образуются по плагноклазу, в мелких скоплениях микрочешуек неразличимы между собой.

Таблица 1

Химический состав неизмененных и в различной степени выветрелых диоритов  
(в %)

Компоненты	Зона конечных продуктов разложения (каолинитово-гидрогётитовая)	Зона выщелачивания (гидрохлоритовый горизонт)	Неизмененный диорит
	Обр. № 143	Обр. № 150	
SiO <sub>2</sub>	49,39	49,60	51,88
TiO <sub>2</sub>	1,01	0,72	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,18	19,21	19,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,73	5,20	1,35
FeO	0,25	2,40	4,56
MgO	0,36	5,80	4,85
CaO	0,80	5,64	8,36
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	1,26	4,57	5,78
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,09	2,69	0,28
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	9,87	1,91	1,62
Ni	Следы	Следы	Следы
Co	Следы	Следы	Следы
П.п.п.	0,64	2,15	0,70
Сумма	99,58	99,89	99,80

Аналитик А. И. Покровская

Переходим к описанию профиля коры выветривания, развивающегося на диоритах.

## II. ПРОФИЛЬ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ДИОРИТАХ

В основу разделения продуктов выветривания диоритов на зоны и их наименования положены наиболее характерные процессы, приведшие к образованию однородного минерального состава и облика слагающих их пород.

Выделяемые четыре зоны — просачивания, выщелачивания, разложения и конечных продуктов разложения (гидролиза) — характерны для коры выветривания, образовавшейся на любых породах. В каждом отдельном случае зоны приобретают дополнительное название, зависящее от их конкретного минерального состава.

Самая нижняя зона — зона просачивания. В этой зоне процессы выветривания развиваются только вдоль трещин, по которым поступают воды, лишенные или почти лишенные агрессивных агентов разложения. В зоне просачивания происходит дезинтеграция породы, т. е. в основном физическое ее разрушение. Эта зона может быть названа также и зоной дезинтеграции.

Выше зоны дезинтеграции располагается зона выщелачивания, в которую сверху поступают воды, частично минерализованные, обладающие небольшими агрессивными свойствами. В этой зоне полевые шпаты и слюды превращаются в гидрослюды, а темноцветные компоненты

породы и продукты их гидротермального метаморфизма — в вермикулит, джефферизит и гидрохлориты. Породы в этой зоне становятся более или менее рыхлыми, но текстура их полностью сохраняется. В нашем случае зона выщелачивания может быть дополнительно разделена по минеральному составу на два горизонта: нижний — гидрохлоритовый и верхний — гидрослюдистый. Оба горизонта образуются за счет большей устойчивости к выветриванию полевых шпатов по сравнению с темноцветными компонентами породы.

В следующей зоне — зоне разложения, в основном заканчиваются процессы выщелачивания и развиваются новые минералы, но в ней в большем или меньшем количестве сохраняются реликты минералов нижележащих зон. Эта зона является каолинитово-гидрослюдистой, она наиболее характерна среди всех зон выветривания на диоритах.

Самая верхняя зона — зона конечных продуктов разложения, подвергалась наибольшему агрессивному воздействию почвенных вод и воздуха. В этой зоне нисходящие воды являются наиболее кислыми и не нейтрализуются, а тем более не приобретают щелочного характера, как это имеет место для вод нижележащих зон. В этой, самой верхней, зоне разложение достигает максимума, и образовавшиеся в нижележащих зонах гидросиликаты распадаются на конечные продукты — гидроокислы железа и марганца, кремнезем и глинозем. Достигает максимума здесь и окисление закисных соединений. В этой зоне развиваются процессы гидролиза водных силикатов железа, а иногда и алюминия.

По преобладанию основных минералов эта зона на диоритах названа каолинитово-гидрогётитовой.

В табл. 2 приводится наименование общих зон для всех пород и соответствующих им зон выветривания на диоритах. В правой части таблицы дается обобщенный минеральный состав каждой зоны, причем все минералы разбиты по зонам на три группы: 1) породообразующие, составляющие главную массу породы, 2) второстепенные, которые встречаются в подчиненном количестве и 3) реликтовые минералы из нижележащих зон, встречающиеся в незначительном количестве.

### III. ОПИСАНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ ЗОН

#### Зона дезинтеграции

Дезинтегрированная зона представлена серой или желтовато-зеленой трещиноватой, но крепкой породой. По трещинам наблюдаются гидроокислы железа и марганца в виде тончайших сплошных пленок, дендритов и небольших скоплений.

Микроскопическое исследование образцов диорита из этой зоны показывает, что порода по минеральному составу не отличается от свежих диоритов.

Необходимо только отметить широкое развитие гидроокислов железа, заполняющих многочисленные мелкие трещины, которые проникают всю породу, придавая последней сетчатый характер. Местами вдоль более крупных трещин, пропитывание гидроокислами железа распространяется и в стороны, захватывая ближайшие темноцветные минералы.

Отсутствие химического анализа породы из зоны дезинтеграции не позволяет нам непосредственно судить об изменении ее химического состава, но, судя по имеющемуся химическому анализу из гидрохлоритового горизонта (табл. 1, обр. № 150), эти изменения были очень незначительны, так как процессы выветривания только начали развиваться.



Таблица 2

Профиль коры выветривания на диоритах  
(сверху вниз)

Общее наименование зон	Минералогическая характеристика зон	Средняя мощность, м	Минеральный состав зон		
			Минералы		реликтовые
			породообразующие	второстепенные	
Зона конечных про- дуктов разложения и гидролиза	Каолинитово-гидрогё- литовая	12	1. Каолинит 2. Гидрогётит	1. Гидрохлорит 2. Гидрослюда 3. Кварц	1. Хлорит 2. Актинолит 3. Вермикулит
	Каолинитово-гидро- слистистая	6	1. Каолинит 2. Гидрослюда 3. Гидрохлорит	1. Гидроокислы железа и марганца	1. Полевой шпат 2. Апатит 3. Эпидот 4. Цоизит 5. Роговая обманка 6. Актинолит
Зона выщелачивания (частичный вынос оснований)	Гидрослюдистый горизонт	8	1. Гидрослюда 2. Гидрохлорит 3. Хлорит 4. Эпидот 5. Цоизит	1. Каолинит 2. Плагиоклаз 3. Роговая обманка 4. Гидроокислы железа 5. Тремолит 6. Кварц	1. Апатит 2. Тальк 3. Циркон
	Гидрохлоритовый горизонт	12	1. Гидрохлорит 2. Хлорит 3. Эпидот 4. Серицит 5. Плагиоклаз	1. Роговая обманка 2. Нонктронит 3. Кварц 4. Гидроокислы железа 5. Гидрослюда	
Зона просачивания (начального выщелачи- вания вдоль трещин)	Дезинтегрированная	6	1. Плагиоклаз 2. Роговая обманка 3. Эпидот	1. Цоизит 2. Гидрослюда 3. Серицит 4. Хлорит 5. Кагбонат 6. Гидроокислы железа 7. Апатит	Апатит

### Зона выщелачивания

Зона выщелачивания (табл. 2), как уже сказано, характеризуется двумя горизонтами: нижним гидрохлоритовым и верхним гидрослюдистым. Как показывают сами названия, горизонты отличаются друг от друга преобладанием гидрохлорита в нижнем и гидрослюда в верхнем, в котором, кроме того, увеличивается общее разложение породы.

### Гидрохлоритовый горизонт

Диорит из гидрохлоритового горизонта представляет собой пятнистую беловато-зеленую породу, еще обладающую довольно значительной прочностью.

Плагиоклазы в этом горизонте почти нацело превращены в эпидот, цоизит и значительно меньше в гидрослюду, в массе которых встречаются реликты андезина. Очертания зерен андезина не сохраняются.

Роговая обманка сохранилась в виде отдельных реликтов. Большой частью она превращена в хлорит и биотит, по которым, в свою очередь, соответственно развиваются гидрохлорит и гидробиотит.

Нонтронит встречен в виде чешуек и вытянутых листочков светлозеленого цвета с прямым угасанием; часто образует сравнительно небольшие скопления, развивается по роговой обманке.

В шлифах видно, что преобладающими минералами являются гидрохлорит, гидрослюда, цоизит и эпидот.

Несмотря на значительное изменение минерального состава гидрохлоритового горизонта по сравнению с неизменным диоритом (табл. 2), данные химического анализа первого свидетельствуют о том, что его состав (табл. 1, обр. № 150) сильных изменений не претерпел. Коэффициент выщелачивания остался почти без изменения, увеличившись всего на 0,01, коэффициент гидратации увеличился на 0,1 по сравнению с неизменным диоритом (табл. 3). Зато коэффициент разложения увеличился более чем в три раза, коэффициент ферритизации — в четыре раза, причем количество закисного железа уменьшилось почти вдвое. Это говорит о том, что выветривание породы шло главным образом за счет выноса щелочей, окисления закисного и привноса окисного железа.

### Гидрослюдистый горизонт

Зеленовато-серая, мягкая трещиноватая порода, слагающая этот горизонт, еще сохранила структуру диорита, хотя и приобрела пятнистый характер. Основными пороодообразующими минералами являются гидрослюда (преобладает) и гидрохлорит. В меньшей степени развиты эпидот, цоизит и хлорит. Роговая обманка почти вся тремолитизирована и хлоритизирована. Последующее повсеместное изменение хлорита в гидрохлорит и появление лейкокена и гидроокислов железа характеризует значительное развитие процессов выветривания. Андезин сохранился в виде очень мелких реликтов, более или менее равномерно расположенных в породе. В незначительных количествах встречены небольшие листочки талька и отдельные кристаллики циркона и апатита.

Из описания минерального состава обоих горизонтов зоны выщелачивания — гидрохлоритового и гидрослюдистого — следует, что разложение породы в последнем значительно увеличивается, она приобретает глинистый облик, хотя в ней еще не началось заметного образования каолинита и сохраняются в достаточно значительном количестве реликты первичных минералов.

Таблица 3

## Коэффициенты выветривания диоритов

Коэффициенты	Обр. № 152	Обр. № 150	Обр. № 143
	Неизмененный диорит	Зона выщелачивания (гидрохлоритовый горизонт)	Зона конечных продуктов разложения (каолинитово-гидрогётитовая)
Выщелачивания $\text{SiO}_2 : (\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$	3,27	3,28	32,88
Сиферритизации $\text{SiO}_2 : \text{Fe}_2\text{O}_3$	108	25	36
Разложения $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{MgO}$	0,0702	0,23	2,55
Гидратации $\text{H}_2\text{O}^+ : (\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$	0,337	0,421	21,92
Сиалитизации $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$	4,43	4,39	2,68
Алитизации $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Al}_2\text{O}_3$ исх.	1	0,96	1,57
Ферритизации $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{Fe}_2\text{O}_3$ исх.	1	4,12	2,87
«K» = Гаррасовитца $\text{R}_2\text{O}_3 : (\text{RO} + \text{R}_2\text{O})$	0,77	0,88	13,16

## Каолинитово-гидрослюдистая зона

Макроскопически эта зона представлена желтой или желтовато-серой, реже зеленовато-серой, в сухом состоянии — сыпучей, во влажном — вязкой глинистой породой, сохранившей пятнистость. Местами она сильно загрязнена гидроокислами железа и марганца. На общем фоне глинистой, слабо обохренной массы видны мелкие (0,3 мм) чешуйки гидрослюды и гидрохлорита (фиг. 2).

Основную массу породы составляет смесь каолинита (преобладает) и гидрослюды, проникнутая в большей или меньшей степени гидроокислами железа. Встречается мелкозернистый кварц гипергенного происхождения. Плаггиоклазы и неизменная роговая обманка в этой зоне почти отсутствуют. Реликтовые минералы представлены актинолитом, тремолитом и в разной степени обохренным гидрохлоритом.

## Каолинитово-гидрогётитовая зона

Каолинитово-гидрогётитовая зона сложена желтой, буровато-желтой или красновато-желтой пятнистой, сильно рассыпающейся глинисто-охристой породой. Основная масса ее состоит из мелкочешуйчатого каолинита, среди которого разбросаны более крупные червеобразные его кристаллы и гидроокислы железа, представленные гидрогематитом и гидрогётитом.

В основной массе встречаются мелкочешуйчатая гидрослюда, гидрохлорит и редкие мелкие листочки вермикулита, хлорита и актинолита, незначительное количество мелкозернистого кварца.



Фиг. 2. Обохренная порода из каолинитово-гидрослюдистой зоны. Николи +. Увел. 46

1 — каолинит; 2 — гидрохлорит; 3 — кварц; 4 — гидроокислы железа

Как видно из табл. 3 (обр. № 143), коэффициент выщелачивания в этой зоне возрастает в 10 раз, коэффициент разложения — в 36 раз по сравнению с неизменной породой. Приведенные данные в сопоставлении с химическим анализом (табл. 1) свидетельствуют почти о полном выносе одно- и двухвалентных оснований. Увеличение коэффициента гидратации почти в 70 раз подтверждает данные микроскопических исследований, говорящие о широком развитии гидратированных минералов (фиг. 3).

Уменьшение коэффициента ферритизации в каолинитово-гидрогётитовой зоне по сравнению с гидрохлоритовым горизонтом свидетельствует об имевшем место выносе железа из верхней зоны. Это подтверждается также наличием в каолинитово-гидрогётитовой зоне отдельных довольно значительных осветленных участков, из которых гидроокислы железа почти целиком вынесены и которые приобрели существенно као-

линитовый состав, легко различаясь макроскопически, благодаря бледнорозовой или светложелтой окраске. Наличие процессов выщелачивания, после имевших место процессов окисления, доказывает, что в данном случае мы имеем дело с наложением процессов выветривания или с корой выветривания наложенного типа, образование которой И. И. Гинзбург (1947) связывает с изменением климатических условий.

Приведенное описание отдельных зон показывает, что в каждой зоне встречаются остаточные минералы из предыдущих зон.

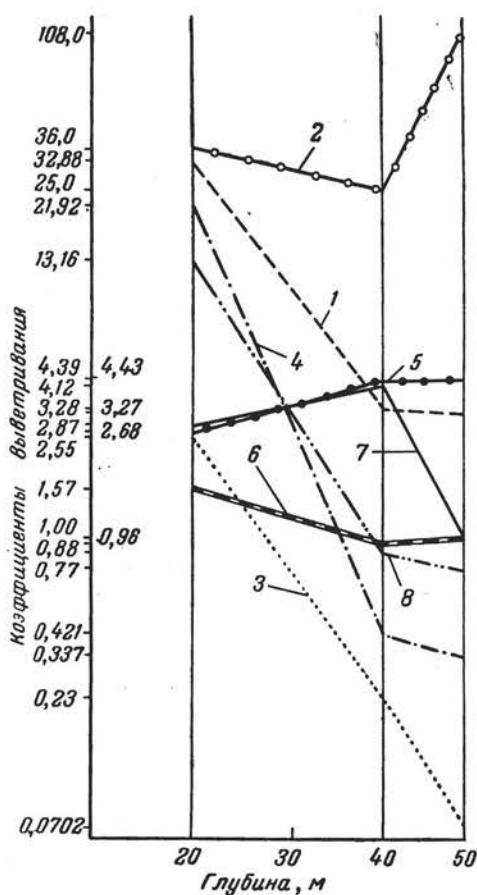
Даже в самой верхней зоне конечных продуктов разложения, где выветривание достигло своего максимума, но в зависимости от различных геологических условий, а также благодаря неодинаковой устойчивости отдельных минералов к выветриванию, сохраняются в незначительном количестве реликты первичных и промежуточных гипергенных минералов.

Описываемая кора выветривания представляет интерес по ряду причин.

1. Вдоль контакта с массивами диоритов кора выветривания на ультрабазитах развита более сильно, образуя вытянутые параллельно контакту корытообразные залежи, нередко с повышенным содержанием никеля и кобальта.

2. При наличии довольно часто встречающейся на контакте перемежаемости диоритов и ультрабазитов образуется хорошо развитая кора выветривания «закрытого типа», которая может иметь промышленное значение.

3. Развитие в приконтактных зонах хлорита, джефферизита и гидрохлорита способствует концентрации никеля на этих участках не только у массивов, но и у даек диоритов.



Фиг. 3. Коэффициенты выветривания в коре выветривания на диоритах

1 — выщелачивания; 2 — сиферритизации; 3 — разложения; 4 — гидратации; 5 — сиалитизации; 6 — алитизации; 7 — ферритизации; 8 — «К»-Гаррасовитца

#### ЛИТЕРАТУРА

- Гинзбург И. И. и др. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 80 и 81, 1946, 1947.  
Петров В. П. Диорит. В кн.: Неметаллические ископаемые СССР. Изд. АН СССР, т. 5, 1941.

---

*А. Г. Завидонова и М. М. Веселовская*

## О ДРЕВНЕЙ КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ РАЙОНА КАЛУЖСКОГО ПОДНЯТИЯ

### ВВЕДЕНИЕ

Изучение литологического состава каменного материала, поднятого при глубоком бурении в Калужском районе, и интерпретация электрокаротажных диаграмм в нижней части разреза, где осадочный комплекс пород тесно примыкает к докембрийскому кристаллическому фундаменту, позволяют дать более или менее детальную характеристику пород зоны выветривания и отчасти установить обстановку и время формирования коры выветривания в интересующем нас районе.

По определению И. И. Гинзбурга (1947), «древней корой выветривания называются оставшиеся на месте продукты разложения и выщелачивания пород в результате воздействия на эти породы в прошлые геологические времена грунтовых вод и грунтового воздуха».

Для определения состава коры выветривания нами были подвергнуты химико-минералогическому изучению некоторые типичные образцы этих пород.

Касаясь характера пород коры выветривания, следует отметить, что малый выход керна не позволил изучить их с достаточной детальностью. Поэтому приведенное ниже описание отличается некоторой схематичностью.

В этой статье кристаллические породы докембрия Калужского района не описываются: они описаны авторами в статье «Докембрий Калужского поднятия» (Веселовская и Завидонова, 1952). Здесь же приведена только краткая характеристика их как материнских пород зоны выветривания.

### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ЗОНЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

#### Воротыньск

**а. М а т е р и н с к и е п о р о д ы.** В Воротыньске материнские породы коры выветривания представлены очень плотными мигматитовыми гнейсами, состоящими из кварца, полевых шпатов и слюды. Кварц водопрозрачный, бесцветный; полевые шпаты белые и розовые; слюды темные. Структура ясно зернистая. Породы имеют темную окраску и достаточно свежий вид. Они вскрыты в интервалах глубин 1062—1063,58 м.

Выше располагается комплекс разнообразных пород зоны выветривания.

б. Породы зоны выветривания. В интервале 1058,4—1062 м залегают сильно разрушенные кристаллические породы в виде гранитной дресвы, состоящей из кварца, красноватых полевых шпатов и большого количества темноцветных минералов, в основном биотита. Мелкие разрыхленные обломки кристаллических пород погружены в песчано-глинистый субстрат красно-бурого цвета.

Вследствие малого выхода керна не представилось возможным установить точное положение контакта коры выветривания с кристаллическим фундаментом. Судя по электркаротажной кривой, скорее всего он располагается на глубине около 1062 м. Выше залегают глины слоистые шоколадно-бурые, плотные, малослюдястые, с неровным изломом. В обр. № к—96/1 «слоистость» выражается в виде изогнутых тонких полосок более темного цвета. Угол наклона их около 40—50°.

На глубине 1058—1058,4 м (обр. № к—95/1) по макроскопическому определению породой этого интервала является щебенка плотного почти черного мигматитового гнейса. Среди минералов, слагающих щебенку мигматитов, преобладают темные слюды, расположенные параллельно сланцеватости, крупные кристаллы водопрозрачного кварца и светлорозовые, сильно каолинизированные полевые шпаты. Процесс каолинизации здесь развит достаточно широко.

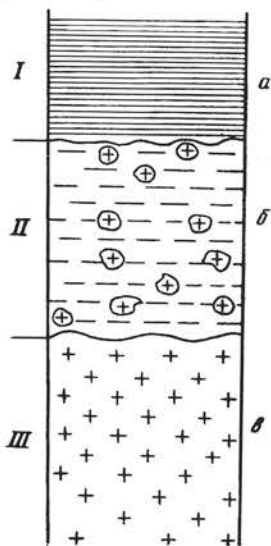
В интервале 1050—1058 м кристаллические породы сильно выветрели; имеют сланцеватую текстуру; ясно видны каолинизированные бледно-розовые полевые шпаты, хлоритизированные слюды зеленоватого цвета и разрушенный кварц, окрашенный окислами железа в бурый цвет. Вся масса обломочного материала погружена в бесструктурную глину красно-бурого цвета, жирную на ощупь (фиг. 1). Более подробной характеристики этого интервала дать нельзя вследствие малого выхода керна.

В интервале 1042—1050 м аргиллит плотный, слоистый, темнозеленого цвета. В некоторых тонких миллиметровых прослоечках содержатся алевритовая и песчаная примесь. Особенно она выделяется на плоскостях раскола.

В нижней части поднятого керна аргиллит сменяется зеленовато-серым мелкозернистым, известковистым песчаником, который располагается в аргиллитовой основной массе линзочками от 0,5 до 1,5 см толщиной. Песчаник и аргиллит имеют подчиненное значение.

Выше в интервале 1035—1042 м (обр. № к—92/1) встречается разной плотности неслоистая глина кирпично-красного или шоколадно-бурого цвета. Среди основной глинистой массы рассеяны мельчайшие чешуйки слюды. Излом ровный.

Из вышеприведенного описания воротынского разреза и каротажной кривой видно, что к зоне древнего выветривания следует относить толщу пород, залегающую в интервалах глубин 1035—1062 м. Общая мощность зоны древнего выветривания около 27 м.



Фиг. 1. Схема контакта зоны выветривания с породами осадочного комплекса и кристаллическим фундаментом в окрестности ст. Воротыnsk.

I — порода осадочного комплекса; II — зона выветривания; III — кристаллический фундамент; а — глины аргиллитоподобные плотные, шоколаднокоричневого цвета; б — красные каолинизированные глины с обломками мигматитовых гнейсов; в — в верхней части выветрелые, в нижней — свежие; в — мигматитовые гнейсы темного, серовато-красного цвета

### Шамордино

На юго-западном погружении Калужского поднятия, в 6 км к юго-западу от ст. Воротынский, в окрестности дер. Шамордино, зона древнего выветривания охарактеризована всего двумя поднятиями керна.

В интервале 1011,85—1014,85 м встречена плотная глина темного шоколадно-коричневого цвета, переполненная дресвой и обломками гранито-гнейса и других пород. Обломки обычно угловатые, изредка угловато-окатанные, более или менее выветрелые. В этом же разрезе с глубин 1020—1030 и 1040 м боковым электрогрунтоносом поднят разнозернистый глинистый песок с обломками гранито-гнейса и кварца. Судя по электрskarоттажной кривой и шламу, поднятому с различных глубин разреза в Шамордино, зона древнего выветривания достигает мощности свыше 50 м, располагаясь в интервалах глубин 1000—1054 м.

Возможно, что часть указанного интервала является базальным конгломератом.

### Плетеневка

В районе дер. Плетеневки, в 9 км к северу от ст. Воротынский, зона древнего выветривания представлена глинистым песком и песчаной каолинизированной, сильно ожелезненной глиной, содержащей большое количество в разной степени выветрелой дресвы гранитов и гранито-гнейсов.

Как показали исследования, песчаные породы насыщены минерализованными водами хлоридно-натриево-кальциевого типа. Общая минерализация вод, по данным К. А. Ксенофонтовой, равна 63—65 г/л.

В Плетеневке, по электрskarоттажной кривой и по составу шлама<sup>1</sup>, зона древнего выветривания располагается в интервалах глубин 1035—1055 м. Общая мощность ее около 20 м.

### Якшуново

На северо-западном склоне Калужского поднятия, в окрестности дер. Якшуново, материнские породы в интервале 1056,45—1057,9 м (обр. № к — 50—51) представлены очень крепкими темносерыми до черного цвета, мелкокристаллическими биотитовыми гнейсами с прожилками белого кварца. Текстура породы сланцеватая. Жилки кварца секут породу под разными углами к горизонтальной поверхности.

Выше, в интервале 1056,13—1056,45 м (обр. № к — 49) залегает сильно выветрелый глинисто-биотитовый сланец черного цвета. По вертикальному сечению в нем видны тонкие светлые прожилки кварца (1—3 мм мощностью). Среди основной глинисто-сланцеватой массы выделяются белые кристаллики вторичного кальцита. Порода с НС1 вскипает.

В интервалах глубин 1052—1056,13 м (обр. № к — 43—48) обнаружен крепкий темносерый и черный мелкокристаллический биотитовый гнейс с прожилками кварца до 1 см мощностью. Текстура породы сланцеватая.

В интервале 1043,8—1047,6 м залегают черный гнейс (в нижней части крепкий, сверху более разрыхленный) и кварцитовидный песчаник темного зеленовато-серого цвета с гнездами кварца или сливного кварцита розовой окраски. Кварц и кварцит распределены неравномерно: то полосами, то в виде гнезд, придавая породе конгломератовидную текстуру. Над песчаником залегает плотная, жирная на ощупь, темнокоричневая глина, содержащая кусочки сланцеватых аргиллитов голубой окраски

<sup>1</sup> Керна в этой части разреза не отбирался.



и округлые включения, одноцветные со вмещающей глиной, с гнездами (до 5 см в поперечнике) тощей голубой и жирной черной глины.

По данным электрокаротажной кривой, зона древнего выветривания в Якшунове располагается в интервалах глубин 1042—1052 м. Мощность ее определяется в 10 м.

### Калуга

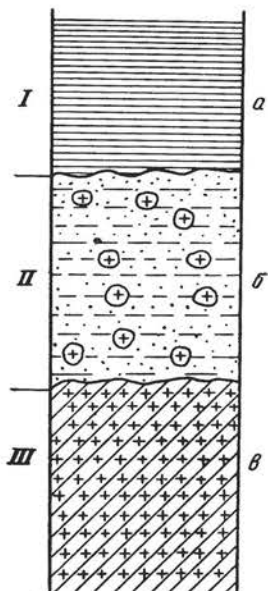
На восточном склоне Калужского поднятия, к северо-востоку от Воротынска, в окрестности г. Калуги, на глубине 1080,8—1081,5 м (обр. № к — 64) обнаружены плотные, розовато-серые, крупнокристаллические мигматитовые гнейсы, сложенные кварцем, полевыми шпатами и темной слюдой. Мигматитовые гнейсы имеют резко выраженную косую сланцеватость. Угол наклона сланцеватости местами превышает 60—70° (фиг. 2).

В интервале 1075,8—1076,6 м (обр. № к — 63) залегают мигматитовые гнейсы, так же розовато-серые, крупнокристаллические, с косой сланцеватостью. Сланцеватость обусловлена распределением пластинок биотита, светлого кварца и полевых шпатов.

В интервале 1063,2—1064,7 м (обр. № к — 62) встречены мигматитовые гнейсы серо-розовые крупнозернистой структуры, текстура сланцеватая. В нижней части порода плотная, вверх по разрезу более слабая с выветрелой, неровной верхней поверхностью.

Выше в том же интервале с резким контактом залегают брекчиевидный элювий зеленовато-серого цвета, очень крепкий, сложенный в основном грубообломочным материалом мигматитового гнейса, беспорядочно разбросанным в основной песчано-глинистой массе. Вся масса сцементирована хлоритизированной глиной. Брекчиевидный элювий перекрывается горизонтально-слоистым плотным аргиллитом зеленовато-черного цвета. Контакт между аргиллитом и брекчией резкий.

В интервале 1051,7—1052,7 м аргиллит шоколадно-бурый, плотный со стяжениями кальцита по трещинам, ясно горизонтально-слоистый.



Фиг. 2. Схема контакта зоны выветривания с породами осадочного комплекса и кристаллическим фундаментом в окрестности Калуги

I — порода осадочного комплекса; II — зона выветривания; III — кристаллический фундамент; а — глины аргиллитоподобные микрослоистые, черные с зеленоватым оттенком; б — брекчиевидный элювий плотный, зеленовато-серый; в — мигматитовые гнейсы, разрыхленные в верхней части и очень крепкие в нижней

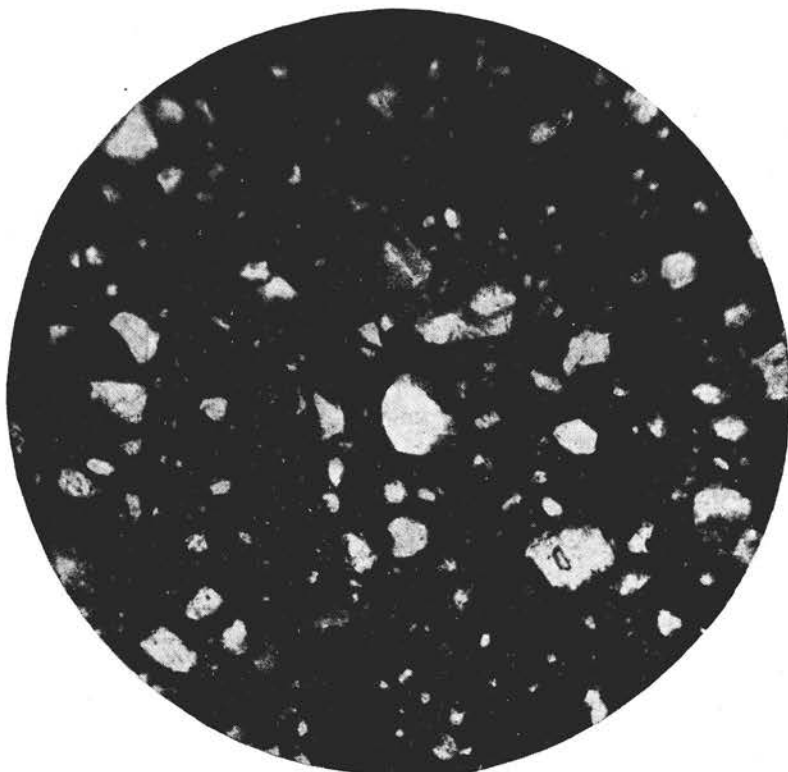
### ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД ЗОНЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Петрографическому исследованию были подвергнуты образцы пород зоны выветривания из Воротынска, Калуги и Якшунова. Наиболее детально изучены образцы из Воротынска.

#### Воротынск

Исследование выветрелых пород из воротынского разреза показало, что они сложены обломками мигматитового гнейса (материнская порода) до 3 мм в поперечнике и глинистым веществом. Обломки состоят главным

образом из полуразрушенного плаггиоклаза, испещренного чешуйками серицита, иногда с зернами карбоната и реже измененных зерен калиевого полевого шпата. Наблюдается также сильно ожелезненный биотит, иногда разбитый на мелкие пластинки. Цвет и плеохроизм его изменяются от темного оливково-зеленого до светлозеленого. Встречаются отдельные угловатые зерна главным образом кварца, реже плаггиоклаза и очень



Фиг. 3. Глина красно-коричневая с обломками гнейсовидной породы (темное — глина, светлое — обломки гнейсовидной породы). Шлиф. Николи ||. Увел. 25

редко биотита, размером 0,02—0,3 мм. Цемент базальный красновато-коричневого цвета, глинистый, ожелезненный. Обломки породы и зерна минералов распределены в нем неравномерно (шлиф № 94/4 с глубины 1050—1058 м). Непосредственно к этой породе примыкает глина красновато-коричневая, в которой встречаются единичные обломки гнейсовидной породы (0,6×0,4 мм) и около 30% зерен кварца и плаггиоклаза (0,15—0,25 мм), распределенных неравномерно (фиг. 3).

Изменение показателя преломления биотита при переходе от мигматитового гнейса (материнская порода) к породе из зоны коры выветривания приведено в табл. 1.

Из сравнения показателей преломления биотита видно значительное понижение его в породе из коры выветривания. В результате проведенных исследований выяснилось, что цементирующее вещество коры выветривания в воротыньском разрезе состоит из красных и бурых гидроокислов

Таблица 1

Показатели преломления биотита из мигматитового гнейса и образца из коры выветривания мигматитового гнейса

Порода	Минерал	Ng	Np
Мигматитовый гнейс	Серовато-зеленый биотит	1,676 $\pm$ 0,002	1,6215 $\pm$ 0,0015
Кора выветривания	Бледный серовато-зеленый биотит	1,6095 $\pm$ 0,0015	1,573 $\pm$ 0,002

железа, гидрослюды, обесцвеченного биотита с пониженным показателем преломления и мельчайших зерен карбоната.

### Калуга

В районе г. Калуги микроскопически изучены образцы пород из зоны выветривания с интервалов глубин 1063,2—1064,7 м (обр. № к — 62, шлифы 2, 3, 4 и 5).

Под микроскопом видно, что порода сложена обломками мигматитового гнейса, отдельными минералами, входящими в его состав, погруженными в цемент из гидрослюды и хлорита (фиг. 4). Обломки гнейса угловатые, размером 0,1—4×6,5 мм. В состав их входят, в убывающем количестве, микроклин с хорошо выраженной решеткой, кварц с волнистым угасанием, плагиоклаз и биотит, плеохроирующий от желтовато-зеленого до серо-зеленого цвета. Количество обломков гнейса в разных шлифах различно и колеблется от 30 до 55%. Количество зерен отдельных минералов (кварца, микроклина, плагиоклаза и биотита) изменяется от 30 до 40%; размер — от 0,05 до 0,6 мм.

Цемент базальный перекристаллизованный (15—30%), состоит из гидрослюдистых минералов и хлорита.

### Якшуново

В окрестности дер. Якшуново из пород зоны выветривания микроскопически изучался только один интервал (1043,8—1047,6 м, шлиф № 42).

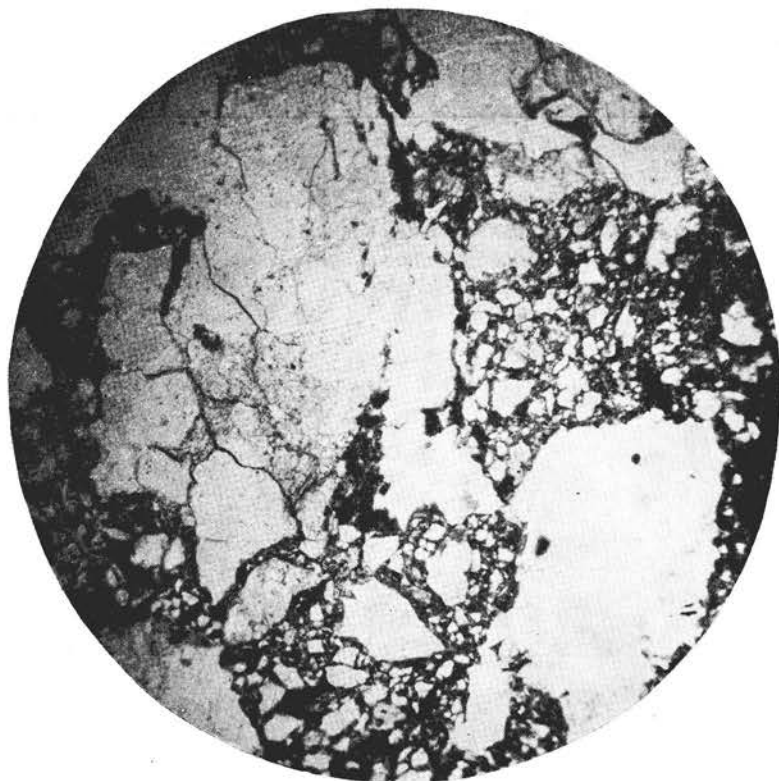
Здесь наблюдается гнейс, в котором участки с гранобластовой структурой чередуются с обогащенными биотитом участками с лепидогранобластовой структурой. Гнейс частично превращен в дресву.

Под микроскопом видно, что между обломками наблюдаются серицит, хлорит, красные и бурые гидроокислы железа, а также листочки биотита. Встречаются угловатые зерна кварца и плагиоклаза размером 0,006—0,3 мм. Измененная часть занимает около 10% всей породы.

### МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Более детально минеральный состав пород коры выветривания изучался только в Вортынке. Изучен один образец плотного аргиллита с глубины 1035—1042 м, в котором исследован минеральный состав тяжелой и легкой фракции, размерами 0,01—0,1 и 0,1—0,25 мм (табл. 2).

Как видно из табл. 2, минеральный состав тяжелой и легкой фракций беден.



Фиг. 4. Разрушенный мигматитовый гнейс (светлое — обломки мигматитового гнейса, темное — гидрослюдистый цемент). Шлиф. Николи ||. Увел. 25

Таблица 2

Минеральный состав тяжелой и легкой фракций образца глинистой породы коры выветривания из Воротынска  
(в %)

Фракции, мм	Тяжелая фракция										Легкая фракция				
	красные и бурые гидроокислы железа	магнетит	лейкоксен	неруд. петрозар.	циркон	рутил	гранат	биотит	зеленая слюда	мусковит	сростки кварца с рудными минерал.	кварц	полевые шпаты	глинистые образования	мусковит
0,25—0,1	51,2	1,4	—	—	+	+	1,4	17,9	7,1	21,0	—	56,8	17,4	23,3	2,5
0,1—0,01	6,8	5,0	+	2,2	1,3	+	2,3	12,0	24,2	46,2	+	+	+	100	+

Существенным является отсутствие пирита, обилие красных и бурых гидроокислов железа и слюд с яркими красно-бурыми пятнами ожелезнения. Из группы устойчивых минералов преобладает гранат, что харак-

терно и для вышележащих нижнепалеозойских кембрийских (?) отложений. Наблюдаются зеленый биотит и слюда бледной светлозеленой окраски. Видны все переходы между этими разностями слюд. Большинство слюд окрашено ржаво-красными пятнами гидроокислов железа. В легкой фракции зерна кварца угловатые. Полевые шпаты встречаются в большом количестве (17,4%); представлены плагиоклазом и микроклином, сильно измененными вторичными процессами.

Просмотр красно-бурого песчанистого субстрата в иммерсии показал, что он состоит из глинистого вещества, содержащего большое количество песчаного и алевритистого материала, и является типичным элювием, образованным на кристаллических породах.

Из анализа видно (табл. 2), что в крупной песчаной фракции из легких минералов большое значение имеют кварц и полевые шпаты, в то время как в мелкой, алевритистой фракции они почти отсутствуют. Кроме того, в крушной фракции среди тяжелых минералов основная роль принадлежит вторичным минералам — красно-бурым окислам железа и слюдам; в алевритистой фракции на долю слюд падает 82,4% всего минерального состава.

Изучение продуктов выветривания из разных мест в Калужском районе показало однообразие их минерального состава.

Главными компонентами их являются гидрослюды, окислы железа, развитые главным образом в пестроокрашенных разностях, и зерна кварца; в небольшом количестве присутствуют циркон, гранат, рутил, измененные зерна плагиоклаза и микроклина и расщепленные пластинки биотита. Кварц обычно встречается в виде угловатых зерен, неравномерно распределенных в разрезе.

В породах зоны выветривания из разрезов Калуги и Якшунова промежуток между щебенкой заполнены гидрослюдой и отчасти хлоритом. В породах из Ворынского разреза, кроме гидрослюд, существенную роль в цементе играют еще и гидроокислы железа.

Результаты микроскопического исследования ясно указывают на изменение минерального состава пород, которое свойственно процессам химического выветривания. Последние сопровождались разрушением малоустойчивых минералов: плагиоклазов, биотита, мусковита и др., за счет которых возникали новые минералы группы гидрослюд и окиси железа.

#### ХАРАКТЕРИСТИКА ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

Приведенные выше данные минерального состава типичных продуктов выветривания мигматитовых гнейсов района Ворынска довольно хорошо согласуются с данными химического анализа, приведенными в табл. 3.

Отношение  $\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$  меньше единицы и колеблется в пределах от 0,24 до 0,43 при высоком содержании кремнезема (52—59%). Наибольшее количество кремнезема наблюдается в красной рыхлой глине, содержащей выветрелые обломки мигматитового гнейса; наименьшее — в более уплотненных глинистых разностях. Необходимо отметить, что обогащенная кремнеземом разность располагается в непосредственной близости от материнской породы. Количество глинозема изменяется от 14,84% (обр. № 2) в глинах, содержащих реликты кристаллических пород, до 21,03% в разностях глин, не содержащих последних (обр. № 4).

## Химический состав пород зоны выветри

№ образца	Глубина взятия образца (м)	Керн	Порода	Компоненты				
				гигроск. Н <sub>2</sub> O	потеря при провал.	SiO <sub>2</sub>	CaO	MgO
1	1058,4	96/1	Глина шоколадно-бурая	2,38	6,40	54,40	0,59	1,67
2	1050—1051	94/1	Глина рыхлая красная	2,81	6,43	59,72	1,55	1,86
3	1042—1050	93/22	Аргиллит темнозеленый	3,16	7,83	55,48	1,03	3,37
4	1035—1042	92/2	Глина алевроитовая красная	3,86	5,40	52,80	1,21	2,74

Породы зоны выветривания данного профиля отличаются повышенным содержанием окисного железа, колеблющимся от 10 до 17%. Следует заметить, что поведение всех составляющих химических компонентов является неопределенным и невыдержанным, т. е. наблюдается неравномерное скачкообразное изменение снизу вверх.

Повышенное содержание окислов железа согласуется с данными минералогического анализа. В иммерсионных препаратах констатировано довольно высокое содержание красных и бурых окислов железа и магнетита, что, по видимому, можно объяснить исходным первичным составом материнских пород, из которых образовались рассматриваемые продукты выветривания.

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Детальное изучение литологического состава пород, непосредственно покрывающих кристаллический фундамент на Калужском поднятии, позволяет с некоторой достоверностью восстановить физико-географическую обстановку времени формирования древней коры (зоны) выветривания. Верхняя граница коры выветривания во всех калужских глубоких скважинах, судя по электрокаротажным кривым, отмечается резким возрастанием кривой сопротивления, которая в пять-восемь раз превышает сопротивление вышележащих осадочных пород, а по отношению к материнским породам зоны выветривания отличается меньшим удельным сопротивлением и более расчлененной PS.

Резкая смена вертикально и косо поставленных метаморфических пород в Якшунове и Калуге (фиг. 5) горизонтально лежащими неизменными осадочными породами, а также отмеченные выше следы выветривания говорят о весьма длительном перерыве и резком угловом несогласии.

По всей вероятности, началу образования коры выветривания предшествовали горообразовательные движения, которые вывели из горизонтального положения породы кристаллического фундамента в Якшунове, Калуге (фиг. 5) и других местах Калужского поднятия. То же самое отмечают А. Н. Заварицкий и В. П. Батурич (1951) для района Москвы.

По их данным, одна из зон поднятий проходила в районе Москвы и в связи с этим докембрийский комплекс был размыт до наиболее древних архейских формаций.

Таблица 3

## ванья мигматитовых гнейсов Воротынска

SO <sub>2</sub>	Сера валовая	Сера сульфатная	H <sub>2</sub> S	Железо подвижное		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / SiO <sub>2</sub>
				закисное	окисное			
0,88	0,040	0,026	Нет	0,799	4,270	12,05	23,25	0,427
3,14	0,726	0,065	Нет	1,020	3,660	17,43	14,84	0,248
0,95	0,670	0,051	+	4,980	1,436	30,66		
1,51	0,443	0,141	Сл.	2,699	1,977	10,57	21,03	0,40

К моменту формирования осадочного комплекса Русская платформа в центральной ее части была уже пенецпленизирована. Процессы выветривания параллельно с денудацией изменили кристаллические породы на большую глубину.

Как показывают новые геологические данные, пенецпленизацией был затронут не только район Москвы, но также районы Калуги, Редкина и других мест.

Накопление мощных (10—27—50 м) толщ продуктов выветривания свидетельствует о прекращении подъема и замирании денудационных процессов в перечисленных выше местах, а возможно и на более значительной территории.

Анализ разреза зоны выветривания на Калужском поднятии указывает на то, что физико-географическая обстановка изменялась неоднократно. На это указывает смена характера продуктов выветривания (см. описание разрезов). По всей вероятности формирование коры выветривания происходило в несколько этапов.

Б. Б. Полюнов (1933, 1935, 1944) считает, что образование коры выветривания происходит в четыре этапа:

«Первый этап — механическое разрушение.

Второй этап — удаление некоторых соединений, по преимуществу соединений хлора и серы, реакция среды нейтральная.

Третий этап — выщелачивание оснований, в идеальном случае это ведет к образованию глин типа каолина.

Четвертый этап — аллитный, он выражается в усилении распада кремне-глиноземистого ядра и в вынесении кремнезема этого ядра». По



Фиг. 5. Мигматитовый гнейс. Характер кристаллического фундамента Калужского разреза. Фото зерна (1/2 нат. вел.)

мнению Б. Б. Полынова, последний момент соответствует накоплению полуторных окислов и остаточного кремнезема.

При составлении профиля каолинизированной коры выветривания И. И. Гинзбург «выделяет три основные зоны (снизу вверх): 1) дресвянистую или дезинтегрированную, 2) гидрослюдистую и 3) каолиновую».

На изученной нами территории в самой нижней части разреза породы фундамента разрушены слабо. На самом контакте с материнскими породами образуется горизонт самой начальной стадии выветривания, характеризующейся механическим разрушением пород (первый этап Б. Б. Полынова, 1933). Он особенно хорошо выражен в мигматитах и гранито-гнейсах в Воротынске и Калуге. В породах масса трещин, нарушена сплошность, но сохраняется первичная структура. Мощность горизонта небольшая — 0,5—2 м.

Выше эти породы переходят в более разрушенные, но еще слабо измененные образования, которые обычно называются «дресвой» (это соответствует второму этапу Б. Б. Полынова или первой зоне И. И. Гинзбурга).

Появление дресвы, по Б. Б. Полынову, соответствует зоне выщелачивания, характеризующейся пониженным содержанием щелочей и щелочных земель. Для нее характерно появление глинистых рыхлых каолинизированных продуктов выветривания (последние обнаружены в Воротынске). По направлению к следующей зоне они постепенно вытесняют реликты исходных минералов, присутствующие в верхней части уже в виде отдельных включений (что, повидимому, соответствует третьему этапу Б. Б. Полынова или второй (?) зоне И. И. Гинзбурга).

Выше идет зона глинистых, глубоко измененных продуктов выветривания — каолинизированных образований, утративших первоначальную структуру исходных материнских пород (она соответствует, по всей вероятности, четвертому этапу Б. Б. Полынова или третьей (?) зоне И. И. Гинзбурга).

С этой зоной обычно связано появление различных эпигенетических образований: каолинита, бурых железняков и тому подобных образований. Местами в Воротынске, Плетеневке и Шамордино в верхних горизонтах зоны выветривания красно-бурые пестроокрашенные глины обогащены буро-железистыми стяжениями в виде конкреций. Генезис этих железистых образований видимо связан с циркуляцией железистых растворов по трещинам.

Таким образом, из изложенного выше вытекает, что в калужском профиле коры выветривания наиболее древним компонентом является дресва мигматитового гнейса (фиг. 6). Позднее образовалось цементирующее вещество, которое впоследствии было перекристаллизовано.

В воротынском профиле к первичным продуктам выветривания, образовавшимся в первый этап разрушения, относится дресва; во второй этап образовались гидрослюды и гидроокислы железа. Последующей перекристаллизации цементирующего вещества здесь не наблюдается.

Различное состояние пород зоны выветривания в разных пунктах Калужского поднятия, повидимому, является следствием различных условий, в которых находились эти породы. Возможно, что здесь сказалось действие подземных вод.

По нашим наблюдениям подошва коры выветривания в Воротынске находится гипсометрически выше, чем в Калуге, примерно на 30 м. Падение слоя коры выветривания в направлении от Воротынска к Калуге определяется около 3 метров на 1 км.

В заключение следует отметить, что на Калужском поднятии в коре выветривания, применительно к схеме И. И. Гинзбурга, достаточно ясно



выделяются две зоны: 1) дресвянистая и 2) гидрослюдистая. Возможно, что в воротыньском профиле присутствуют еще элементы третьей каолининовой зоны, на что указывает отношение  $Al_2O_3 : SiO_2$ .

Близкую картину к описанному выше излагает Я. К. Писарчик (1952) для района с. Бабка, одного из пунктов северного склона Воронежского кристаллического массива, где ею устанавливается древняя кора выветривания.

«Нижняя зона, мощностью около 3 м. Она сложена очень сильно выветрелым гранитом, довольно рыхлым, пористым, но сохраняющим еще реликтовую крупнокристаллическую структуру гранита. В зеленовато-серой массе породы макроскопически различимы зерна розового полевого шпата и кварца.

Средняя зона, мощностью 2—2,5 м, сложена серой глинистой породой, более рыхлой и пористой, чем в нижней зоне. Над этой зоной располагается верхняя зона мощностью также 2—2,5 м, сложенная светлосерой, почти белой, в единичных случаях красно-бурой глинистой породой, в которой присутствуют в значительном количестве зерна кварца, а местами точечные включения сидерита.

По её данным, в нижней зоне продуктов выветривания происходит замещение плагиоклаза гидрослюдистым (?) минералом, частичное замещение биотита гидрохлоритом или каолинитом. В средней зоне биотит уже нацело замещен гидрохлоритом или каолинитом, отмечается последовательное разложение микроклина, появление карбонатов и пирита. Предполагается, что последние возникли эпигенетическим путем в более позднюю стадию формирования этой зоны.

В верхней зоне указывается наличие значительного количества более или менее корродированных устойчивых зерен кварца и циркона. Остальная же часть породы в этой зоне представляет собой почти бесцветную, желтоватую или зеленоватую массу, состоящую из каолинита, возможно, с примесью гидрослюды.

Интересно отметить, что в районе Редкино к северо-западу от Москвы, по наблюдению А. В. Копелиовича (1951), «на кристаллическом основании залегает толща пород мощностью 10 м, представленная обломочным элювиальным и делювиальным материалом, состоящим из мелких обломков слюдяных гнейсов, нередко каолинизированных, часто дезинтегрированных до состояния дресвы и песка, иногда превращенных в пластичную песчано-глинистую массу». Эту толщу он относит к древней коре выветривания.

По данным А. Н. Заварицкого и В. П. Батурина (1951), в Москве кора выветривания, так же как и в Редкино, имеет 10-метровую мощность и представлена разнообразными, сильно каолинизированными элювио-делювиальными образованиями. По их наблюдениям, «по крайней мере шесть раз на протяжении 10 м разреза происходила резкая смена глини-



Фиг. 6. Элювий кристаллических пород. Образец керна из зоны выщелачивания (мелкие белые пятна — обломки кристаллических пород, светлосерое и черное — цементирующее вещество). Фото керна ( $1/2$  нат. вел.)

Таблица 4

## Глубина залегания и мощность донижнепалеозойской коры выветривания и сведения о покрывающих и подстилающих ее породах

Местоположение скважины	Глубина взятия образца, м		Мощность коры выветривания, м	Покрывающие породы и их возраст	Подстилающие породы*
	от	до			
Красное село	345,6	347,6	2,10	Нижнекембрийские песчаные породы (гдовские)	Гнейсы
Поповка	330,4	337,8	7,40	Нижнекембрийские песчаники (гдовские)	»
Старая Русса	920,4	942,8	22,4	То же	Гранат-силлиманит-биотитово-мigmatитовые гнейсы
Локно	526,40	530,0	3,6	Нижнекембрийские песчаные породы (гдовские)	Гнейсы с гранатом
Усть-Славянский	266,3	272,3	6,0	Аргиллиты нижнекембрийского возраста	Гнейсы
Прангли	413,65	414,55	0,9	Нижнекембрийские отложения	»
Плавинас	1024,3	1029,3	5,0		
Советская	2107,6	2112,0	4,4	То же	Гранит-порфиры
Невель	910,19	939,71	29,52	»	Гнейсы
Редкино	1729	1738*	9,0	Нижнекембрийские песчаные породы (редкинский комплекс)	Дноритовые гнейсы
Москва	1645,6	1656,6	11,0	Нижнекембрийские песчаные породы	Мigmatиты с силлиманитом и кордерином
Воротынский район	4035,0	4062,0	27,00	Аргиллиты нижнекембрийского возраста	Мigmatитовые гнейсы и гнейсы
Калуга	1063,2	1064,7	1,2	То же	То же
Рязань	1017,37	1030,06	12,69	Нижнекембрийские песчаники (гдовские)	Гранито-гнейсы
Непейцино	1640,00	1650,00	10,00	Нижнекембрийские отложения (гдовские)	Гнейсы
Горький	1673,00	1685,00	12,00	Нижнекембрийские песчаники (гдовские)	Мigmatитовые гранат-силлиманит-биотитовые гнейсы
Глазов	2218,00	2224,00	6,00	Нижнепалеозойские отложения	Амфиболиты

\* Возраст подстилающих пород архейский, и потому в каждом случае это не отмечается. Только в Советской скважине подстилающие породы, возможно, имеют более молодой возраст.

стых осадков грубозернистыми отложениями. Как показывают петрографические исследования, это чередование не было циклическим повторением одних и тех же условий, а представляло собой развивающийся процесс, все время меняющий свои формы. Причем по мере движения вверх по разрезу глинистые остатки становятся более однородными, а грубые песчанисто-гравелитовые более отсортированными». В табл. 4 приводятся краткие данные о глубине залегания и мощности донижнепалеозойской коры выветривания и сведения о покрывающих и подстилающих ее породах.

После образования древней коры выветривания наметилось изменение физико-географической обстановки, вызванное дифференциальными движениями земной коры, охватившими центральную часть Русской платформы. Повидимому, эти движения происходили с отрицательным знаком и привели к тому, что центральная часть Русской платформы стала погружаться под уровень моря.

Этот переходный момент в жизни данного участка земной коры ознаменовался сменой эрозионных и денудационных процессов, царивших на ее поверхности, процессами седиментации. Над корой выветривания в Калуге, Москве, Редкино и других местах стали накапливаться первые толщи осадков, сносившихся в бассейны с окружающей их суши.

Трансгрессия моря шла с востоко-северо-востока. Под уровень моря погрузилась в первую очередь центральная часть Подмосковной впадины: Москва, Редкино, затем Серпухов, Боровск и Калуга, тогда как запад и юго-запад Подмосковной впадины и северный склон Воронежского кристаллического массива продолжали оставаться сушей.

О времени формирования зоны древнего выветривания на изученной территории у нас достоверных данных нет. Этот вопрос приходится решать приближенно, руководствуясь косвенными данными.

В описанных выше разрезах на Калужском поднятии кора выветривания залегает на кристаллическом фундаменте и перекрывается отложениями нижнего палеозоя (нижний кембрий ?). То же самое наблюдается и в соседних разрезах: в Московской (Старобоенской) скважине и в Редкино. В последнем пункте доказано (Копелиович, 1951), что нижний палеозой, перекрывающий кору выветривания, относится к нижнему кембрию. На северном склоне Воронежского кристаллического массива, по заключению Я. К. Писарчик (1952), древняя кора выветривания образовалась в доживетское время.

Исходя из этих скудных данных, мы можем лишь предполагать, что кора выветривания, повидимому, имеет разный возраст: в районе Калужского поднятия, в Редкино и в Москве возраст ее более древний, докембрийский, на северном же склоне Воронежского кристаллического массива — более молодой, возможно нижнедевонский (?).

#### ЛИТЕРАТУРА

- В а р с а н о ф ъ е в а В. А. Месторождения каолиновых глин в Кунгурском, Красноуфимском и Соликамском уездах Пермской губ. Мат. для изуч. естеств. произв. сил., АН СССР, № 64, 1927.
- В е с е л о в с к а я М. М. и З а в и д о н о в а А. Г. Докембрий Калужского поднятия по материалам глубокого бурения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1952.
- Г и н з б у р г И. И. Стадийное выветривание минералов. В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. АН СССР, 1946.
- Г и н з б у р г И. И. Древняя кора выветривания, ее минералы и месторождения полезных ископаемых. В кн.: Юбилейный сборник, посвященный XXX-летию Октябрьской революции, ч. 2, АН СССР, 1947.

- Г и н з б у р г И. П. Образования древней коры выветривания на территории СССР, ее минералы и их свойства. Тр. Юбилейной сессии, посвященной столетию со дня рожд. В. В. Докучаева. АН СССР, 1949.
- З а в а р и ц к и й А. Н. и Б а т у р и н В. П. Петрографическое исследование нижней части палеозойского комплекса и его кристаллического основания в районе г. Москвы (по матер. скв. на старых бойнях). В кн.: Сборник памяти А. Д. Архангельского, АН СССР, 1951.
- З а в и д о н о в а А. Г. Литолого-стратиграфическая характеристика девонских и нижнепалеозойских отложений Калужского района. К геологии Центральных областей Русской платформы. ВНИИГАЗ, Госгеолиздат, 1951.
- К о п е л и о в и ч А. В. К характеристике палеозойских отложений северо-западного Подмосковья по данным бурения в районе ст. Редкино. К геологии Центральных областей Русской платформы. Госгеолиздат, 1951.
- П е т р о в В. П. Геолого-минералогическое исследование уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, сер. петрографич., вып. 95, № 29, 1948.
- П и с а р ч и к Я. К. Материалы к характеристике древней коры выветривания северного склона Воронежского кристаллического массива. Материалы по геологии Европейской части СССР. Госгеолиздат, 1952.
- П о л ы н о в Б. Б. Типы коры выветривания и их распределение в зависимости от геоморфологических условий. ДАН СССР, № 3, 1933.
- П о л ы н о в Б. Б. Выветривание. Состав континентальных отложений. Тр. Геологич. ассоц. АН СССР, вып. 4, 1935.
- П о л ы н о в Б. Б. Красноземная кора выветривания и ее почвы. Почвоведение, № 1, 1944.

**В. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ  
ИССЛЕДОВАНИЯ И МЕТОДЫ  
ИССЛЕДОВАНИЯ**

---

---

*В. Т. Пальвелев*

## УСТОЙЧИВОСТЬ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ПО ОТНОШЕНИЮ К АГРЕССИВНОМУ ВОЗДЕЙСТВИЮ ВОД<sup>1</sup>

Представление об устойчивости пород не является в настоящее время достаточно определенным, и нередко бывает, что одним и тем же термином обозначают совершенно различные понятия. Однако устойчивость пород по отношению к растворяющему и выщелачивающему действию вод, содержащих растворенные газы и соли, имеет большое практическое значение. Так, например, при строительстве гидросооружений возможность применения тех или других пород в значительной мере определяется их устойчивостью. Не менее важно знать хотя бы относительную устойчивость пород для понимания направления многих геологических процессов.

В большинстве случаев мерой устойчивости пород может служить количество вещества, выносимого водой в тех или других стабилизированных условиях в единицу времени. При этом, конечно, не учитывается влияние этого выноса на механическую прочность той или другой породы. Легко себе представить, что с этой точки зрения одинаковый вынос вещества может дать, в зависимости от структуры породы, совершенно различный эффект.

В настоящей работе соотношение между механической прочностью и количеством выносимого вещества совершенно не рассматривается (это намечено сделать в дальнейшем) и за фактор, определяющий устойчивость пород, принимается вынос вещества в единицу времени.

До настоящего времени методика определения как относительной, так и абсолютной устойчивости пород совершенно не разработана. Если некоторые авторы и пытались подойти к разрешению этого вопроса, то во всех случаях они ставили знак равенства между устойчивостью породы и ее растворимостью в равновесных условиях. Между тем это нельзя считать правильным. Действительно, как в природе, так и в практике работы гидросооружений условия воздействия воды на породу обычно бывают весьма далекими от равновесных. Подчеркивая медленное течение процесса растворения, Н. М. Страхов (1951) указывает, что «текущие воды могут длительно (неделями) протекать над карбонатными породами, особенно доломитом, и так и не достичь состояния насыщения углекальциевой солью (не говоря уже о  $MgCO_3$ )».

Понятно, что при размыве, например, плотины, где течение воды, конвекционные токи и т. д. будут постоянно приносить свежие порции воды, ни о каком равновесии или даже приближении к равновесию не может

---

<sup>1</sup> В экспериментальной части настоящей работы принимали участие химики Р. С. Яшина, Л. А. Андреичева и лаборант В. М. Степашкина.

быть и речи. С другой стороны, в тех случаях, когда действительно может образовываться равновесный раствор (например, при фильтрации через тело плотины), в силу медленного течения процесса фильтрации взаимодействие будет иметь место только в тонком поверхностном слое. Циркулирующие через тело плотины насыщенные (равновесные) растворы не будут уже оказывать заметного действия на вещество плотины.

Таким образом, как в природе, так и на практике условия, при которых могут образовываться равновесные растворы, будут иметь сравнительно ограниченное значение и несравненно большую роль будет играть вынос вещества породы водой в резко неравновесных динамических условиях. Учитывая все сказанное, а также и то, что в литературе отсутствуют какие-либо попытки определить устойчивость пород в неравновесных условиях (при наличии сравнительно большого материала по изучению равновесий), мы и провели такую работу. Для этого был использован кварцевый прибор, описанный уже в предыдущем сообщении (Пальвелев, 1952).

Ввиду того, что, согласно литературным данным, наиболее существенным фактором, определяющим растворимость карбонатных пород, является растворенная в воде углекислота, тогда как присутствие тех или других солей играет второстепенную роль, в настоящей работе изучалось только воздействие углекислоты, растворенной в чистой воде, хотя при конструировании прибора и предусмотрена возможность работы с соевыми растворами.

Так как одной из поставленных задач было уловить влияние структуры пород, работа проводилась не с мелко измельченным образцом, а с фракцией 1—5 мм, получаемой отсевом после осторожного дробления образца. Для удаления пыли, всегда остающейся на крупинках породы, образец промывался сначала водопроводной водой, затем дистиллированной и бидистиллятом и просушивался при 105°.

В результате большого числа предварительных опытов была выработана следующая методика работы. Навеска образца около 25 г, приготовленного указанным выше порядком, помещалась в гильзу из платиновой сетки и точно взвешивалась на аналитических весах после высушивания при 105°. Гильза на нитке опускалась на дно центральной реакционной трубки прибора, в котором предварительно устанавливались: заданная температура рубашки, циркуляция воды (соответствующим нагреванием колбы) и насыщение воды током углекислоты. Для достижения стационарного состояния прибор работал после установления нужной температуры без навески не менее часа. Опущенная затем навеска карбонатной породы подвергалась в приборе выщелачиванию в течение около 6 час., после чего гильза с навеской из прибора вынималась и прибор промывался без навески в тех же условиях в течение 4—5 час. Скорость тока углекислоты во все время опыта поддерживалась на уровне около одного пузырька в секунду.

Специальными опытами было установлено, что значительное увеличение скорости тока углекислоты не дает существенного увеличения количества выщелачиваемого вещества, т. е. что количество растворяющейся в условиях опыта углекислоты близко к пределу насыщения при установленной температуре и давлении около 1 атм.

Полученные в опыте продукты выщелачивания собирались в кварцевой колбе и анализировались. Так как вся аппаратура изготовлялась из плавленного кварца, гильза для навески была платиновой и на всех этапах работы применялся бидистиллят, полученный в кварцевой аппаратуре, условия чистоты опытов можно считать в достаточной мере обеспеченными.

В собранных продуктах выщелачивания определялись Ca и Mg. Методика определения кальция сводилась к следующему. Измеренную часть исследуемого раствора подкисляли 2—3 мл 1 н. соляной кислоты, прибавляли 10—15 мл насыщенного раствора щавелевокислого аммония, нагревали почти до кипения и осаждали аммиаком, прибавляемым по каплям до ясного запаха. Раствор оставляли стоять на ночь, на другой день фильтровали через беззольный фильтр и промывали холодной водой до исчезновения реакции с раствором азотнокислого серебра. Промытый фильтр вместе с осадком переносили в небольшой стаканчик, добавляли 50 мл  $H_2SO_4$  1 : 9 для растворения оксалата кальция и, после подогревания до 70—80°, титровали 0,01 н. раствором перманганата калия.

Методика определения магния (фотоколориметрически с титановой желтой) была той же, что и описанная в статье В. Т. Пальвелева и Л. А. Андреичевой, помещенной в настоящем сборнике.

В первоначальных опытах, кроме определения Ca и Mg, измерялась также убыль веса взятой навески породы после высушивания при 105°. Было выяснено, что при условии достижения постоянного веса при сушке навески перед опытом и после него убыль веса соответствует сумме выщелоченных  $CaCO_3$  и  $MgCO_3$ . Однако операция определения убыли веса оказалась более трудоемкой, чем раздельное определение Ca и Mg, а так как такое раздельное определение все равно представлялось необходимым для выяснения характера выщелачивания, убыль веса навески в дальнейшем не определялась.

Как известно, растворимость углекислоты в воде повышается при понижении температуры. Вследствие этого растворимость карбонатных пород в воде при равновесии с углекислотой при одном и том же давлении должна быть тем больше, чем ниже температура. Опытные данные полностью подтверждают это вполне естественное предположение (Янатьева, 1950; Страхов, 1951). Однако иногда отсюда делался уже совершенно неправильный вывод о большей устойчивости карбонатных пород по отношению к углекислотной агрессии вод при повышении температуры.

Если учесть, что процесс выщелачивания вещества породы должен происходить преимущественно в неравновесных условиях, станет очевидным, что скорость выщелачивания должна определяться в первую очередь двумя основными факторами: количеством углекислоты в растворе и скоростью химической реакции образования бикарбонатов кальция и магния, затем переходящих в раствор. При этом количество растворенной углекислоты уменьшается примерно вдвое при повышении температуры на каждые 20—30°, а скорость химической реакции по известным законам химической кинетики должна возрастать в два и более раз при повышении температуры реакции на каждые 10°. Следует предположить, что в результате наложения этих двух противоположных влияний при повышении температуры скорость выщелачивания карбонатных пород в неравновесных динамических условиях будет возрастать. Действительно, опыты выщелачивания, проведенные для одного и того же образца доломита по описанной выше методике при одних и тех же условиях, при температуре в 25 и 50°, показали увеличение количества выщелоченного вещества при повышении температуры (см. табл. 1).

Поэтому для дальнейшей работы по сравнительному изучению устойчивости различных карбонатных пород была принята температура 50°, как более удобная.

Таким образом, было произведено выщелачивание ряда образцов известняков и доломитов в токе воды, насыщенной углекислотой, при 50°, в течение 5—6 час. Все образцы брались в крупности 1—5 мм, отмывались



Таблица 1

Влияние температуры на выщелачивание доломита  
(содержание: CaO—32,58%; MgO—19,50%)

Температура, °C	Время выщелачива- ния	Навеска, г	Выщелочено в опыте, мг					Выщелочено в час на 1 г навески, мг		
			MgO	CaO	MgCO <sub>3</sub>	CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub> + +CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub> + +CaCO <sub>3</sub>
25	5 ч. 45 м.	25,84	14,4	35,0	30,0	62,0	92,0	0,20	0,42	0,62
50	4 ч. 30 м.	24,99	12,0	43,9	25,0	77,7	102,7	0,22	0,69	0,91

от пыли и помещались в кварцевый прибор в гильзе из платиновой сетки. Количество полученных в результате CaCO<sub>3</sub> и MgCO<sub>3</sub>, рассчитанных на 1 г взятой навески и 1 час, сопоставлено в табл. 2 с результатами анализа исходных образцов и для ряда образцов — с пористостью их, определенной в лаборатории Б. В. Залесского (Залесский, Лапин и Тер-Григорян, 1947).

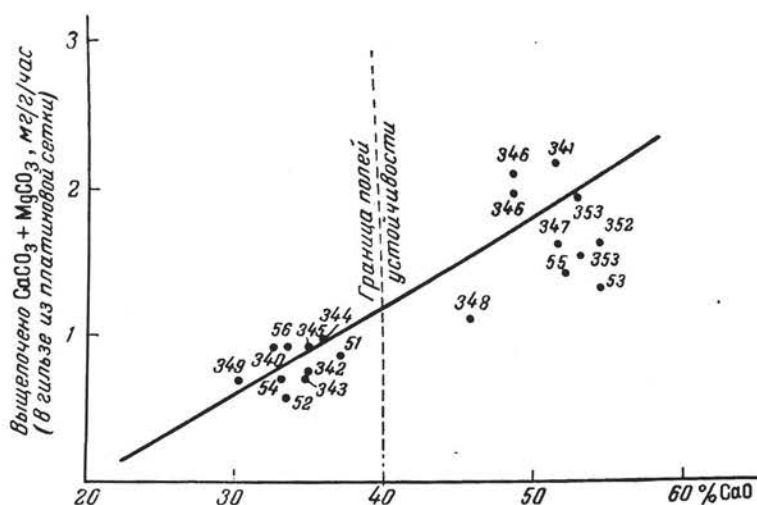
Из табл. 2 видно, что все изученные образцы могут быть разбиты на две основные группы: доломитовую, куда следует отнести породы со сравни-

Таблица 2

## Сравнительное определение устойчивости различных карбонатных пород

№ образца	Содержание, %		Пористость, по определе- нию Б. В. За- лесского с сотрудни- ками, %	Выщелочено на 1 г навески в 1 час, мг		
	CaO	MgO		CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	CaCO <sub>3</sub> +MgCO <sub>3</sub>
340	32,58	19,50	4,4	0,69	0,22	0,91
344	36,76	18,58	9,5	0,81	0,15	0,96
347	52,25	0,52	24,6	2,14	0,03	2,17
347	52,25	0,52	24,6	1,59	0,03	1,62
353	53,57	0,16	0,7	1,91	0,01	1,92
353	53,57	0,16	0,7	1,52	0,01	1,53
349	30,10	21,37	4,0	0,45	0,23	0,68
343	34,66	19,68	4,5	0,53	0,15	0,68
346	49,15	3,10	21,3	2,02	0,07	2,09
346	49,15	3,10	21,3	1,88	0,07	1,95
345	35,00	19,24	5,1	0,78	0,12	0,90
342	35,13	19,39	13,0	0,60	0,13	0,73
352	54,60	0,41	18,0	1,61	0,02	1,63
348	45,97	8,01	6,4	1,06	0,05	1,11
51	37,18	16,91	—	0,74	0,11	0,85
52	33,61	21,05	—	0,38	0,19	0,57
53	54,46	0,22	—	1,31	0,012	1,43
54	33,02	21,29	—	0,46	0,22	0,68
55	52,41	2,15	—	1,38	0,03	1,41
56	33,50	18,31	—	0,73	0,19	0,92

тельно небольшим содержанием карбоната кальция, и известняковую, куда относятся сравнительно слабо доломитизированные известняки. По количеству выщелоченного вещества породы первой (доломитовой) группы оказываются в два-три раза более устойчивыми, чем породы второй



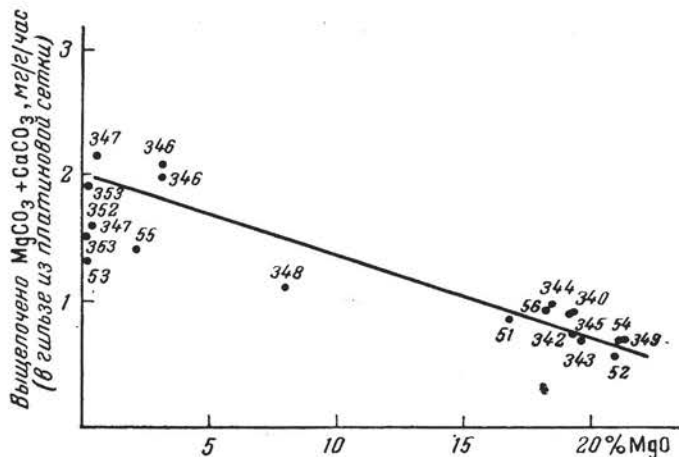
Фиг. 1. Устойчивость карбонатных пород к агрессивному действию  $\text{CO}_2$  в зависимости от содержания  $\text{CaO}$

группы. Породы с промежуточными свойствами встречаются значительно реже. С другой стороны, полученные экспериментальные данные по количеству выщелоченного вещества не дают возможности сделать какие-либо определенные выводы о зависимости устойчивости пород от их пористости. В условиях опыта такой зависимости не обнаружилось, однако возможно, что она может выясниться при более длительных опытах и особенно в случае измерения степени устойчивости пород не по количеству выщелоченного вещества, а по изменению механической прочности.

Установленная зависимость устойчивости карбонатных пород от их химического состава более наглядно представлена на графике фиг. 1, где по оси абсцисс отложен процент  $\text{CaO}$  в изучаемой породе, а по оси ординат — сумма выщелоченных карбонатов, рассчитанная на 1 г навески и 1 час. На графике фиг. 2 дано аналогичное соотношение между процентом  $\text{MgO}$  в породе и количеством выщелоченных карбонатов. Из графиков особенно ясно видно, что устойчивость карбонатных пород находится в прямой зависимости от степени их доломитизации. Это обстоятельство имеет чрезвычайно важное практическое значение, так как позволяет на месте очень быстро получить достаточно точное представление об устойчивости каждого конкретного образца карбонатной породы на основании данных простого химического анализа и представленных выше графиков. Практически, если необходимо отобрать наиболее устойчивые из карбонатных пород, целесообразно отбраковывать как менее устойчивые все разновидности, содержащие более 40% окиси кальция.

Как и следовало ожидать, результаты нашего исследования в неравновесных динамических условиях, при непрерывном протекании свежих порций насыщенного водного раствора уголекислоты, резко разошлись с результатами, получаемыми в условиях равновесия. Действительно, при изучении системы  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$  в момент достижения рав-

новесия при данной концентрации  $\text{CO}_2$  и температуре в растворе всегда будет одинаковое количество  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$ , независимо от соотношения  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$  в твердой фазе, если только тот и другой компонент находятся в избытке. Поэтому для всех природных карбонатов, представляющих собою смеси  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  в совершенно различных соотношениях в рав-



Фиг. 2. Устойчивость карбонатных пород к агрессивному действию  $\text{CO}_2$  в зависимости от содержания  $\text{MgO}$

новесных условиях, при постоянстве температуры и концентрации углекислоты, всегда получается одна и та же растворимость, независимо от их состава и структуры.

Отсюда иногда делается неправильный вывод об одинаковой устойчивости всех природных известняков и доломитов по отношению к воздействию водных растворов.

Наша работа показывает, что это совсем не так. В то же время из работы видно, что для более детального изучения особенностей процесса разрушения пород при агрессивном воздействии классический метод определения растворимости в равновесных условиях дает сравнительно мало и должен непременно дополняться изучением в неравновесных динамических условиях.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Залесский Б. В., Ланин В. В. и Тер-Григорян Н. С. Влияние степени однородности карбонатных пород на их физико-механические свойства. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, сер. петрогр., вып. 84, № 27, 1947.
- Пальвелев В. Т. Аппаратура и метод работы для изучения процесса выщелачивания минералов и пород. В кн.: Кора выветривания. АН СССР, вып. 1, 1952.
- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, сер. геол., вып. 124, № 45, 1951.
- Янатьева О. К. Растворимость доломита в водных растворах солей. Изв. Сектора физ.-хим. анализа, т. 20, 1950.
- Залесский Б. В., Корсунский А. И. и Ланин В. В. К вопросу о долговечности некоторых карбонатных пород Самарской Луки. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, сер. петрограф., вып. 58, № 19, 1941.

*И. И. Гинзбург*

## АГРЕССИЯ ВОДЫ В СВЯЗИ С ЕЕ ДВИЖЕНИЕМ В КАМНЕ<sup>1</sup>

Задачей настоящей работы было изучить условия агрессии по отношению к карбонатным породам вод различного состава при прохождении их через породу, т. е. изучить химическую агрессивность растворов в условиях фильтрации вод через камень. Производившиеся до сих пор исследования обычно основаны на обмывании поверхности пород водой. Этот фактор в наших опытах был совершенно исключен. Постановка настоящего исследования связана со строительством гидросооружений, которые используют карбонатные породы. Важно оно также и для гидрогеологии и геохимии, ибо в природных условиях имеет место не только обмывание вдоль трещин поверхностных плоскостей пород, но и фильтрация через последние грунтовых и других вод.

Для опытов взяты были известняки и доломиты Ширяевского карьера на Жигулях, недалеко от Куйбышева, и, кроме того, несколько образцов из других карьеров отсюда же.

Изученные породы, взятые из горизонта  $C_3^6$  Ширяевского оврага, представляют собой единый генетический тип. Среди них можно выделить следующие группы:

I. Доломиты темные с изолированными макропорами (обр. № 342, 344), образовавшимися при выщелачивании кальцита фузулиновых раковин. Структура синдетическая, распределение пор неравномерное. Имеются также каналцы-трещины, особенно в образце № 344.

II. Доломиты желтовато-серые с темными прослоями и участками. Преобладает синдетическая структура. Пористость невысокая: 4,4—5,1% (обр. № 340, 343, 349). Преобладают изолированные угловатые и неправильной формы поры от 0,02 до 0,17 мм.

III. Доломитизированные известняки: а) светлые, мелкопористые, содержащие 35—43% кальцита (обр. № 341 и 349) и б) с повышенной пористостью (от 5 до 25%) и с большим содержанием кальцита (60—69%; обр. № 348, 350).

IV. Известняки светлые, органогенные, чистые, слабо доломитизированные, с большой пористостью (19—56%; обр. № 346, 347, 351 и 352).

V. Известняки афанитовые, весьма плотные, лишенные фауны. Пористость меньше 1% (обр. № 353). Детальное описание образцов см. Б. В. Залесский и В. В. Лапин (1941).

<sup>1</sup> Настоящая работа производилась М. И. Новиковым и автором. Она была закончена еще в 1941 г. и нами был составлен отчет. Ввиду интереса, который она представляет в настоящее время для строящихся гидросооружений, мы нашли возможным напечатать ее с некоторыми сокращениями и небольшими дополнениями.

Порода и месторождение исследованных образцов

№ образца	Наименование породы	Месторождение	Горизонт, м
340	Доломит	С. Ширяево	80,00—81,21
341	Доломитизированный известняк	» »	73,00—73,40
342	Доломит	Синяя жила	60,00—61,54
343	»	» »	45,87—46,27
344	»	» »	55,16—56,76
345	»	» »	77,47—78,00
346	Известняк, слабо доломитизированный	Липовая	93,29—94,49
347	Известняк	Ширяевский овраг	96,65—97,45
348	Доломитизированный известняк	Ширяево	74,20—74,70
349	То же	»	63,10—63,60
350	» »	»	88,20—88,80
351	Известняк	Соколы горы	48,10—49,45
352	Известняк	» »	48,62—49,42
353	Афанитовый известняк	Царев курган	108,22—108,55

## 1. ХИМИКО-МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ИЗУЧЕННЫХ ПОРОД

### Разнородность химико-минерального состава

Ширяевские карбонатные породы, несмотря на свой довольно простой химический состав, чрезвычайно разнородны. Доломиты состоят из варьирующей смеси кальцита и доломита. Были взяты по три раза средние пробы (Б, Б<sub>1</sub> и Б<sub>2</sub>) из специальных крупных блоков.

В типичных образцах был произведен микроскопический подсчет зерен кальцита и доломита (В. В. Лапин); во всех случаях, несмотря на то, что образцы взяты были из одного и того же блока (для средних проб по 10 кусков из разных частей блока), результаты получались разные.

Из пробы Б<sub>2</sub> Л. Бергом был сделан термический анализ с применением потенциал-регулятора, обуславливающего автоматический равномерный нагрев печи. Полученные результаты приведены в табл. 2. Резкие колебания в составе пород зависят не столько от методики исследования, сколько от разнородности взятых проб.

Чем более доломитизирован известняк, тем разнороднее был его состав (в пределах изученных точек Ширяевского месторождения). Колебания в составе даже в одном монолите в 10—20% нормальны и обычны.

Эти колебания находят свое отражение и в сильных колебаниях коэффициента фильтрации, пористости, размере пор и т. п.

Таблица 2

Содержание доломита в образцах по данным различных анализов  
(в %)

№ образца	А, химический анализ	Б, химический анализ	Б <sub>1</sub> , химический анализ	Б <sub>2</sub> , термический анализ	А <sub>1</sub> , петрографи- ческий анализ
340	90,92	69,3	72,10	63,2	83,0
341	60,18	60,0	57,8	49,4	64,0
342	81,06 (65,41)	62,5	76,40	77,3	89,0
343	70,0	61,70	70,00	59,9	78,0
344	81,5	76,50	—	—	96,0
345	76,3	70,10	—	—	93,0
346	8,3	10	—	5,0	15,0
347	2,4	20,3	1,8	1,0	Следы
348	44,40 (65,0)	59,8	—	—	24,0
349	63,2	—	—	57,7 (65,2)	62,0
350	31,8	—	—	—	40,0
351	3,0	—	—	—	Следы
352	1,7	—	—	—	»
353	0,9	—	—	—	»

### Химический состав пород

С точки зрения химического состава (табл. 3) карбонатные породы Ширияевского месторождения отличаются своей чистотой от примесей.

«Нерастворимого» в кислоте (HCl) остатка имеется от 0,05 до 0,4%, в «нерастворимом» остатке содержание SiO<sub>2</sub> составляет от 48,6 до 80,95% от всего остатка.

В более темных разностях присутствует битум, выделяющийся темными сгустками при обработке пород кислотой.

В 10%-солянокислой вытяжке в раствор переходят полуторные окислы, в составе которых обычно менее 0,1% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и такое же количество Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Сульфидной серы (пирита) встречаются следы, сульфатной же имеется от 0,03 до 0,20%. Пересчитав на содержание гипса, имеем от 0,06 до 0,43%.

Хлора, повидимому, в виде хлористого натра, содержится от 0,01 до 0,06%.

Таким образом, суммарное количество примесей составляет от 0,30 до 0,70%, из которых первое место занимает гипс, затем следует нерастворимый остаток и полуторные окислы.

Минеральный состав изучен микроскопически. Однако тонкодисперсный гипс под микроскопом не обнаруживается.

### Минеральный состав

Для суждения о минеральном составе и возможных примесях, присутствующих в породе, мы прибегли к термическому анализу (табл. 4), а также использовали данные минералогического и химического анализов (табл. 2 и 3).

Данные химического анализа образцов доломитов и  
(в)

Компоненты	Обр. № 340	Обр. № 341	Обр. № 342 плотн.	Обр. № 342 порист.	Обр. № 343	Обр. № 344	Обр. № 345
Нерастворимый остаток	0,08	0,17	0,19	0,18	0,11	0,15	0,10
SiO <sub>2</sub>	0,01	0,05	0,02	—	0,02	0,05	0,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,08	0,13	—	0,07	0,07	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,02	0,09	—	0,05	0,05	0,03
CaO	33,43	40,88	39,79	35,51	38,52	35,66	36,01
	33,56	41,04	39,80	—	38,52	35,72	37,09
MgO	19,63	12,98	14,12	17,51	15,08	17,59	16,44
	19,60		14,14		15,12	17,64	16,51
CO <sub>2</sub>	47,00	—	45,78	—	45,88	46,26	46,51
	46,90	—	—	—	46,14	46,57	46,68
SO <sub>3</sub>	0,12	0,18	0,17	—	0,20	0,16	0,18
S	Сл.	Сл.	Сл.	—	Сл.	Сл.	Сл.
Cl	0,04	0,01	0,01	—	0,03	0,06	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сл.	Сл.	Сл.	—	Сл.	Сл.	Сл.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	0,03	0,08	—	0,07	0,11	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,08	0,06	Нет	—	0,09	0,09	0,02
SiO <sub>2</sub> в нераств. остатке	48,64	80,95	21,87	—	75,00	64,42	56,00

Аналитики: Н. В. Лазарев (+) и А. И. Пономарев.

В табл. 4 в последней графе дается рассчитанное содержание кальцита по данным кривых нагревания.

В образцах № 340 и 347, а также 349 (после обработки гипсом) отмечается небольшая остановка при 675—690°, которая указывает на присутствие какого-то несколько ниже диссоциирующего минерала, но в небольшом количестве. В обр. № 347, кроме того, имеется небольшая остановка при 600°.

Случайны ли эти остановки или они вызваны присутствием какой-либо основной (?) соли магния, мы затрудняемся сказать.

В обр. № 349 после обработки гипсом появилась остановка при 130—165°.

Исследованные породы являются полиминеральными. Они состоят из кальцита с примесью доломита или, наоборот, из доломита с примесью кальцита. Наиболее мономинеральны известняки, большими колебаниями в составе отличаются доломиты. Так, известняки обр. № 353, 352, 351 и 347, по данным петрографического подсчета, состоят на 100% из кальцита, по данным химического анализа — на 97—99%. В исследованных доломитах обр. № 344, 345 и 340 содержание кальцита составляет 4—7 и 17%, по данным петрографического подсчета, и 18—24—9%, по данным химического анализа. Обычное содержание кальцита в доломитах, изученных здесь, составляет 10—40% по петрографическому подсчету и примерно такое же количество по химическому анализу.

Таблица 3

известняков, подвергавшихся исследованиям  
(%)

Обр. № 346	Обр. № 347	Обр. № 348	Обр. № 348 корка	Обр. № 349	Обр. № 350	Обр. № 351	Обр. № 352	Обр. № 353
0,20	0,05	0,11	0,08	0,15	0,15	0,08	0,38	0,14
0,06	0,02	0,02	—	0,02	—	—	0,09	0,02
0,08	0,02	0,03	—	0,07	—	—	0,05	0,03
0,03	0,03	0,03	—	0,07	—	—	0,08	0,09
54,45	55,14	45,10	—	40,02	—	—	55,35	55,77
54,47	55,20	45,20	39,48	40,17	48,05	55,19	55,40	55,80
1,80	0,53	9,59	14,01	13,63	—	—	0,38	0,19
1,80	0,53	9,60	—	13,69	6,68	0,64	0,39	0,20
43,75	43,96	45,22	—	45,72	—	—	43,91	43,88
43,78	44,01	45,6	—	46,02	—	—	44,05	44,00
0,06	0,07	0,11	—	0,11	—	—	0,12	0,03
Сл.	Сл.	Сл.	—	Сл.	—	—	Сл.	Сл.
0,01	0,02	0,02	—	0,04	—	—	0,01	0,01
Сл.	Сл.	Сл.	—	Сл.	—	—	Сл.	Сл.
0,07	0,06	0,08	—	0,13	—	—	0,04	0,06
0,08	0,03	0,07	—	0,01	—	—	0,12	0,01
76,08	64,28	58,52	—	66,21	—	—	69,47	50,00

Поверхность пор, особенно в доломитах, неровная. Для порошков, которые употреблялись в качестве материала для испытания в условиях различных агрессивных сред, был определен их гранулометрический состав (по способу Сабанина) и установлена поверхность пор на 1 г вещества методом адсорбции метиленовой синью. Получены следующие результаты (табл. 5).

Хотя пористость известняков резко отличается в приведенных образцах от пористости доломитов, однако на суммарной поверхности пор это не отражается.

Что касается определения поверхности пор в монолитах, то непосредственно оно не было нами измерено, поэтому мы попытаемся здесь подойти к этому вопросу косвенным путем. Известен объем каждого образца (V), средний процент его пористости (P), преобладающий размер пор (d), средний (D) и минимальный. Предположим, что диаметр всех пор в образце состоит только из одного размера. Отсюда можно примерно подсчитать поверхность пор (в предположении, что сечение поры не изменяется по длине ребра), а затем поверхность пор на 1 г вещества в монолите. Подобный подсчет дает резкую разницу в размере суммарной поверхности пор, полученной в результате определения ее метиленовой синью в порошках и при расчете.

В последнем случае поверхность пор выражается в несравнимо больших размерах и тем больше, чем меньше диаметр пор.



Таблица 4

## Результаты термических исследований \*

№ образца	Остановки на кривых нагрева		Содержание CaCO <sub>3</sub> , %
	MgCO <sub>3</sub> в доломите	CaCO <sub>3</sub> в доломите и кальците	
340а	760°	910° сл.	36
341	745	910	52
342	745	915	23
343	745	910	40
346	785 сл.	920	95
347	790 сл.	910	99
349	735	905	42
После обработки водой			
349	750	915	35
После обработки гипсом			
343	710	875	—
342	710	868	—

\* Термический анализ произведен в лаборатории ИОНХ АН СССР, а обр. № 343 и 342 в лаборатории ИГН АН СССР.

Таблица 5

## Гранулометрический состав порошков и их суммарная поверхность

Образцы	Размер зерна					Поверхность пор на 1 г, в см <sup>2</sup>	Кол-во проб для определ. средней пор-ности пор	Пористость, %	
	> 0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,05 мм	0,05—0,01 мм	< 0,01 м.м			от	до
	(в процентах)								
№ 341. Известковый доломит:									
а . . . . .	5,51	12,13	28,28	28,60	25,48	170	2	7,48	4
б . . . . .	—	—	—	—	—	308	5	—	—
№ 342. Плотный доломит	2,04	15,07	42,81	19,74	20,34	317	7	11,83	13
№ 343. Известковистый доломит . . . . .	15,67	17,08	20,21	23,94	23,10	503	1	10	4,96
№ 346. Известняк . . .	—	—	—	—	—	995	7	56	24,62
№ 347. Известняк . . .	—	—	—	—	—	267	1	45	21,3

Столь большое различие нельзя объяснить только разными методами подсчета, приходится предположить наличие в камне большого количества закрытых ультрапор, суммарный объем которых невелик, но поверхность огромна.

Поверхность пор определяется не только процентом пористости, но и диаметром пор, и для тонких пор он имеет решающее значение. В основном известняки имеют большую поверхность, чем доломиты.

## II. ФИЛЬТРАЦИЯ ВОДЫ ЧЕРЕЗ КАМЕНЬ

Если карбонатные породы находятся в воде и не подвергаются никакому напору, то постепенно они все же пропитываются водой в результате явления сорбции, капиллярного всасывания, диффузии и пр.

Количество и скорость пропитывания породы водой определяются, с одной стороны, химическим составом воды, с другой — минеральным составом породы, количеством, размером, распределением и характером пор и толщиной разделяющих их стенок.

В случае напора приобретает значение не только само поглощение камнем воды, но и прохождение последней через поры камня. Если поглощение камнем воды отражается преимущественно на физико-механических свойствах его и только в небольшой степени на изменении его химического состава, то прохождение воды через поры камня или по его поверхности вызывает частичное его растворение и вынос продуктов реакции из камня, изменение состава последнего, разрушение стенок пор и, в связи с этим, возможное изменение механической прочности камня. В стоячей воде наступает равновесие между составом воды и камня, и реакция взаимодействия прекращается; в движущейся же воде все новые и новые свежие порции воды вступают в реакцию со стенками пор.

Движение воды совершается через поры и путем диффузии между тонкими стенками пор. На скорость движения воды в порах влияет, кроме напора и состава воды, диаметр самих пор. Последний уменьшается на толщину гигроскопической пленки и толщину пленочной воды, которая передвигается весьма медленно. При процессах агрессии водой в присутствии солей и в отсутствии  $\text{CO}_2$  образуются защитные корки (от  $\text{CaSO}_4$ ,  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ ; см. ниже), которые также влияют на размер диаметра пор. Если в одних случаях поры суживаются, то в других, благодаря агрессии, они разрабатываются со временем и могут стать шире. Чем тоньше поры, тем больше на них отражаются образующиеся пленки и корки и тем меньше остается свободного пространства для прохождения воды. Поэтому при относительно узком диаметре пор в камне при слабом напоре движение воды в нем происходит весьма медленно, при большем напоре — быстрее. В итоге одним из основных факторов для агрессии воды в камне является его коэффициент фильтрации (К).

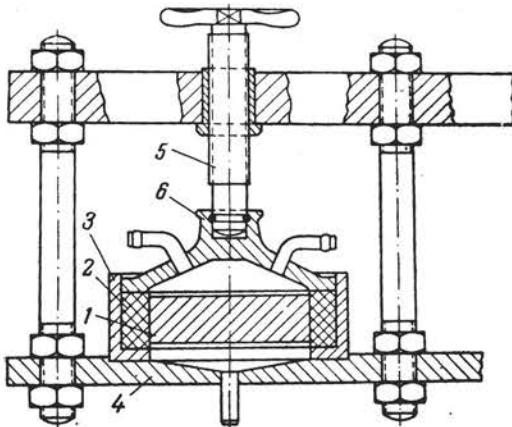
Коэффициент фильтрации есть экспериментально полученная величина, обнимающая ряд факторов: величину пор, характер и состав стенок пор, состав воды и т. д. Коэффициент фильтрации выражает собой отнесенную к единице времени, напора и площади воду, вытекающую из камня, без связанной воды и гигроскопической воды, которые подвергаются непрерывному, хотя и медленному обмену. Кроме того, коэффициент фильтрации является функцией продолжительности самой фильтрации. Эти обстоятельства, а также неравномерная пористость камня и неравномерный диаметр самих пор, приводят к тому, что суммарно вычисленный процент пористости или средний размер пор, а также структурные отношения минералов в породе недостаточны для точного предвидения коэффициента фильтрации. Использование этих величин при расчете представляет собой первое грубое приближение. Сказанное иллюстрируется опытами с однородными образцами В. В. Лазина и Б. В. Залесского, которые попытались исключить видимую неравномерность пород и брать образцы совершенно однородные по структуре. Образцы со средним содержанием пор в 1—2, 2—3, 5—6—7 и даже 17 и 19% в течение 6—8 и больше дней совершенно не фильтровали, в то время как другие образцы с той же пористостью за то же время давали 1,38—2,8—3,1, даже

16,8 см<sup>3</sup> воды ( $K = 4,5 \cdot 10^{-8} - 5 \cdot 10^{-8}$ ). Образец с 15% пор дал за 8 дней 1 см<sup>3</sup>, другой с 11,5% пор — 14,78 см<sup>3</sup> и третий с 24% пор за 16 дней — 38,51 см<sup>3</sup>.

Таким образом, одна общая средняя пористость недостаточна для объяснения коэффициента фильтрации; приходится прибегать к качественной характеристике пористости, отличать замкнутую пористость от открытой, макро-, микро- и ультрапористость, микротрещины и т. д.; необходимо принимать во внимание соединение пор друг с другом, стойкость и характер поверхности стенок пор, присутствие в порах воздуха, тип связанной воды и пр. Так как пока еще нет возможности точно учесть все эти факторы, то рассчитать теоретически величину  $K$  нет возможности и остается опираться на экспериментальный материал.

### III. ПОСТАНОВКА ОПЫТОВ ПО ФИЛЬТРАЦИИ

Фильтрационные свойства карбонатных пород изучались в специально для этого сконструированном приборе (фиг. 1 и 1а). Для исследования из породы вырезался образец (1) диаметром 68 мм и толщиной в 20 мм; на



Фиг. 1. Разрез прибора для фильтрации

такой образец (1) одевалось резиновое кольцо (2) высотой около 25 мм (несколько большей толщины, чем сам образец), затем образец (1) вместе с резиновым кольцом (2) плотно вставлялся в металлическое кольцо (3), которое ставилось на плиту (4). В плите сделан конус для стекания прошедшей через образец жидкости в приемник. Сверху на резиновое кольцо с помощью винта (5) давит крышка (6) для того, чтобы предотвратить проникновение жидкости между стенками образца и резины.

Крышка (6) имеет два крана: в один из них поступает жидкость, которая заполняет все пространство над образцом, через другой выходит воздух. Жидкость проходит через образец под давлением веса собственного столба, высота ( $H$ ) которого в наших опытах равнялась 240 см. Нами измерялся вес ( $Q$ ) прошедшей через образец жидкости и время ( $T$ ), в течение которого данный объем набирался. По этим данным мы вычисляли коэффициент фильтрации той или иной породы по следующей формуле:

$$K = \frac{Q}{FIT},$$

где  $K$  — коэффициент фильтрации,

$Q$  — объем прошедшей через образец жидкости в мл,

$T$  — время в секундах, в течение которого набирался данный объем жидкости,

$l$  — градиент,  $l = \frac{H}{l}$ ,

$H$  — высота столба жидкости в см,

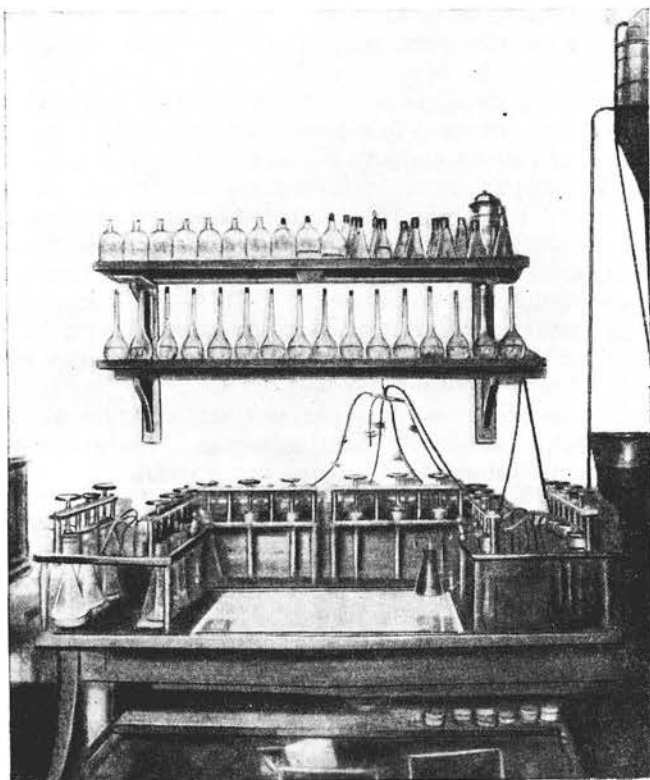
$l$  — толщина образца в см,

$F$  — площадь образца в см<sup>2</sup>.

Перед нами стояла задача выяснить агрессивное действие различных растворов и дистиллированной воды на карбонатные породы в монолите. Для этого были поставлены опыты по фильтрации, кроме дистиллированной воды, также насыщенного раствора гипса, насыщенного раствора  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ , и несколько опытов с водой, содержащей  $\text{CO}_2$ .

В наших опытах в трудно фильтрующихся образцах набиралось в течение месяца всего несколько миллилитров (5—6) профильтровавшейся жидкости.

Из такого объема сделать химический анализ трудно, поэтому во всех случаях, когда это было возможно, мы прибегали к микрохимиче-



Фиг. 1а. Набор фильтрационных приборов

скому анализу (например, для  $\text{Ca}$ ); обычно же мы определяли удельную электропроводность фильтрата, которая соответствует суммарному количеству растворившихся веществ при фильтрации через породу. С другой стороны, собирая фильтрат через определенные промежутки времени по мере фильтрации и измеряя удельную электропроводность, мы получаем кинетику процесса — определяем ход растворения породы. Полученные кривые для образцов из доломитов (№ 344а, 345в) и доломитизированного известняка (№ 349в) показывают, что наибольший вынос растворившихся веществ из породы падает на первый период времени, дальнейшее же растворение происходит относительно равномерно (фиг. 4).

Мы устанавливали также характер среды получаемых фильтратов, для чего измеряли рН фильтратов.

#### IV. ОПЫТ ФИЛЬТРАЦИИ ДИСТИЛЛИРОВАННОЙ ВОДЫ

В приведенных таблицах (6, 7 и 8) даны результаты фильтрации через разные образцы доломитов, известняков и других пород из Ширяевского карьера. При просмотре таблиц невольно отмечаются колебания в коэффициенте фильтрации. В некоторых случаях обнаруживается, что коэффициент фильтрации (К) увеличивается со временем (обр. № 345а, в, 349а, в, 341, 350в, 351), в других уменьшается (обр. № 340а, 344а, 34 в; табл. 6, 7 и 8). Изменения в коэффициенте фильтрации для доломита наступают весьма медленно, в течение нескольких сот часов, в известняках — весьма быстро, уже в течение нескольких часов. Уменьшение коэффициента фильтрации встречается реже, чем увеличение его. Колебания в величине коэффициента фильтрации нельзя приписать пределам ошибок самого опыта. Коэффициент фильтрации для одной и той же породы из Ширяевского карьера неодинаков в силу исключительной неоднородности пород. Это относится в особенности к доломитам, коэффициент фильтрации которого при напоре в 240 мм колеблется в наших опытах от совершенно нефилтрующих образцов до таких, где К равен  $1 \cdot 10^{-6}$ .

Даже в пределах трех образцов, вырезанных из одного и того же куска, коэффициент фильтрации колеблется в 100 раз и больше (№ 342). В среднем в доломите и доломитизированных известняках чаще всего встречаются коэффициенты со степенью  $1 \cdot 10^{-8}$ — $1 \cdot 10^{-7}$ ; породы с малым содержанием доломита имеют коэффициент фильтрации  $10^{-6}$ . В отличие от доломитов, известняки имеют начальный коэффициент фильтрации от  $1 \cdot 10^{-7}$  до  $1 \cdot 10^{-5}$ , чаще всего  $1 \cdot 10^{-6}$ — $1 \cdot 10^{-5}$ .

О значении коэффициентов фильтрации можно судить по количеству воды, которое испытанные образцы пропускают за 24 часа при градиенте 120.

Так, за 24 часа при коэффициенте фильтрации

$1 \cdot 10^{-10}$ пропускается	0,0380 мл воды
$1 \cdot 10^{-9}$ »	0,380 » »
$1 \cdot 10^{-8}$ »	3,80 » »
$1 \cdot 10^{-7}$ »	38,0 » »
$1 \cdot 10^{-6}$ »	380,0 » »
$1 \cdot 10^{-5}$ »	3800,0 » »

Образец с коэффициентом фильтрации  $1 \cdot 10^{-7}$  за год пропускает 5,6 л воды.

Б. В. Залесский, В. В. Лапц, Н. С. Тер-Григорян (1947) детально изучали зависимость коэффициентов фильтрации от пористости и некоторых других свойств пород на тех же образцах, что и мы, но меньшего размера, для получения более однородных по структуре пород. Собрав их в три группы и взяв средние их значения, авторы построили график (фиг. 2). Для изученных пород типа фузулино-водорослевых доломитизированных известняков, при изменении всех видов пористости в одном направлении, зависимость величины коэффициента фильтрации от пористости теоретически носит линейный характер, резко увеличиваясь от 5—6% и больше.

Хотя в общих чертах больший коэффициент фильтрации связан с большей пористостью, но в частности, в пределах узких интервалов суммарной средней пористости, эта строгая пропорциональность не имеет места. Объяснение этому можно найти в опытах Лаборатории строительных материалов ИГН АН СССР с насыщением наших пород водой. Эти опыты доказывают чрезвычайную длительность (более 125 дней) этого «простого»





Таблица 7

## Фильтрация дистиллированной воды (рН = 6,96) через монолит

№ образца	Название породы	Время фильтрации, часы	Объем фильтрата, мл	Средний коэффициент фильтрации	рН	Электропроводность	Химический анализ				Средний коэффициент химической агрессии	
							Ca		Mg		Ca мг·см <sup>2</sup> /сек.	Mg мг·см <sup>2</sup> /сек.
							в мл в объеме фильтрата	в мг/л	в мл в объеме фильтрата	в мг/л		
344	Доломитизир. известняк	24,0	2,13	0,549·10 <sup>-8</sup>	—	4,45·10 <sup>-4</sup>	1,95	0,220	—	1,54·10 <sup>-10</sup>	—	—
	То же	29,6	2,9	0,606·10 <sup>-8</sup>								
	»	24,8	2,67	0,665·10 <sup>-8</sup>								
	»	23,85	2,69	0,698·10 <sup>-8</sup>								
	»	43,6	5,31	0,755·10 <sup>-8</sup>								
	»	52,4	6,45	0,763·10 <sup>-8</sup>								
	»	239 ч.50м.	32,67	0,842·10 <sup>-8</sup>								
»	438 ч.10м.	58,13	0,821·10 <sup>-8</sup>									
344 «в»	Доломитизир. известняк	410,0	51,13	0,879·10 <sup>-8</sup>	7,7	3,67·10 <sup>-4</sup>	1,51	0,158	—	1,34·10 <sup>-10</sup>	—	—
	То же	366,0	53,12	0,908·10 <sup>-8</sup>	7,54	1,93·10 <sup>-4</sup>						
346 «г»	Доломитизир. известняк	1,731	49,62	0,207·10 <sup>-5</sup>	—	3,14·10 <sup>-4</sup>	24,7	13,7	4,5	2,5	4,86·10 <sup>-8</sup>	8,86·10 <sup>-9</sup>
	То же	1,083	29,72	0,198·10 <sup>-5</sup>								
	»	17,5	421,20	0,194·10 <sup>-5</sup>								
346 «а»	Доломитизир. известняк	1,43	49,97	0,224·10 <sup>-5</sup>	8,82	6,43·10 <sup>-5</sup>	9,9	7,4	0,9	0,67	2,47·10 <sup>-8</sup>	1,95·10 <sup>-9</sup>
	То же	1,47	50,09	0,222·10 <sup>-5</sup>								





Таблица 7 (окончание)

№ образца	Название породы	Время фильтрации, часы	Объем фильтра- та, мл	Средний коэф- фициент филь- трации	рН	Электропро- водность	Химический анализ				Средний коэффициент химической агрессии $P = T \cdot I \cdot F$			
							Ca		Mg		Ca мг·см <sup>2</sup> /сек	Mg мг·см <sup>2</sup> /сек		
							в мг/л в объе- м фильтра- та	в мг/л в объе- м филь- трата	в мг/л в объе- м филь- трата	в мг/л в объе- м филь- трата				
349 «в»	Известкови- стый доломит	52,4	51,7	$0,650 \cdot 10^{-7}$										
	То же	26,0	30,86	$0,781 \cdot 10^{-7}$	7,36	$1,59 \cdot 10^{-4}$								
	»	48,0	66,48	$0,912 \cdot 10^{-7}$				4,53	0,915	0,13	0,053			
	»	41,8	69,61	$0,109 \cdot 10^{-6}$										
	»	47,9	82,08	$0,112 \cdot 10^{-6}$	7,42	$9,6 \cdot 10^{-5}$								
	»	95,7	158,79	$0,108 \cdot 10^{-6}$	7,40	$8,43 \cdot 10^{-5}$								
»	96,5	138,68	$0,948 \cdot 10^{-7}$	7,28	$8,21 \cdot 10^{-5}$									
350 «а»	Доломитизир. известняк	4,58	631,37	$0,123 \cdot 10^{-5}$	8,76									
	То же	3,48	54,29	$0,122 \cdot 10^{-5}$	9,24			6,3	4,32	2,06	4,41	$1,72 \cdot 10^{-7}$	$5,6 \cdot 10^{-8}$	
	»	4,61	618	$0,222 \cdot 10^{-5}$	9,40									
	»	17,8	67,72	$0,227 \cdot 10^{-5}$	9,80			5,6	4,15	1,83	4,35			
	»	1,33	54,64	$0,249 \cdot 10^{-5}$	8,83									
	»	1,33	643	$0,249 \cdot 10^{-5}$	9,16			8,95	6,2	1,83	4,27	$2,04 \cdot 10^{-8}$	$4,18 \cdot 10^{-9}$	
350 «в»	Доломитизир. известняк	2,56	207,01	$0,51 \cdot 10^{-6}$	7,96									
	То же	41,5	576,87	$0,879 \cdot 10^{-6}$	8,66									
	»	2,168	55,43	$0,160 \cdot 10^{-5}$	9,02			6,9	4,36	1,48	0,93	$6,3 \cdot 10^{-9}$	$1,346 \cdot 10^{-9}$	
	»	3,4	593	$0,121 \cdot 10^{-5}$	9,25									
	»	4,77	65,25	$0,203 \cdot 10^{-5}$	9,18			7,1	4,2	1,83	4,08			
	»	17,99	56,95	$0,225 \cdot 10^{-5}$	8,88			8,81	6,6	0,9	0,67	$1,7 \cdot 10^{-8}$	$1,73 \cdot 10^{-9}$	
»	1,335	641,68	$0,247 \cdot 10^{-5}$	9,07										
»		52,07												

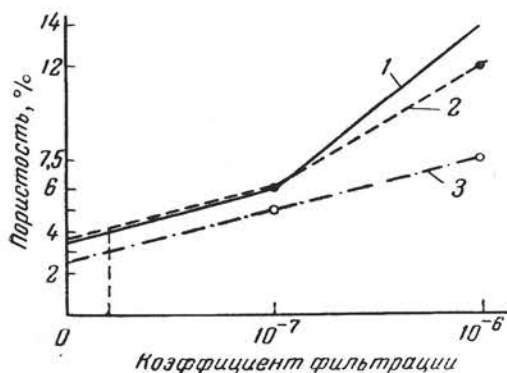


Таблица 8 (окончание)

№ образца	Название породы	Время фильтрации, часы	Объем фильтра, мл	Средний коэффициент фильтрации	рН	Электропроводность	Химический анализ				Средний коэффициент агрессии		
							Ca		Mg		Ca мг·см <sup>2</sup> /сек	Mg мг·см <sup>2</sup> /сек	
							в мл/л	в мл в объеме фильтра	в мл/л	в мл в объеме фильтра			
351 «в»	Известняк	2,170	25,7	$0,785 \cdot 10^{-6}$									
	То же	41,5	326,67	$0,535 \cdot 10^{-6}$	8,25								
	»	6,87	48,03	$0,463 \cdot 10^{-6}$	8,72								
	»	22,25	163,41	$0,485 \cdot 10^{-6}$	8,7								
	»	24,09	177,51	$0,485 \cdot 10^{-6}$	7,92								
352 (а)	Известняк	24,57	164,38	$0,442 \cdot 10^{-6}$	8,23								
	То же	64,9	673,4	$0,688 \cdot 10^{-6}$	8,68								
	»	5,168	53,86	$0,688 \cdot 10^{-6}$	9,01								
	»	24,33	464,61	$0,125 \cdot 10^{-6}$									
	»												
347 «а»	Известняк	1,185	597,68	$0,316 \cdot 10^{-4}$	7,96								
	То же	1,425	624,32	$0,275 \cdot 10^{-4}$	8,72								
	»	1,58	617,75	$0,244 \cdot 10^{-4}$	8,68								
	»	1,155	603,48	$0,327 \cdot 10^{-4}$	8,37								
	»	1,72	630,68	$0,230 \cdot 10^{-4}$	8,63								
»	1,85	622,25	$0,210 \cdot 10^{-4}$	8,70									

как будто бы процесса насыщения камня. В породах малопористых и тонкопористых, естественно, насыщение длится дольше, и только после полного насыщения коэффициент фильтрации устанавливается на более или менее постоянном уровне, а до тех пор он продолжает расти.

Увеличение коэффициента фильтрации в образцах чистых доломитов нельзя приписать исключительно процессам выщелачивания, расширения пор, так как в других образцах, подвергавшихся агрессии со стороны дистиллированной воды, наблюдается не увеличение, а уменьшение коэффициента фильтрации.

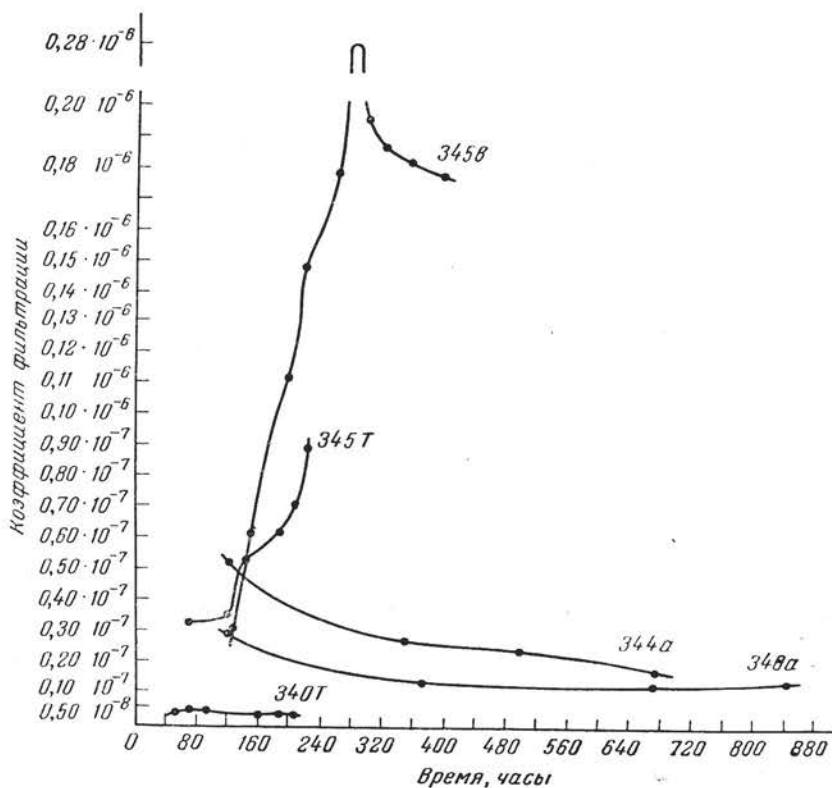


Фиг. 2. Зависимость величины коэффициента фильтрации от пористости

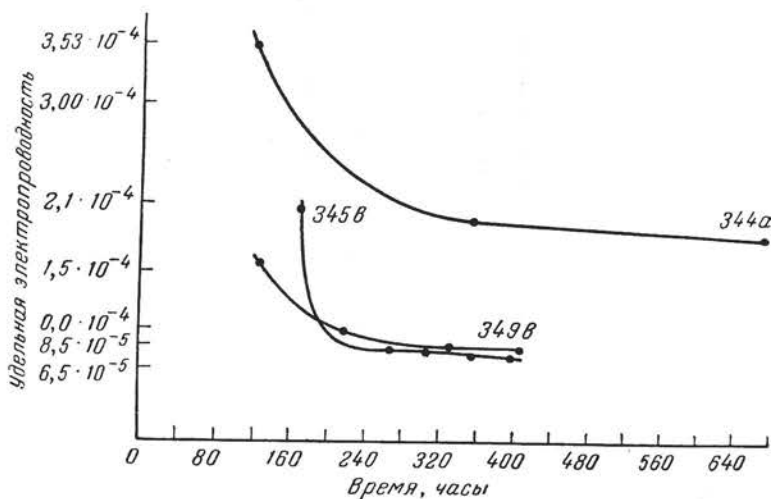
1 — абсолютная; 2 — эффективная; 3 — открытая

В тех случаях, когда наблюдается даже резкое увеличение коэффициента фильтрации (обр. № 345в, т; фиг. 3), электропроводность растворов из доломитов непрерывно падает, что указывает на общее уменьшение выноса оснований. На фиг. 4 показывается на примере образцов № 344а, 345в и 349в, что вынос электролитов сначала значителен, затем он падает и в дальнейшем идет более или менее параллельно абсциссе с легким наклоном. Этот тип кривой может быть объяснен тем, что сначала происходит вынос легкорастворимых солей  $\text{NaCl}$ ,  $\text{NaSO}_4$ ,  $\text{CaSO}_4$ , отчего электропроводность раствора в первые моменты весьма высока, а затем начинается весьма слабое растворение самих карбонатов, и кривая электропроводности идет на одном уровне или медленно падает.

Вынос оснований настолько ничтожен, что им нельзя объяснить случаи сильного изменения коэффициента фильтрации. Пропорциональности между выносом и увеличением коэффициента фильтрации не наблюдается; наоборот, иногда с увеличением последнего вынос даже падает. Очевидно, причины лежат здесь не только в выносе оснований, но в других дополнительных факторах. К ним относятся 1) разрушение наиболее тонких стен пор и закупоривание последних упавшими обломками, 2) засорение из тонких пор воздуха, 3) запоздалое вступление в фильтрационный ток более тонких капилляров или капилляров с перегородками стенками, 4) продолжение диффузии воды через тонкие стенки после того, как первые капли воды профильтровались и другие причины. Наиболее часто наблюдается случай падения электропроводности по мере продолжения фильтрации. Анализы фильтратов № 346в (доломитизир известняк) и № 340а (доломит; табл. 7) говорят о падении концентрации выносимых  $\text{Ca}$  и  $\text{Mg}$  по мере фильтрации; в известняках, в случае длительной фильтрации,



Фиг. 3. Изменение коэффициента фильтрации во времени при пропускании дистиллированной воды через породы



Фиг. 4. Изменение удельной электропроводности во времени при фильтрации дистиллированной воды через породы

## Фильтрация насыщенного раствора

№ образца	Название породы	Время фильтрации	Объем фильтрата, мл	Средний коэффициент фильтрации	pH
343а	Известковый доломит	196 ч. 53 м.	51,98	$0,1496 \cdot 10^{-7}$	7,36
	То же	187 » 41 »	55,94	$0,1689 \cdot 10^{-7}$	
	» »	532 » 17 »	60,88	$0,647 \cdot 10^{-8}$	
	» »	235 » 48 »	10,84	$0,265 \cdot 10^{-8}$	
343в	Известковый доломит	1152 ч.	55,82	$0,278 \cdot 10^{-8}$	—
341а	Доломитизированный известняк	46 ч. 44 м.	62,26	$0,1702 \cdot 10^{-6}$	—
	То же	48 » 29 »	105,50	$0,1396 \cdot 10^{-6}$	—
	» »	48 » 45 »	106,72	$0,1404 \cdot 10^{-6}$	—
	» »	124 » 14 »	318,15	$0,1377 \cdot 10^{-6}$	—
	» »	334 » 20 »	554,55	$0,1064 \cdot 10^{-6}$	—
	» »	383 »	612,27	$0,1030 \cdot 10^{-6}$	—
342а	Доломит	1128 ч.	34,01	$0,1905 \cdot 10^{-8}$	—
340в	Доломит	16 ч. 13 м.	45,98	$0,181 \cdot 10^{-6}$	—
	То же	72 » 06 »	250,11	$0,222 \cdot 10^{-6}$	—
	» »	71 » 38 »	264,14	$0,2351 \cdot 10^{-6}$	—
	» »	91 » 00 »	295,67	$0,2078 \cdot 10^{-6}$	—
	» »	96 » 22 »	259,59	$0,1723 \cdot 10^{-6}$	—
	» »	148 » 00 »	283,91	$0,123 \cdot 10^{-6}$	—
	» »	166 » 00 »	255,76	$0,988 \cdot 10^{-6}$	—
	» »	218 » 00 »	257,41	$0,752 \cdot 10^{-7}$	—
	» »	236 » 00 »	213,71	$0,5792 \cdot 10^{-7}$	—
351а	Известняк	15 ч. 03 м.	536,55	$0,2286 \cdot 10^{-5}$	7,2
	То же	12 » 12 »	626,78	$0,331 \cdot 10^{-5}$	7,2
	» »	10 » 54 »	635,74	$0,1185 \cdot 10^{-5}$	7,2
	» »	9 » 28 »	568,89	$0,1223 \cdot 10^{-6}$	7,2

концентрация Са как будто увеличивается, Mg — уменьшается (№ 351а; табл. 9). Вынос оснований идет крайне медленно, продолжается сотни часов; количество вынесенного Са и Mg небольшое, несравнимо меньшее, чем в опытах с порошками при взбалтывании. В качестве примера укажем на образец № 345в (пористый), который при взбалтывании с 500 см<sup>3</sup> воды в течение 12 час. отдал 3 мг Са и 3,3 мг Mg; при фильтрации же 460 см<sup>3</sup> воды через

Таблица 9

гипса ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) через монолит

Электропроводность	Химические анализы				Средний коэффициент химической агрессии	
	Ca		Mg		Ca мг·см <sup>2</sup> /сек	Mg мг·см <sup>2</sup> /сек
	в мг/л	в мг в объеме фильтрата	в мг/л	в мг в объеме фильтрата		
$2,34 \cdot 10^{-3}$	—	—	—	—	—	—
$2,31 \cdot 10^{-3}$	—	—	—	—	—	—
—	72	42,6	3,92	2,32	$1,02 \cdot 10^{-7}$	$5,56 \cdot 10^{-9}$
$2,23 \cdot 10^{-3}$						
$2,23 \cdot 10^{-3}$	85	47	2,46	1,36	$9,02 \cdot 10^{-8}$	$2,62 \cdot 10^{-9}$
$2,23 \cdot 10^{-3}$	74	45	0,112	0,0069	$7,55 \cdot 10^{-8}$	$1,16 \cdot 10^{-11}$
$2,45 \cdot 10^{-3}$	—	—	—	—	—	—
$2,23 \cdot 10^{-3}$						
	87	47,7	1,34	0,75	$1,9 \cdot 10^{-7}$	$1,72 \cdot 10^{-9}$
$2,28 \cdot 10^{-3}$	84	46,6	3,36	1,86	$1,57 \cdot 10^{-7}$	$6,35 \cdot 10^{-9}$
	74	40,0	3,14	1,69	$8,15 \cdot 10^{-8}$	$3,36 \cdot 10^{-9}$
$2,26 \cdot 10^{-3}$	101	48,6	2,06	0,97	$6,85 \cdot 10^{-8}$	$1,36 \cdot 10^{-9}$
$2,05 \cdot 10^{-3}$	84	45	1,01	0,53		$2,26 \cdot 10^{-8}$
$2,21 \cdot 10^{-3}$	95	59,5	0,07	0,044	$3,14 \cdot 10^{-6}$	$2,33 \cdot 10^{-9}$
$2,21 \cdot 10^{-3}$	84	54	3,24	2,06	$3,18 \cdot 10^{-6}$	$1,24 \cdot 10^{-7}$
$2,21 \cdot 10^{-3}$	84	47,5	1,46	0,82	$3,22 \cdot 10^{-6}$	$5,55 \cdot 10^{-8}$

этот образец весом в 225 г в течение 314 час. в раствор перешло только 0,75 мг Са; или на образец 345 г, который за 189 час. при пропуске 133 см<sup>3</sup> воды отдал в раствор 0,26 мг Са и 0,26 мг Mg (табл. 6), в то время как порошок этого же образца дал в приборе Вагнера в 500 см<sup>3</sup> воды только за 12 час. 3 мг Са и 3,3 мг Mg. Возможно, что в случае с водой может образоваться защитная пленка  $\text{Mg}(\text{OH})_2$ .

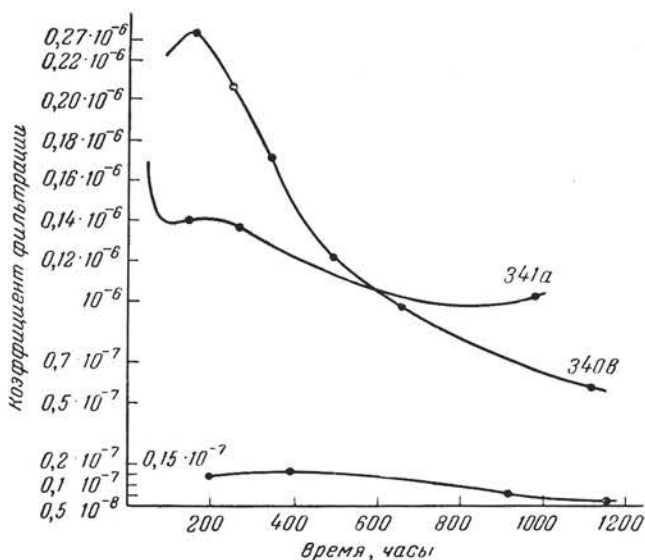


### V. ОПЫТ ФИЛЬТРАЦИИ ВОДЫ, НАСЫЩЕННОЙ ГИПСОМ

Опыты фильтрации раствора, насыщенного гипсом, должны были послужить проверкой теории раздоломичивания на монолитах, параллельно с такими же опытами на порошках.

Опыты были поставлены с образцами 343а, 343в, 341а, 342а, 340в и 351а, через которые до того производилась фильтрация дистиллированной воды.

Полученные данные представлены в табл. 9.



Фиг. 5. Действие насыщенного раствора гипса на доломит. Изменение коэффициента фильтрации во времени

Во всех без исключения взятых образцах происходит с первого момента резкое понижение коэффициента фильтрации по сравнению с тем, которое мы имели при последней порции фильтрации дистиллированной водой.

Во время самой фильтрации, в отличие от опытов с дистиллированной водой, как это видно из табл. 9 (№ 343а, 341а, 340в и 351а) и фиг. 5, коэффициент фильтрации во всех наших опытах продолжает уменьшаться. Возможно, что мы имеем здесь дело со случаем образования пленки, обволакивающей стенки пор.

Количество Са в фильтрате во всех случаях гораздо больше, чем Mg, который переходит в раствор в весьма малых количествах, таких же, как при дистиллированной воде. Со временем тенденция к уменьшению выщелачивания сказывается все сильнее.

Отсюда следует, что процессы раздоломичивания гипсом при фильтрации настолько ничтожны, что о них трудно серьезно говорить. В табл. 10 приведено несколько характерных величин выноса.

Для исследованных доломитов средняя поверхность пор колеблется от 1400 до 4300 см<sup>2</sup> при малом диаметре пор, в известняке же 351а — 6800 см<sup>2</sup>.

На самом деле эта поверхность будет большей, так как здесь не учитываются микропоры. При расчете на минимальный диаметр поверхность

Таблица 10

## Вынос магния из различных пород

№ образца и название породы	Время фильтрации, часы	Объем профильтрованной воды, мл	Вынесено Mg, мг	В % от веса породы	
341 Доломитизир. известняк	{	268	592	2,32	0,0010
		334	554	1,36	0,0005
		383	612	0,0069	0,00003
340 Доломит	{	160	560	0,75	0,00037
		187	555	1,86	0,0007
		314	540	1,69	0,0007
		454	471	0,97	0,0003
351а Известняк	{	15	537	5,53	0,0002
		12	627	0,044	0,0000
		10	635	2,06(?)	0,0008
		9,5	569	0,82	0,0003

пор для доломитов будет колебаться от 2100 до 12 900 см<sup>2</sup>, для известняков она составляет 11 900 см<sup>2</sup>.

Приведенные данные весьма условны. Но они нужны для получения приблизительного представления о возможных размерах поверхности, с которой в течение 1 часа соприкасаются, например, в образцах № 341 меньше 2 мл гипсовой воды, в № 340 — от 3 до 1,5 мл, в № 351—63,5 мл (табл. 9).

В опытах обработки гипсом порошков доломита равновесная концентрация магния в приборе Вагнера (вертушка) была близкой к 47 мг на 1 л; в опытах, где аналогичный порошок спокойно лежал, не двигаясь, концентрация достигла 20,2 мг на 1 л (после обработки в течение 1128 час.). В наших же опытах концентрация составляет от 3,36 до 0,11 мг в 1 л.

Если в опытах с порошками в приборе Вагнера образующаяся защитная пленка, подвергаясь истиранию, быстро разрушается, а в опытах со спокойным состоянием порошков она подвергается этому истиранию весьма слабо и эти факторы отражаются на предельной концентрации магния в растворах, то в опытах фильтрации через монолиты при весьма медленно движущейся воде образующаяся аналогичная пленка тем более не подвергается разрушению. Повидимому, эта пленка образуется очень рано, так как вынос магния мал уже в самом начале фильтрации (обр. № 341, табл. 9) и весьма резко уменьшается в последние сотни часов фильтрации. Количество выносимого Mg выражается в десятитысячных долях процента.

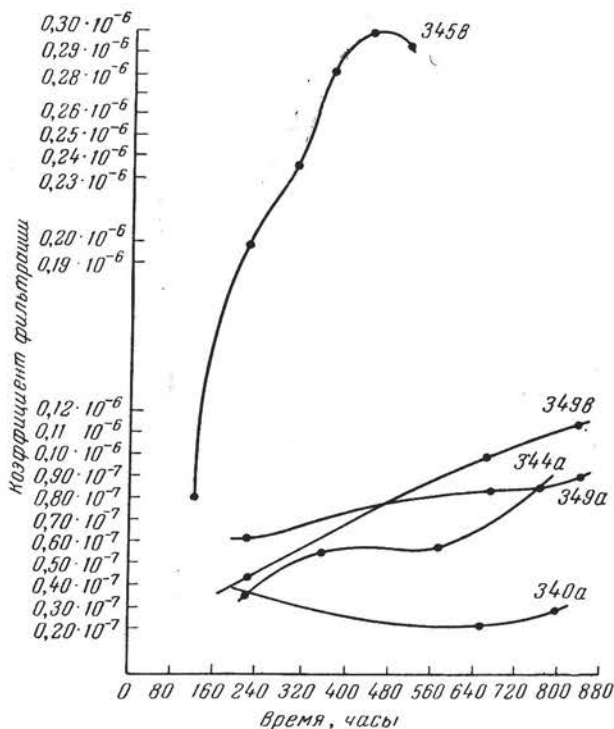
Отсюда следует, что вода, насыщенная гипсом, не достигает в первых 2 см испытуемых образцов предельного насыщения магния и что для достижения равновесной концентрации (47—50 мг в 1 л, как в приборе Вагнера) она должна пройти не менее 1 м.

Полученные цифры при измерении рН фильтратов указывают на слабую щелочность среды, близкую к нейтральной.

Измеренная удельная электропроводность фильтратов остается во все время опыта почти постоянной.

VI. ФИЛЬТРАЦИЯ НАСЫЩЕННОГО РАСТВОРА  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ 

Были поставлены опыты фильтрации насыщенного раствора  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  через наши образцы, причем образцы были взяты после фильтрации дистиллированной водой (табл. 11 и 12).



Фиг. 6. Действие насыщенного раствора  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  на образцы. Изменение коэффициента фильтрации во времени

Некоторые из них подверглись фильтрации раствора  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  после того, как пропущен был через них раствор гипса. Коэффициент фильтрации при пропускании через образцы этого раствора в большинстве случаев все время возрастает. Это относится как к доломитам (обр. № 340а, 344а и 345в), так и к доломитизированным известнякам (обр. № 349а и 349в), что видно на фиг. 6, а также в табл. 11. Некоторые образцы, главным образом известняки (№ 347а, 347в и 346в), в начале опыта дали уменьшение коэффициента фильтрации, но затем, достигнув некоторого минимума, также стали возрастать (фиг. 7 и табл. 11). Однако следует заметить, что, несмотря на рост коэффициента фильтрации при пропускании насыщенного раствора  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ , эти коэффициенты в части исследованных образцов, особенно доломитов, остаются значительно меньшими, чем при пропускании насыщенного раствора гипса (табл. 15), где дается сравнение влияния  $\text{CaSO}_4$  и  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ . Удельная электропроводность фильтратов показывает разницу, которая устанавливается до и после пропускания извести через доломиты и доломитизированные известняки, с одной стороны, и через известняки — с другой. Ряд образцов доломитов при фильтрации насыщенного раствора задерживают  $\text{Ca}(\text{OH})_2$

Таблица 11

Фильтрация насыщенного раствора  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  через монолиты

№ образца	Название породы	Время фильтрации	Объем фильтра- та, мл	Средний коэффициент фильтрации	Электропро- водность	Химический анализ		Щелочность в мг. э. НСІ на 1 л
						Са		
						мг/л	мг в объеме фильтрата	
341	Доломити- зир. известь	745 ч. 57 м.	57,52	$0,489 \cdot 10^{-8}$	$3,33 \cdot 10^{-3}$	—	—	—
341a	То же	770 » 35 »	68,63	$0,574 \cdot 10^{-8}$	$2,94 \cdot 10^{-3}$	—	—	—
341в	» »	769 » 44 »	50,64	$0,444 \cdot 10^{-8}$	$2,527 \cdot 10^{-4}$	—	—	—
343в	» »	281 » 23 »	0,65	$0,113 \cdot 10^{-9}$	—	—	—	—
346a	Доломити- зир. известь (кальцита 85%, доло- мита 15%)	11 ч.	482,63	$0,276 \cdot 10^{-5}$	$7,01 \cdot 10^{-3}$	ум. 15	ум. 7,26	34,5
	То же	7 ч. 10 м.	768,73	$0,407 \cdot 10^{-5}$	$7,01 \cdot 10^{-3}$	ув. 33	ув. 15,50	35,4
	» »	4 » 30 »	462,95	$0,650 \cdot 10^{-5}$	$7,27 \cdot 10^{-3}$	ув. 4	ув. 1,85	35,6
	» »	3 » 30 »	500,55	$0,905 \cdot 10^{-5}$	$7,27 \cdot 10^{-3}$	ум. 3	ум. 1,5	35,4
	» »	2 » 40 »	465,33	$0,1106 \cdot 10^{-5}$	$7,27 \cdot 10^{-3}$	ум. 5	ум. 2,33	36,3
	» »	2 » 16 »	441,70	$0,123 \cdot 10^{-4}$	$7,52 \cdot 10^{-3}$	ув. 9	ув. 3,98	36,6
	» »	2 » 22 »	534,72	$0,141 \cdot 10^{-4}$	$7,52 \cdot 10^{-3}$	ув. 19	ув. 10,2	36,6
346в	Доломити- зир. известь (кальцита 85%, доло- мита 15%)							
	То же	8 ч. 18 м.	623,41	$0,4926 \cdot 10^{-5}$	$7,05 \cdot 10^{-3}$	ум. 3	ум. 1,87	34,1
	» »	7 » 01 »	438,49	$0,4092 \cdot 10^{-5}$	$7,27 \cdot 10^{-3}$	ум. 9	4,85	35,2
	» »	4 » 50 »	460,81	$0,6245 \cdot 10^{-5}$	$7,27 \cdot 10^{-3}$	ум. 10	4,6	35,0
	» »	3 » 37 »	487,23	$0,884 \cdot 10^{-5}$	$7,26 \cdot 10^{-3}$	ув. 1,3	0,63	36,2
	» »	3 » 20 »	520,63	$0,995 \cdot 10^{-5}$	$7,52 \cdot 10^{-3}$	ум. 1	0,52	36,6
	» »	3 » 02 »	512,63	$0,1109 \cdot 10^{-5}$	$7,52 \cdot 10^{-3}$	ув. 11	5,6	36,6
349a	Доломит. известь	215 ч. 53 м.	219,84	$0,640 \cdot 10^{-7}$	$6,16 \cdot 10^{-3}$	ум. 58	12,7	31,6
	То же	242 » 02 »	296,86	$0,773 \cdot 10^{-7}$	$6,77 \cdot 10^{-3}$	ум. 131	38,6	32,8
	» »	211 » 10 »	282,16	$0,840 \cdot 10^{-7}$	$7,01 \cdot 10^{-3}$	ум. 103	29,2	34,3
	» »	171 » 45 »	245,72	$0,900 \cdot 10^{-7}$	$7,26 \cdot 10^{-3}$	ум. 95	23,3	35,4
349в	» »	214 » 07 »	138,67	$0,444 \cdot 10^{-7}$	$4,96 \cdot 10^{-3}$	ум. 81	11,2	12,9
	» »	242 » 01 »	273,90	$0,769 \cdot 10^{-7}$	$6,55 \cdot 10^{-3}$	ум. 141	38,6	32,2
	» »	211 » 07 »	314,47	$0,1002 \cdot 10^{-6}$	$7,01 \cdot 10^{-3}$	ум. 79	24,6	35,0
	» »	171 » 46 »	291,32	$0,115 \cdot 10^{-6}$	$7,52 \cdot 10^{-3}$	ум. 78	22,7	35,6
340a	Доломит	215 ч. 25 м.	120,78	$0,378 \cdot 10^{-7}$	$5,08 \cdot 10^{-3}$	ум. 115	13,9	13,6
	»	433 » 20 »	141,10	$0,219 \cdot 10^{-7}$	$5,21 \cdot 10^{-3}$	ум. 285	40,3	24,8
	»	144 » 22 »	61,96	$0,289 \cdot 10^{-7}$	$5,08 \cdot 10^{-3}$	—	—	—
342в	»	821 » 26 »	102,70	$0,826 \cdot 10^{-8}$	$2,54 \cdot 10^{-3}$	—	—	—
344a	»	214 » 35 »	120,49	$0,360 \cdot 10^{-7}$	$4,73 \cdot 10^{-3}$	—	—	12,0
	»	140 » 40 »	123,55	$0,562 \cdot 10^{-7}$	$6,55 \cdot 10^{-3}$	ум. 36	4,45	16,8

Таблица 11 (окончание)

№ образца	Название породы	Время фильтрации	Объем фильтра- та, мл	Средний коэффициент фильтрации	Электропро- водность	Химический анализ		Щелочность в мг. э. HCl на 1 л
						Са		
						мг./л	мг в объеме фильтрата	
345в	Доломит	215 ч. 18 м.	196,48	$0,585 \cdot 10^{-7}$	$7,01 \cdot 10^{-3}$	ум. 101	19,80	34,8
	»	192 » 27 »	258,33	$0,863 \cdot 10^{-7}$	$7,01 \cdot 10^{-3}$	ум. 76	19,7	35,6
	»	116 » 10 »	140,32	$0,815 \cdot 10^{-7}$	$4,73 \cdot 10^{-3}$	ум. 86	12,1	15,0
	»	96 » 00 »	281,77	$0,199 \cdot 10^{-6}$	$6,55 \cdot 10^{-3}$	ум. 41	11,5	16,3
	»	95 » 27 »	335,81	$0,2374 \cdot 10^{-6}$	$7,01 \cdot 10^{-3}$	ум. 23	7,7	16,8
	»	73 » 48 »	301,08	$0,2832 \cdot 10^{-6}$	$7,26 \cdot 10^{-3}$	ув. 3	0,9	17,6
	»	73 » 04 »	327,48	$0,302 \cdot 10^{-6}$	$7,26 \cdot 10^{-3}$	ум. 60	19,62	36,6
343а	»	72 » 06 »	316,43	$0,296 \cdot 10^{-6}$	$7,26 \cdot 10^{-3}$	ум. 65	20,6	—
343а	»	914 » 29 »	1,63	$0,103 \cdot 10^{-9}$	—	—	—	—
342а	»	914 » 25 »	0,26	$0,1873 \cdot 10^{-10}$	—	—	—	—

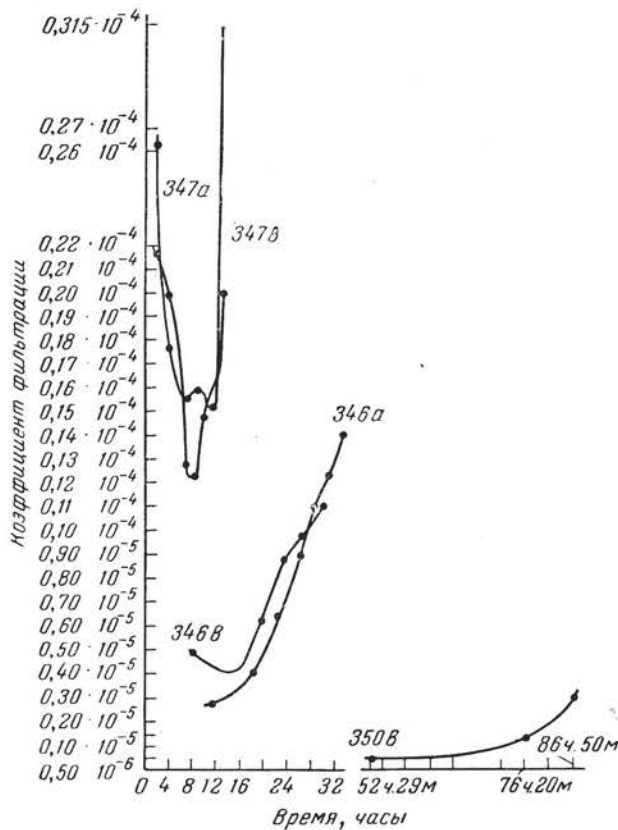
Фиг. 7. Изменение коэффициента фильтрации во времени при пропускании раствора  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  через породы

Таблица 12

Фильтрация насыщенного раствора  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  через монолит

№ образца	Название породы	Время фильтрации	Объем фильтрата, мл	Средний коэффициент фильтрации	Электропроводность	Химический анализ		Щелочность в мг. э. 0,1 НСl на 1 л	
						Ca			
						мг./л	мг. в объеме фильтрата		
347а	Известняк	1 ч. 42 м.	694,43	$0,264 \cdot 10^{-4}$	$7,01 \cdot 10^{-3}$	ум. 23	16	34,56	
	»	2 » 25 »	662,31	$0,178 \cdot 10^{-4}$	$7,01 \cdot 10^{-3}$	ум. 1	0,66	35,04	
	»	2 » 48 »	669,12	$0,155 \cdot 10^{-4}$	$7,27 \cdot 10^{-3}$	0	0	35,1	
	»	2 » 08 »	523,31	$0,159 \cdot 10^{-4}$	$7,01 \cdot 10^{-3}$	ум. 24	12,6	34,8	
	»	2 » 14 »	524,02	$0,152 \cdot 10^{-4}$	$7,01 \cdot 10^{-3}$	ум. 10	5,2	34,8	
	»	1 » 43 »	528,61	$0,200 \cdot 10^{-4}$	$7,01 \cdot 10^{-3}$	ум. 5,5	2,92	35,2	
347в	Известняк	2 » 02 »	681,34	$0,217 \cdot 10^{-4}$	$7,01 \cdot 10^{-3}$	ум. 21	14,3	34,9	
	»	2 » 03 »	631,54	$0,199 \cdot 10^{-4}$	$7,26 \cdot 10^{-3}$	ум. 11	6,95	35,0	
	»	3 » 50 »	722,75	$0,122 \cdot 10^{-4}$	$7,26 \cdot 10^{-3}$	ум. 3	2,16	32,2	
	»	2 » 11 »	497,1	$0,148 \cdot 10^{-4}$	$7,26 \cdot 10^{-3}$	ум. 17	8,45	35,0	
	»	2 » 01 »	514,32	$0,165 \cdot 10^{-4}$	$7,01 \cdot 10^{-3}$	ум. 25	12,8	34,56	
	»	1 » 02 »	503,60	$0,316 \cdot 10^{-4}$	$7,26 \cdot 10^{-3}$	ум. 10	5,0	35,1	
350а	Известняк	49 » 03 »	533,53	$0,1058 \cdot 10^{-5}$	$7,26 \cdot 10^{-3}$	—	—	—	
			514,46	—	$7,52 \cdot 10^{-3}$	ув. 2	—	36,3	
350в	Известняк	52 » 29 »	377,40	$0,282 \cdot 10^{-5}$	$7,26 \cdot 10^{-3}$	ум. 80	30,2	35,6	
			392,48	$0,485 \cdot 10^{-6}$	$7,26 \cdot 10^{-3}$	ум. 5	1,96	35,8	
			545,86	$0,1372 \cdot 10^{-5}$	$7,52 \cdot 10^{-3}$	ув. 15	8,15	36,6	
352в	»	8 » 30 »	398,32	$0,3038 \cdot 10^{-5}$	$7,26 \cdot 10^{-3}$	ум. 60	23,9	36,2	
			—	—	$6,35 \cdot 10^{-3}$	ум. 2,5	—	34,4	
			30 » 10 »	615,81	$0,139 \cdot 10^{-5}$	$7,01 \cdot 10^{-3}$	0	0	35,6
			21 » 00 »	414,46	$0,134 \cdot 10^{-5}$	$7,26 \cdot 10^{-3}$	ум. 9	3,72	35,4
			—	354,78	—	$7,01 \cdot 10^{-3}$	ув. 11	—	35,4
			6 » 29 »	329,07	$0,345 \cdot 10^{-5}$	$7,26 \cdot 10^{-3}$	ум. 10	3,2	35,6
			8 » 22 »	477,52	$0,388 \cdot 10^{-5}$	$7,26 \cdot 10^{-3}$	0	0	36,1

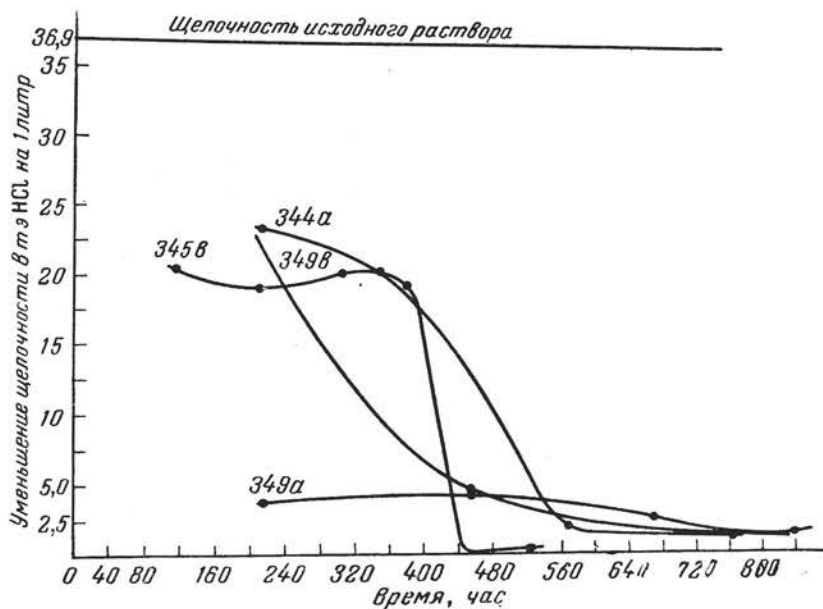
больше, чем это имеет место у известняков, что сказывается на уменьшении удельной электропроводности фильтратов из доломитов.

Химический анализ насыщенного раствора  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ , профильтрованного через образец доломита, в большинстве случаев указывает на уменьшение Ca в растворе против исходного, и это находится в согласии с показаниями удельной электропроводности. Измеряя щелочность профильтрованной жидкости, получаем уменьшение ее против исходного, причем на фиг. 8 видно ее резкое уменьшение, начиная с некоторого момента времени (между 450—550 час.); в дальнейшем это уменьшение почти прекращается. Следовательно, поглощение  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  в начале опыта происходит интенсивно, а затем, как бы насытившись, порода перестает его удерживать, и кривая круто падает, чтобы идти дальше параллельно абсциссе. Несмотря на то, что  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  больше не поглощается, коэффициент фильтрации все же продолжает подыматься.

Весьма характерно постоянство величины электропроводности фильтратов (7,01—7,25) и щелочности (35,61—34,8) для известняков при боль-

ших колебаниях этих величин в доломитах, у которых минимум доходит до 2,94 при таком же максимуме, как у известняков.

Эксперименту подверглись 4 образца (обр. 342а, 341в, 343а и 343в), через которые пропускалась сперва дистиллированная вода, затем насыщенный раствор гипса и после этого насыщенный раствор  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ . После фильтрации  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  в течение 914 час. (обр. № 343а и 342а) и 771 час.



Фиг. 8. Уменьшение щелочности исходного насыщенного раствора  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  во времени при фильтрации его через породы

(обр. № 341а) коэффициент фильтрации снизился на 1 и даже на 2 степени (в образце № 340а он также снизился, но меньше) по сравнению с коэффициентом фильтрации при гипсовой воде (табл. 10, 12 и 13).

Существование реакции между доломитом и  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  с образованием пленки  $\text{Mg}(\text{OH})_2$  все же не мешает тому, чтобы в других образцах коэффи-

Таблица 13

Уменьшение концентрации Са в насыщенном растворе  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  после его фильтрации через образец доломита или доломитизированного известняка

(в мг/л)

Обр. № 349		Обр. № 349в		Обр. № 344		Обр. № 345		Обр. № 346	
часы	уменьше- ние	часы	уменьше- ние	часы	уменьше- ние	часы	уменьше- ние	часы	уменьше- ние
216	— 58	214	— 81	214	—	116	—86	7	— 9
242	—131	242	—141	141	— 36	96	—41	5	—10
211	—103	211	— 79	215	—101	95	—23	3,5	+1,3
171	— 95	171	— 78	192	— 76	73	+ 3	3,3	— 1

коэффициент фильтрации при более длительной фильтрации увеличивался; возможно, что это объясняется увеличением смачивающей способности породы.

В условиях влияния насыщенного раствора  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  на порошки доломита реакция протекает в течение первых 3 час., и дальнейшее взбалтывание практически не изменяет состава растворов. В опытах же с фильтрацией реакция (табл. 13) растягивается на большее количество часов и падение реакции для малопористых и тонкопористых разновидностей, богатых доломитом, наступает на 500-м часе (фиг. 8), для бедных доломитом разновидностей, более пористых, на 10—12-м часе и даже на втором часе. В некоторых образцах, особенно известковистых, после постепенного падения реакции она снова вспыхивает и затем снова идет на убыль (табл. 14).

Таблица 14

Уменьшение концентрации Ca в насыщенном растворе  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  после его фильтрации через известняк  
(в мг/л)

Обр. № 347а	1 ч. 42 м.	2 ч. 25 м.	2 ч. 48 м.	2 ч. 08 м.	2 ч. 14 м.	1 ч. 43 м.
Уменьшение концентрации Ca в 1 л . . . . .	—23	—4	0	—24	—10	—5,5
Обр. № 347в . . . . .	2 ч. 02 м.	2 ч. 03 м.	3 ч. 50 м.	2 ч. 41 м.	2 ч. 01 м.	1 ч. 02 м.
Уменьшение концентрации в 1 л . . . . .	—21	—11	—3	—17	—25	—10

Объяснение, повидимому, заключается в появлении новой группы пор, которая до того не принимала участия в фильтрации как потому, что они были заполнены воздухом, так и в силу того, что до них не дошел водный раствор из-за тонкости и суженности пор или же их частичной замкнутости.

Таблица 15

Изменение коэффициента фильтрации после пропускания  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  и дальнейшей фильтрации раствором  $\text{CaSO}_4$

№ образца	Название породы	Насыщенный раствор $\text{Ca}(\text{OH})_2$		Насыщенный раствор $\text{CaSO}_4$	
		Средний коэффициент фильтрации	Время фильтрации, часы	Средний коэффициент фильтрации	Время фильтрации, часы
340а	Доломит . . . . .	$0,296 \cdot 10^{-7}$	792	$0,865 \cdot 10^{-8}$	1249
343а	Известков. доломит . . . . .	$0,103 \cdot 10^{-9}$	914	$0,347 \cdot 10^{-10}$	1249
344а	Доломит . . . . .	$0,59 \cdot 10^{-7}$	762	$0,167 \cdot 10^{-7}$	1227
345в	Доломит . . . . .	$0,233 \cdot 10^{-6}$	527	$0,603 \cdot 10^{-7}$	1179



### VII. ФИЛЬТРАЦИЯ ГИПСОВОЙ ВОДЫ, СООТВЕТСТВУЮЩЕЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ВОЛЖСКОЙ И ГРУНТОВОЙ ВОДЫ

Почти все образцы в течение первых 14,4 часов для низкой концентрации гипса (волжской) не фильтруют, за исключением двух: обр. № 342 и 349в, где коэффициент фильтрации настолько высок ( $10^{-4}$ — $10^{-5}$ ), что нет полной уверенности в правильности самого опыта (пропуск воды или трещина; табл. 16). Более высокая концентрация гипса (грунтовая) дает для испытанных образцов, за исключением тех же двух (обр. № 342 и 349в), в течение 26—47 час. довольно низкие коэффициенты фильтрации (степень минус 9 и минус 8), уступающие коэффициенту фильтрации волжской воды (табл. 16). Вынос при обработке водой грунтовой концентрации Са значительно ниже, чем в наших опытах с насыщенным гипсом. Вынос Mg такого же порядка, как в наших опытах, даже несколько больше (если только Mg достаточно точно определен).

### VIII. ОБЩИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ОПЫТОВ

Подводя итоги по фильтрации  $H_2O$ ,  $CaSO_4$  и  $Ca(OH)_2$  (табл. 16), можем отметить, что коэффициент фильтрации для исследованных образцов весьма пестр, в особенности для доломитов: в одинаковых условиях опыта он колеблется от величин  $>1 \cdot 10^{-10}$  до  $1 \cdot 10^{-6}$ , т. е. в 40 000 и больше раз, иначе говоря — от образцов, за сутки вовсе не фильтрующих, до таких, которые в сутки пропускают до  $16 \text{ см}^3$  воды (в образцах толщиной в 2 см). Чаще всего коэффициент фильтрации колеблется от  $1 \cdot 10^{-9}$  до  $1 \cdot 10^{-7}$ , т. е. от 0,016 до  $1,6 \text{ см}^3$  в сутки. Повидимому, для горизонтов Ширяевского карьера, откуда эти образцы взяты, коэффициент фильтрации  $1 \cdot 10^{-9}$ — $1 \cdot 10^{-7}$  является наиболее частым. Известняки имеют более узкие пределы для коэффициента фильтрации: от  $1 \cdot 10^{-5}$  до  $1 \cdot 10^{-7}$ , чаще всего  $10^{-6}$ , т. е. они пропускают  $16 \text{ см}^3$  в сутки воды и доходят до  $160 \text{ см}^3$  (при толщине пластинки в 2 см).

В грубых чертах более пористые разности обладают бóльшим коэффициентом фильтрации. Равнопористые породы характеризуются более узкими пределами колебаний коэффициентов фильтрации, чем разнористые разности карбонатных пород. Установить точную зависимость коэффициента фильтрации от суммарной пористости невозможно и методически неправильно. Принудительное насыщение также не дает строгой пропорциональности между таким насыщением и коэффициентом фильтрации. Коэффициент фильтрации не может поэтому рассматриваться как простая функция от суммарного объема пор, а является весьма сложной величиной, зависящей не только 1) от суммарной пористости, но и 2) от суммарной удельной поверхности пор, 3) размера самих пор, 4) сочетаний пор разного размера друг с другом, 5) объема пор, свободного от воздуха (действующего объема пор), 6) формы зерен, слагающих поры, 7) величины градиента, 8) химического и минерального состава стенок пор, 9) толщины последних в случае тонкостенных пор, 10) температуры, вязкости и состава жидкости, проходящей через породу.

Все эти вопросы далеко еще не разрешены даже для рыхлых пород (почв, песков, грунтов), хотя исследовательские работы ведутся для этих пород уже более 90 лет рядом ученых всего мира. Они совершенно почти не затронуты для каменных пород.

Пока мы можем лишь констатировать отсутствие строгого постоянства в коэффициенте фильтрации и необходимость точно условиться, при каких условиях и как его определять.

Таблица 16

Сводная сравнительная таблица коэффициентов фильтрации растворов различного состава и концентрации

№ образца	Дюмитт, %	Пористость, %	Объемное принудительное насыщение, %	Фильтрация				насыщенного раствора едвой извести		воды с гипсом кон-центрация влаг-стой воды		грунтовой воды, гра-диент—6% см							
				Лаборатория ИГиН АН СССР				Часы	Коэфф. фильтрации	Часы	Коэфф. фильтрации	Часы	Коэфф. фильтрации	Часы	Коэфф. фильтра-ции				
				Коэфф. фильтрации	Часы	Коэфф. фильтрации	Часы												
								Коэфф. фильтрации	Часы	Коэфф. фильтрации	Часы								
340Г	90,92	3,54	1,61—3,90	$3,6 \cdot 10^{-9}$ — $3,1 \cdot 10^{-9}$	209	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
340а	—	—	—	$3,0 \cdot 10^{-8}$ — $1,3 \cdot 10^{-8}$	849	$1,8 \cdot 10^{-7}$ — $5,7 \cdot 10^{-8}$	1085	$3,78 \cdot 10^{-8}$ — $2,89 \cdot 10^{-9}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
342	81,06	11,59	4,57—8,05	—	168	$1,9 \cdot 10^{-9}$	1128	$1,87 \cdot 10^{-11}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
342а	81,06	11,59	4,57—8,05	$1,7 \cdot 10^{-10}$	753	—	—	$8,26 \cdot 10^{-9}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
344а	81,5	8,86	4,12—6,53	$3,6 \cdot 10^{-9}$	746	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
345а	76,30	7,74	3,8—6,58	$5,3 \cdot 10^{-8}$ — $1,7 \cdot 10^{-8}$	677	—	—	$3,6 \cdot 10^{-8}$ — $8,63 \cdot 10^{-8}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
344	60,18	7,40	—	$3,4 \cdot 10^{-8}$ — $8,9 \cdot 10^{-8}$	236	—	—	$8,2 \cdot 10^{-8}$ — $2,97 \cdot 10^{-7}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
341а	—	—	6,81	$3,1 \cdot 10^{-8}$ — $1,0 \cdot 10^{-7}$	425	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
341в	—	—	—	$5,49 \cdot 10^{-9}$ — $8,2 \cdot 10^{-9}$	876	$1,702 \cdot 10^{-7}$ — $1,03 \cdot 10^{-7}$	985	$4,8 \cdot 10^{-9}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
343	70,0	4,96	—	$7,8 \cdot 10^{-9}$ — $1,0 \cdot 10^{-8}$	821	—	—	$5,74 \cdot 10^{-9}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
343а	—	—	4,53	$8,8 \cdot 10^{-9}$ — $9,1 \cdot 10^{-9}$	776	—	—	$4,44 \cdot 10^{-9}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
343в	—	—	—	—	—	$1,495 \cdot 10^{-8}$ — $2,65 \cdot 10^{-9}$	1152	$4,03 \cdot 10^{-10}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
349а	63,2	9,95	4,17—6,06	$1,9 \cdot 10^{-10}$	512	$2,78 \cdot 10^{-9}$	1152	$1,13 \cdot 10^{-10}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
349в	—	—	—	$4,85 \cdot 10^{-8}$ — $5,9 \cdot 10^{-8}$	501	—	—	$6,40 \cdot 10^{-8}$ — $9,00 \cdot 10^{-8}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
350а	31,8	13,46	—	$6,5 \cdot 10^{-8}$ — $9,5 \cdot 10^{-8}$	408	—	—	$4,44 \cdot 10^{-8}$ — $1,15 \cdot 10^{-7}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
350в	—	—	—	$1,2 \cdot 10^{-6}$ — $2,5 \cdot 10^{-6}$	26	—	—	$4,06 \cdot 10^{-6}$ — $2,32 \cdot 10^{-6}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
350в	—	—	—	$5,1 \cdot 10^{-7}$ — $2,5 \cdot 10^{-6}$	70	—	—	$4,85 \cdot 10^{-7}$ — $3,04 \cdot 10^{-6}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
346	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
346а	85	21,34	25,60	$2,24 \cdot 10^{-6}$	21	—	—	$2,76 \cdot 10^{-6}$ — $1,41 \cdot 10^{-5}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
346в	—	—	—	$8,7 \cdot 10^{-6}$ — $3,20 \cdot 10^{-6}$	17	—	—	$4,92 \cdot 10^{-6}$ — $1,11 \cdot 10^{-5}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
347	2,4	24,62	26,74	$1,4 \cdot 10^{-5}$ — $1,7 \cdot 10^{-5}$	5	—	—	$2,64 \cdot 10^{-5}$ — $2,00 \cdot 10^{-5}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
347	—	—	—	$1,9 \cdot 10^{-5}$ — $1,3 \cdot 10^{-5}$	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
347	—	—	—	$3,2 \cdot 10^{-5}$ — $2,5 \cdot 10^{-5}$	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
347	—	—	—	$3,3 \cdot 10^{-5}$ — $2,10 \cdot 10^{-5}$	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
347в	—	—	—	$3,3 \cdot 10^{-5}$ — $2,10 \cdot 10^{-5}$	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
351а	3,0	20,0	19,23	$9,6 \cdot 10^{-7}$ — $2,2 \cdot 10^{-7}$	19	$1,28 \cdot 10^{-6}$ — $1,22 \cdot 10^{-7}$	47	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
351в	—	—	—	$7,9 \cdot 10^{-7}$ — $4,9 \cdot 10^{-7}$	96	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
352а	1,7	16,30	—	$4,4 \cdot 10^{-7}$ — $1,25 \cdot 10^{-6}$	119	—	—	$1,39 \cdot 10^{-5}$ — $3,88 \cdot 10^{-6}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
352в	—	—	—	$3,8 \cdot 10^{-7}$ — $4,6 \cdot 10^{-6}$	141	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

В результате этих работ выясняется необходимость глубже вникнуть и разобраться как в характере и направлении изменения коэффициента фильтрации, так и в причинах, обуславливающих эти изменения. В пределах уже сделанного выясняется зависимость коэффициента фильтрации от следующих факторов:

1) состава растворов, причем особое внимание привлекают жидкости, содержащие  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  и  $\text{CaSO}_4$ ; первая увеличивает коэффициент фильтрации, вторая уменьшает. Дистиллированная вода большей частью также влияет как гипс;

2) фактора времени, который должен быть указан при измерении коэффициента фильтрации;

3) фактора давления и величины градиента; в пределах применения напоров 240—685 см градиент не оказывал заметного влияния на фильтрацию, но где-то должен находиться критический напор, который будет разным для разных пород. Его необходимо установить;

4) выноса  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$  при фильтрации в агрессивных средах ( $\text{NaCl}$ ,  $\text{CaSO}_4$ ,  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ), который происходит крайне медленно и растягивается на длительный срок. Количество выносимых оснований незначительно, а в опытах с  $\text{CaSO}_4$ ,  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  и даже  $\text{H}_2\text{O}$  (дистил.) проявляется тенденция к ослаблению хода реакции со временем. Чем коэффициент фильтрации меньше, тем все реакции взаимодействия с указанными агрессивными средами проходят медленнее и слабее, а вынос оснований оказывается все меньшим, хотя равновесного состояния в наших опытах далеко не достигали. Объяснением этому является образование защитных пленок на относительно большой поверхности, в результате чего реакция происходит или на открывающихся свежих поверхностях, благодаря вступлению в фильтрацию новой группы пор, или путем замедленной диффузии сквозь пленки на старых поверхностях. Образовавшиеся пленки в некоторых случаях (в реакции с  $\text{CaSO}_4$ ) уменьшают диаметр, особенно микропор.

Так как фильтрация не охватывает сразу всех пор, а они, вследствие малого своего диаметра и часто своей бутылочной формы (с узким горлышком), а также присутствия в подобных порах воздуха, втягиваются в фильтрацию в течение весьма длительного времени, то реакция с упомянутыми растворами продолжается весьма длительное время, и равновесие между составом раствора и составом стенок пор наступает не на поверхности, а на некоторой глубине. В тех случаях, когда защитные пленки не образуются, реакция может быстрее достичь своего равновесия на меньшей глубине.

#### IX. НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ В ПРИМЕНЕНИИ К ГЕОЛОГИИ

Элементарные расчеты показывают, что при среднем коэффициенте фильтрации  $10^{-7}$  см/сек и принятом в наших опытах градиенте, за 1 год вода пройдет через доломит всего около 3 см. В пористых известняках скорость прохождения резко увеличится. В равномерно-тонкозернистых доломитах и известняках коэффициент фильтрации может упасть до  $10^{-9}$ — $10^{-10}$  см/сек.

В условиях нашего опыта, если исходить из геологического масштаба времени, вода может пропитать всю породу даже при малом коэффициенте фильтрации и пройти сквозь последнюю: крупная и мелкая пористость создаст так называемый «фильтрационный» эффект, ультрамикропористость—

главным образом «диффузионный» (прохождение через стенки пор). Если за 1 год при вышеуказанных условиях даже для плотной породы вода проходит только 3 см, то за 3330 лет она пройдет толщу в 100 м. Однако прохождение воды через карбонатную, а также и через любую иную породу не является одним только механическим процессом. В данном случае, согласно нашим опытам, из доломитов за 1 год будет вынесено 0,0054% от веса слоя породы, через которую проходит вода; для пористых известняков она составит за год 0,27%. В течение 3330 лет из доломита будет вынесено 18% Ca и Mg, пористый же известняк весь растворится в течение 400 лет.

Однако на самом деле процессы растворения и разрушения этих пород будут происходить гораздо медленнее. Если в процессе растворения карбонатных пород пористость должна увеличиться, а вместе с тем должен возрасти и коэффициент фильтрации, то, с другой стороны, появляются и усиливаются противоположные тенденции: медленная фильтрация при достаточной насыщенности раствора вызывает выпадение и окристаллизацию выпавшего вещества, которое закупоривает поры; образуются также защитные пленки, ведущие к уменьшению диаметра пор и ослаблению фильтрации, и имеют место также реакции обмена с первичными минералами породы.

Пласты карбонатных пород подстилаются водоупорными или, наоборот, водоносными горизонтами. В первом случае это ведет к тому, что сток воды из фильтруемой породы или ослабляется, или вовсе не имеет места; отсюда движение воды приобретает застойный или почти застойный характер; фильтрационный эффект приближается к нулю или сходит на нет; диффузионный эффект остается крайне медленным и незначительным. Следствием этого является прекращение выноса элементов, появление и развитие реакций обмена и выпадения из водных растворов. В результате развиваются процессы литогенеза, уплотнения и перекристаллизации пород.

Совершенно иначе обстоит дело, когда нисходящие через карбонатные породы воды дренируются. Тогда на этих породах развиваются процессы карстообразования. Но и в первом случае фильтрация может снова оживиться в случае каких-либо тектонических воздействий на породу, хотя тогда фильтрация проявляется не столько среди пор, сколько вдоль трещин, т. е. приобретает избирательный характер и имеет локальное значение. В случае наличия стока при этом снова развивается карстообразование, при слабости или отсутствии стока — процессы цементации. В последнем случае процессы выщелачивания из верхних горизонтов замещаются процессами цементации в нижних горизонтах. Внешние условия среды определяют собой результат борьбы этих двух противоположных процессов. Если в условиях технических сооружений процесс выщелачивания в ряде случаев может преобладать и с этим приходится вести борьбу, то в природных условиях, наряду с процессами выщелачивания (карстования), в еще большей степени развиты процессы образования плотных, мало проницаемых для фильтрации карбонатных пород, особенно в протерозое и в палеозое. Возможно, что доломитизация, преобладающая среди карбонатных пород этих систем, так же как и их сильная перекристаллизация, связана не только с диагенетическими и гидротермальными моментами, но и с последующими процессами их литогенеза, на которые мы указали выше.

С. И. Берхин

## МЕТОДИКА РЕНТГЕНОВСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Высокодисперсная фракция осадочной породы, состоящая из так называемых глинистых минералов, является наиболее активной ее частью. Она обуславливает ряд физико-химических свойств породы, дает возможность судить о генезисе и эволюции ее. Поэтому понятно то значение, которое придается методам, помогающим в изучении компонентов, состоящих из невидимых под микроскопом частиц.

Одним из таких методов является рентгеновский, применение которого стало возможным с момента установления кристаллического строения коллоидов.

Как и все кристаллические тела, минеральные компоненты коллоидной фракции породы способны диффрагировать рентгеновские лучи. Вследствие невозможности выделения одиночного кристалла при изучении высокодисперсных веществ  $x$ -лучами, применяется порошковый метод. Этот метод заключается в том, что облучению подвергается не отдельный монокристалл, а поликристаллический порошок. Диффракционная картина при этом получается в том случае, если удовлетворяется уравнение Брегга-Вульфа:

$$n\lambda = 2d \sin\theta.$$

Как видно из приведенного уравнения, межплоскостное расстояние в кристалле ( $d$ ) обратно пропорционально  $\sin\theta$ . Таким образом, только в том случае на рентгенограмме появляется линия интерференции, если угол скольжения луча с плоскостью кристалла равен  $\theta$ . Количество линий на рентгенограмме того или иного минерала зависит от количества разнородных плоскостей. Поскольку каждый минерал или группа минералов имеют характерную структуру, постольку отдельному минералу и будет соответствовать своя интерференционная картина.

За последние годы рентгеновский метод все больше и больше применяется для изучения глинистых минералов, главным образом с целью их диагностики. При решении этой задачи исследователь сталкивается с рядом трудностей.

1. Глинистые минералы в большинстве случаев построены из однородных элементов решетки и дают, следовательно, сходные рентгенограммы.

2. Дисперсность глинистых минералов часто бывает так высока, что линии на рентгенограмме размыты, диффузны. Это обстоятельство значительно усложняет расчет, а следовательно, и расшифровку рентгенограммы.

3. Присутствие в исследуемом объекте того или иного количества аморфного вещества создает на рентгенограмме дополнительный нежела-

тельный фон, что также сильно затрудняет расчет, ослабляя интенсивность линий рентгенограммы.

Трудности, встречающиеся на пути исследователя при изучении глинистого вещества, требуют изменения методики рентгеновского исследования, приспособления ее для специальных целей. Такая работа и ведется последние годы в лаборатории отдела Петрографии осадочных пород. И хотя эта работа далеко еще не закончена, отдельные результаты уже имеются.

Как уже указывалось выше, отдельные глинистые минералы дают похожие рентгенограммы. Этот тезис относится к рентгенограммам, получаемым в малых камерах, где диапазон углов отражений составляет от  $10^\circ$  и выше. Рентгенограммы же глинистых минералов отличаются одна от другой главным образом в области углов  $< 10^\circ$ .

Так, характерной линией интерференции монтмориллонита является линия  $10-20 \text{ \AA}$ , что соответствует углу  $5-3^\circ$ . Характерной линией каолинита является линия  $7,05-7,26 \text{ \AA}$ , что соответствует углу  $7^\circ$ . Характерной линией слюды является линия  $\sim 10 \text{ \AA}$ , что соответствует углу  $5^\circ$ . Минералы магнезиальные: палыгорскит, сапонит, сепиолит, керолит и другие также дают характерные линии в области малых углов. Отсюда следует необходимость получения этой части рентгенограммы. С этой целью применяются камеры большого диаметра: 86 и 114 мм. Применение таких камер дает возможность получения всех линий, присущих глинистым минералам. Таким образом, первое необходимое условие при рентгеновском исследовании глинистого вещества — это съемка в камерах большого диаметра. Помимо указанных положительных моментов такие камеры имеют и то преимущество, что раздвигают близкие по значению линии, а также хорошо разрешают дуплетные линии.

Большое значение при диагностике минерального состава глин играет «физиономия рентгенограммы», ее внешний облик.

Так, например, минералы монтмориллонитовой группы дают на рентгенограмме малое количество диффузных широких линий, в то время как рентгенограммы минералов группы каолинита характеризуются большим количеством четких линий интерференции. Галлуазит и гидрослюда первое кольцо дают примерно в области угла  $5^\circ$ , однако внешний вид их отличен. Хлориты дают интерференцию около  $13 \text{ \AA}$ , которую по значению легко спутать с монтмориллонитовой, но, в отличие от широкой интенсивной монтмориллонитовой, она тонкая и мало интенсивная.

Таким образом, вторым условием при рентгеновском исследовании глинистого вещества является наличие в лаборатории коллекции рентгенограмм с эталонных глинистых минералов.

Известно, что отдельные минералы глин способны к набуханию вследствие подвижности их кристаллической решетки. Работы, проведенные в этом направлении, еще далеко не закончены. Но уже имеющиеся результаты дают возможность правильно решать в ряде случаев вопрос о минеральном составе глин. Здесь мы кратко остановимся на результатах проведенной нами методической работы.

Исследованию подвергались представители различных групп минералов, принятые нами за эталонные: монтмориллонит, галлуазит, каолинит, хлорит, гидрослюда, палыгорскит, керолит, мусковит. Все перечисленные минералы насыщались тремя жидкостями: ацетоном, глицерином и этиленгликолем до полного насыщения. Избыток жидкости отсасывался, а насыщенный образец подвергался съемке. В результате проведенной работы оказалось, что монтмориллонит дал для всех трех жидкостей совершенно определенную интерференцию от плоскости (001) около  $20 \text{ \AA}$ .

Эта интерференция характеризует только минералы группы монтмориллонита. Для других интерференций монтмориллонита никакого закономерного изменения там подметить не удалось.

Минералы керолит и галлуазит при насыщении их названными жидкостями показали увеличение отдельных межплоскостных расстояний, но никакой закономерной картины здесь не наблюдалось. Что же касается других исследованных минералов, то для них не было отмечено никакого изменения параметров решетки.

Таким образом, насыщение одной из трех использованных жидкостей минерала монтмориллонитовой группы приводит к увеличению расстояния между пакетами до 20 Å. Получаемая интерференция при этом столь характерна, что может являться вполне убедительным фактором при диагностике минералов этой группы.

Желательно поэтому при диагностике монтмориллонитовых минералов пользоваться методом набухания.

В отдельных случаях при диагностике глинистых минералов можно пользоваться камерами типа Катца, дающими возможность получить линии только в области малых углов, но достаточно четкие и ясные.

В заключение необходимо остановиться на технике эксперимента. Подготовка образца к съемке играет существенную роль для результата работы. Поэтому, прежде чем остановиться на том методе подготовки образца, которым мы пользуемся, были проверены и другие. Образцы готовились тремя способами: а) смешиванием исследуемого вещества с коллодием и дальнейшим продавливанием его через капилляр; б) наклеиванием вещества на тонкую стеклянную нить и в) заполнением коллодиевого мешочка исследуемым веществом. Во всех случаях образец готовился в виде столбика. Съемка одного и того же образца, приготовленного тремя различными способами, дала несколько отличную картину. При смешивании вещества с коллодием на пленке всегда получается значительный фон. При наклеивании вещества на стеклянную нить не всегда удавалось добиться равномерности, что сказывалось на различии в интенсивности симметричных колец. При набивке коллодиевого мешочка в области углов  $11-12^\circ$  на рентгенограмме получается ореол, который легко учитывать. Мы остановились на последнем методе подготовки образца еще и потому, что он дает возможность хранения испытанного объекта. Толщина такого образца равна 0,5—0,7 мм. Для точности расчета рентгенограммы совершенно обязательна тщательная центровка образца.

---

*В. А. Новиков*

## ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ ТОНКИХ КЛАССОВ РЫХЛЫХ ПОРОД

### ОБЩАЯ СХЕМА ПОДГОТОВКИ ПРОБ РЫХЛЫХ ПОРОД К АНАЛИЗУ

Методика подготовки и анализа рыхлых осадочных пород у различных исследователей варьирует довольно широко. Наиболее общепринятый ход анализа обломочных осадочных пород для целей корреляции, по И. А. Преображенскому (1946), следующий. Рыхлая порода подвергается механическому (гранулометрическому) анализу, в результате которого получается то или иное количество размерных фракций или, по принятой нами терминологии (Новиков, 1952), классов, веса которых выражаются в процентах от взятой навески. Часть полученных классов используется для минералогического анализа, например —  $0,25 + 0,1$  мм и  $0,1 + 0,01$  мм, или  $-0,25 + 0,05$  мм и  $-0,05 + 0,01$  мм.

Для этой цели полученные размерные классы подвергаются разделению в тяжелой жидкости, причем различные исследователи пользуются для выделения тяжелой фракции жидкостями удельного веса от 2,7 до 3,0. Далее производится минералогическое изучение отдельно тяжелой и легкой фракций; вычисляется процент содержания тяжелых и легких минералов. Близость или различие содержания минералов в различных пробах служат для корреляции пород, причем принимаются во внимание лишь тяжелые минералы.

Л. И. Карякин (1950), касаясь диапазона обрабатываемых классов, указывает, что различные исследователи используют для фракционирования материал разной крупности: от 0,01 до 0,25 мм (А. М. Болдырева), от 0,05 до 0,25 мм (В. П. Батулин) и от 0,01 до 0,1 мм (В. Г. Малышек).

Сам Л. И. Карякин предлагает подвергать анализу частицы от 0,01 до 1 мм, считая, что в более мелком материале нет тяжелых и цветных минералов.

В. Б. Татарский (1951) полагает, что можно еще более сузить диапазон крупности частиц, подвергаемых анализу. По его мнению, сравнимость проб с широкими классами хуже, так как различия в минеральном составе могут быть связаны не с источниками питания, а с различиями в крупности зерен в пределах широких классов. Кроме того, сам количественный подсчет в широких классах менее точен. По этим причинам В. Б. Татарский считает, что для сравнительного изучения и выявления общности или различий в источниках питания осадков можно ограничиться анализом одного из двух классов:  $-0,25 + 0,1$  мм или  $-0,1 + 0,05$  мм, в зависимости от гранулометрического состава породы.



Другие исследователи, наоборот, высказываются в пользу большего диапазона крупности частиц, подвергаемых анализу.

К. Ф. Терентьева, А. Н. Петровская и С. В. Сыромятников (1940) в результате минералогического анализа осадков различного генезиса из Забайкалья нашли, что, несмотря на различный генезис отложений (озерных, ледниковых и флювио-гляциальных), многие минералы концентрируются в одних и тех же классах, например: роговая обманка — в более мелких, а гранат, дистен и диопсид — в более крупных.

Таким образом, изучение одного класса (например,  $-0,1 + 0,01$  мм) далеко не достаточно и может повлечь за собой весьма поверхностные выводы. Указанные три автора считают, что анализом должны быть охвачены частицы от 0,25 до 0,01 мм.

И. А. Преображенский (1946), по поводу предложения анализировать лишь один из двух классов ( $-0,25 + 0,05$  мм или  $-0,05 + 0,01$  мм), указывает, что «...нет никаких данных..., что количество минералов в какой-либо размерной фракции или фракциях характеризуют всю породу. Наоборот, можно доказать, что в любой фракции могут оказаться характерные для породы минералы. Акцессорные минералы изверженных пород нередко бывают размером не более 0,01 мм...» В виде примера зерен таких малых размеров он приводит циркон и минералы групп глин, а в качестве примера характерных крупных зерен, более 2—3 мм, — кварц, гранат и пирит.

Ряд авторов обращает внимание на большое значение легких минералов для целей исследования. Л. И. Карякин (1950) пишет: «Но почему-то в настоящее время большинство исследователей незаслуженно мало уделяют внимания легким минералам, в то время как они дают возможность судить о физико-географических условиях, при которых происходило отложение и образование осадочных пород, а также могут быть использованы для подразделения и корреляции осадочных толщ».

И. А. Преображенский (1946) пишет по поводу минералов удельного веса  $< 2,45$ , т. е. по преимуществу глинистых минералов, что они «...интересны для выявления литогенических процессов и могут служить отличными коррелятивами».

И. Д. Седлецкий и П. С. Самодуров (1950) указывают, что акцессорными минералами и исследованием частиц крупнее 0,01 мм не ограничиваются возможности использования минерального состава для корреляции осадочных пород. Высокая химическая и механическая устойчивость многих акцессорных минералов и неоднократные переотложения осадков приводят к тому, что одни и те же минералы содержатся в отложениях разного возраста. Кроме того, акцессорные минералы иногда, особенно в глинистых осадках большой мощности, содержатся в столь малом количестве, что не дают достаточно материала для анализа. В то же время глинистые минералы, составляющие часто преобладающую часть пород, благодаря своей дисперсности чувствительны к изменению физико-химических условий и нередко возникают в процессе формирования самих пород.

#### ГРАНИЦЫ И ЧИСЛО ФРАКЦИЙ ПО УДЕЛЬНОМУ ВЕСУ

Наибольшее значение для легких минералов имеет фракционирование по удельному весу, т. е. разделение в тяжелых жидкостях.

Обычно при анализе осадочных пород производится разделение в одной жидкости, в результате чего получаются две фракции — тяжелая и

легкая. Это совершенно достаточно, когда определяются исключительно или главным образом лишь тяжелые минералы. Легкие минералы представляют большие трудности в их даже качественном определении по паружному виду под бинокляром и по оптическим свойствам под микроскопом. Для более надежного качественного, а тем паче количественного определения легких минералов весьма полезным оказывается более дробное разделение их по удельным весам. При этом не только используется диагностическое значение удельного веса, но для определения минералов в выделенных фракциях могут быть более эффективно применены методы термического, рентгеноструктурного и химического анализов. Расшифровка результатов этих анализов гораздо легче и определеннее может быть сделана при меньшем количестве минералов во фракциях.

П. П. Авдусин и З. В. Варова (1940), применяя жидкости с удельными весами 2,53 и 2,75, выделяли три фракции:  $>2,75$ , 2,53—2,75 и  $<2,53$ . В первую фракцию попадали слюда, хлориты, гидроокислы железа, пирит, рутил, апатит, турмалин, амфиболы, титанит, циркон, гранат, дистен, ставролит, карбонаты железа и магнезия. Во вторую фракцию попадали кварц, полевые шпаты, глаукоцит, карбонаты кальция. Третью фракцию составляли минералы глин, кислые полевые шпаты, цеолиты, аморфный кремнезем, угольные остатки.

Пирсон и Труог (Pearson а. Truog, 1937) применяли три жидкости с удельными весами 2,96 (тетрабромэтан), 2,7 и 2,5. При этом во фракции  $>2,96$  определялись железосодержащие минералы, мусковит, биотит, рутил; во фракции 2,7 — 2,96 — тальк, плагиоклазы; во фракции 2,5 — 2,7 — кварц, полевые шпаты; во фракции  $<2,5$  — глинистые минералы.

Л. И. Карякин (1950) применял жидкости удельного веса 3,1, 2,8, 2,65, 2,6, 2,5 и получал шесть фракций со следующим возможным минеральным составом:

1-я фракция  $>3,1$  — разнообразные акцессорные минералы.

2-я фракция 2,8—3,1—мусковит, актинолит, кальцит, арагонит, доломит, глаукоцит, а также минералы предыдущей фракции — турмалин, магнезит, глаукофан, флюорит, биотит и др.

3-я фракция 2,65 — 2,8 — основные и средние плагиоклазы (анортит, битовнит, лабрадор, андезин), кварц, тальк, хлориты, а также минералы предыдущей фракции — кальцит, биотит, мусковит, глаукоцит.

4-я фракция 2,6—2,65—кислые плагиоклазы (олигоклаз, альбит), серпентин, халцедон, нефелин, а также минералы предыдущей фракции — кварц, глаукоцит.

5-я фракция 2,5 — 2,6 — ортоклаз, микроклин, лейцит, а также минералы предыдущей фракции — кварц, глаукоцит, серпентин, нефелин.

6-я фракция  $<2,5$  — опал, цеолиты, гипс, остатки кремневых организмов, а также минералы предыдущей фракции — глаукоцит, выветрелые полевые шпаты.

В лаборатории, руководимой автором настоящей работы, дробное фракционирование материала рыхлых пород проводится с 1946 г. и считается необходимой операцией после гранулометрического разделения или классификации.

В наборе тяжелых жидкостей Л. И. Карякина неудачным следует считать применение жидкости с удельным весом 2,65. Как известно, в подавляющем большинстве случаев главным или весьма существенным компонентом пород является кварц. Чтобы сконцентрировать другие минералы пород, нужно отделить кварц в узкую фракцию. В жидкости удельного веса 2,65 кварц, обладающий тем же удельным весом, находится

во взвешенном состоянии и попадает в обе фракции — тяжелую и легкую. Чтобы выделить его целиком в одну фракцию, следует применить две жидкости, отличающиеся от кварца по удельному весу на одну и ту же величину, например: 2,6 и 2,7<sup>1</sup>. При этих условиях весь кварц выделится во фракцию 2,6—2,7.

Другой, весьма важной величиной в ряду удельных весов минералов рыхлых пород является величина 2,5. Эта величина является как бы рубежом, отделяющим полевые шпаты, серпентин и каолин от большей части глинистых минералов — бейделлита, монтмориллонита, нонтронита, галлуазита, керолита и др.

Следует сказать, что Л. И. Карякин неправильно приписывает бромформу удельный вес 2,8. В действительности удельный вес чистого бромформа равен 2,87—2,89, т. е. ближе к 2,9, и нет основания его разбавлять до удельного веса 2,8.

По указанным причинам применяемый автором набор состоит из 4 тяжелых жидкостей с удельным весом 2,5, 2,6, 2,7 и 2,9. В некоторых случаях использовался еще иодистый метилен удельного веса 3,3. При разделении этими жидкостями получаются фракции следующих удельных весов: фракция  $>2,9$ , включающая амфиболы, пироксены, оливин, эпидот, цоизит, гидроокислы и окислы железа, ильменит, хромит, обычные аксессуарии и минералы шлихов; фракция 2,7—2,9, включающая хлориты, тальк, часть мусковита, серицит, кальцит, доломит; фракция 2,6—2,7, включающая кварц, плагиоклазы, часть серпентина; фракция 2,5—2,6, включающая калиевые полевые шпаты, каолинизированные плагиоклазы, серпентин, каолин; фракция  $<2,5$ , включающая бейделлит, монтмориллонит, галлуазит, нонтронит, керолит, гипс, опал, сапонит, глауконит<sup>2</sup>.

#### АППАРАТУРА И ТЕХНИКА ЦЕНТРИФУГИРОВАНИЯ

В тех случаях, когда для целей исследований необходимо качественное, а тем более количественное определение глинистых или других минералов, встречающихся в классах менее 0,01 мм, то эти тонкие классы перед анализом также требуется подвергать фракционированию.

Известно, что для разделения материала тонких классов рыхлых пород в тяжелых жидкостях необходимо применять центрифугирование, Л. И. Карякин (1950) считает возможным разделять без центрифугирования материал крупнее 0,01 мм, а В. Б. Татарский (1951) — крупнее 0,05 мм. В практике лаборатории, руководимой автором, материал мельче 0,1 мм фракционируется с применением центрифугирования.

В лабораториях осадочной петрографии получила репутацию лучшей из существующих центрифуга Мошева (волчек) непрерывного действия (Доминиковский, 1938; Авдусин и Варова, 1940; Татарский, 1951). Описание этой центрифуги и работы на ней имеется у А. И. Мошева (1935). Здесь следует сказать, что во время работы в этой центрифуге тяжелая жидкость имеет большую открытую поверхность и, вследствие сильных воздушных течений, при большой скорости вращения (10 000 об/мин) летучие органические жидкости испаряются в столь сильной степени, что не могут быть применены в этом случае. Поэтому на этой центрифуге

<sup>1</sup> Более узкая фракция (например, 2,62—2,68) нежелательна, так как много кварца в сростках (с включениями или с пленками) будет попадать в соседние фракции.

<sup>2</sup> Глауконит обладает широким диапазоном удельного веса и может попадать в более тяжелые фракции.

можно работать только лишь с жидкостью Туле. Но вследствие ряда недостатков, присущих тяжелым жидкостям Туле и Сушина-Рорбаха, их применение в лаборатории крайне нежелательно, что является отрицательной стороной центрифуги Мошева.

Для небольших навесок проб, требующихся для минералогического анализа пород, можно добиться вполне удовлетворительного разделения на пробирочных центрифугах, значительно более доступных.

Для разделения в тяжелых жидкостях материала классов крупнее 0,006 мм достаточно скорости вращения 2000 об/мин. Одна из распространенных для этой цели моделей медицинских центрифуг с указанной скоростью вращения снабжена четырьмя металлическими цилиндрическими стаканами с наружным диаметром 38 мм, длиной 93 мм, емкостью 80 см<sup>3</sup>. Стекланные пробирки, вкладываемые в эти металлические стаканы, обычно не выдерживают напряжений, возникающих при центрифугировании, и лопаются. При этом гибнет проба и тяжелая жидкость. Кроме того, после центрифугирования в такой пробирке трудно отделить тяжелую фракцию от легкой, и при извлечении фракций (классов крупнее 0,006 мм) происходит загрязнение их друг другом.

В литературе (Бонштедт, 1939; Pearson a. Truog, 1937) описано много различных конструкций сосудов для центрифугирования, большей частью из металла, позволяющих чисто отделять легкую фракцию от тяжелой. Автором для этой цели был сконструирован и в течение четырех лет применялся сосуд из нержавеющей стали, представляющий собой стакан, внутри которого помещается вкладыш, суженный книзу. Во время центрифугирования сосуд с вкладышем закрывается крышкой. После центрифугирования крышка открывается, большая часть легкой фракции снимается ложечкой, затем внутрь вкладыша вводится металлическая (латунная) пробка на стержне, закрывающая открытый вниз конец вкладыша. При этом легкая фракция, находящаяся во вкладыше, изолируется от тяжелой, находящейся на дне наружного сосуда. После этого вкладыш с легкой фракцией вынимается и находящаяся в нем тяжелая жидкость с легкой фракцией выливается в воронку с фильтром; приставшие к стенкам вкладыша зерна легкой фракции надо смыть новой порцией той же тяжелой жидкости в тот же фильтр. Тяжелая фракция из наружного сосуда переводится на другую воронку. Общий вид и детали сосуда изображены на фиг. 1. Вес пустого сосуда с вкладышем и крышкой составляет 150 г; объем — 65 см<sup>3</sup>; высота — 110 мм; внутренний диаметр наружного корпуса — 37 мм; высота вкладыша — 80 мм.

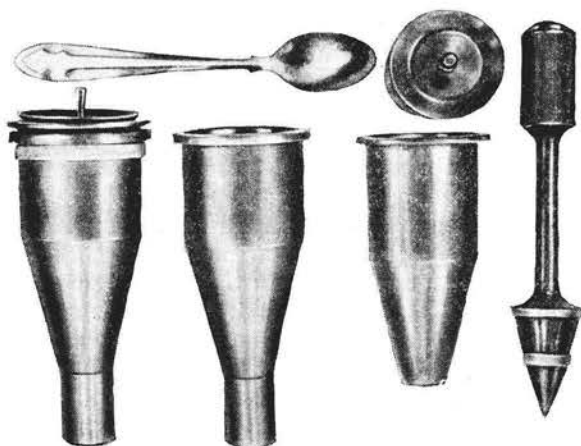
На этот объем тяжелой жидкости берется навеска в 5 г из классов крупнее 0,01 мм и 2 г из классов крупнее 0,006 мм. Перед центрифугированием сосуда с пробой и тяжелой жидкостью ставятся в вакуумную камеру для удаления пузырьков воздуха, иногда прочно связанных с тонкими частицами.

Перед центрифугированием хотя бы попарно противоположные стаканчики с навесками и тяжелой жидкостью необходимо уравновесить на технических весах. Для облегчения этой операции следует добиться одинакового веса пустых стаканчиков, брать одинаковые навески и наливать в сосуды одинаковые объемы жидкостей.

Для разделения в тяжелых жидкостях материала классов — 0,006 мм требуется центрифуга с большим числом оборотов. Автором для этой цели использована выпускаемая в настоящее время нашей промышленностью центрифуга ЦЭ-3 с мотором на 6000 об/мин, укомплектованная четырьмя латунными стаканчиками диаметром 18 мм, объемом 25 см<sup>3</sup>. Центрифугирование навески класса — 0,006 мм весом 1 г с тяжелой жидкостью про-

изводится прямо в таком стаканчике. Тяжелая фракция такого мелкого класса плотно спрессовывается на дне стакана и так прочно пристает к нему, что при опрокидывании стаканчика и выливании жидкости с легкой фракцией остается в нем. Это обстоятельство значительно упрощает разделение. Для извлечения тяжелой фракции из стаканчика необходимо оттереть ее стеклянной палочкой с резиновым наконечником.

Однократное центрифугирование обычно дает фракции, загрязненные несвойственными им минералами. Часто кварц как преобладающий минерал попадает в несколько фракций. Особенно же склонны попадать не в «свои» фракции пластинчатые минералы, в частности серицит.



Фиг. 1. Стакан из нержавеющей стали для центрифугирования. В нижнем ряду (слева направо): стакан с вкладышем и крышкой, наружный корпус, вкладыш и латунная пробка с ручкой. В верхнем ряду: ложечка для снятия легкой фракции и крышка

Причин нечистого разделения несколько. Легкая фракция загрязняется тяжелыми зернами, приставшими к стенкам сосуда выше уровня жидкости. Тяжелая фракция при пользовании вкладышем загрязняется легкими зернами, попавшими в узкую щель между вкладышем и наружным сосудом или увлекаемыми пробкой при ее введении вниз. Если не пользоваться вкладышем и пробкой, то тяжелая фракция загрязняется легкими зернами, вследствие неполного их смывания со стенок сосуда. Часть зерен увлекается механически соседними зернами. Учитывая все это, приходится первоначально полученные фракции, не промывая их растворителем, перечищать в той же жидкости. Тяжелую фракцию можно перечищать в том же сосуде без вкладыша, размешав ее стеклянной палочкой в новой порции жидкости; после центрифугирования, сливая через края, можно добиться удаления примеси легких зерен. Легкая фракция должна перечищаться в другом стакане с вкладышем.

Центрифугирование лучше начинать с тех жидкостей, которые выделяют минерал, преобладающий в навеске класса. В классах крупнее 0,02—0,006 мм таким обычно является кварц, и их разделение надо начинать с жидкостей 2,7 и 2,6. В более мелких классах преобладают обычно глинистые минералы, и их разделение надо начинать поэтому с жидкости удельного веса 2,5. Такой порядок имеет то преимущество, что сразу со-

кращает количество материала для последующих центрифугирований, что повышает чистоту разделения и сокращает количество необходимых перемычек.

Комковатый материал тонких классов (тоньше 0,02 мм) перед центрифугированием приходится растирать с жидкостью пальцем в фарфоровой чашечке. Самый тонкий класс ( $-0,006$ ,  $-0,003$  или  $-0,002$  мм) при высушивании из водной суспензии получается в виде весьма прочных комков, которые очень плохо растираются даже пестиком в ступке с жидкостью. Таких прочных комков не получается, если материал высушивать не из водной суспензии, а из органических жидкостей, например ацетона или бензола. Для этой цели материал класса, сконцентрированный в суспензии выпариванием до объема центрифужного стакана, помещается в него и центрифугируется. Твердые частицы опускаются на дно сосуда, а прозрачную воду над осадком можно слить, налить в сосуд ацетон и снова центрифугировать. Повторив эту операцию два-три раза, полученный осадок с небольшой порцией ацетона переводят в чашечку, выпаривают и высушивают на паровой бане. Таким образом получается рыхлая, легко растираемая в жидкости масса.

При разделении в тяжелых жидкостях материала мелких классов, обладающего значительной внешней, а иногда, в случае пористых минералов, и внутренней поверхностью, приходится считаться с явлением адсорбции частицами минералов пузырьков воздуха. При этом частицы как бы становятся более легкими по удельному весу и попадают в несоответствующие им фракции. Поэтому навески классов в тяжелых жидкостях, в центрифужных пробирках или в фарфоровых чашечках следует перед центрифугированием помещать в вакуумную камеру на 5—10 мин. Для этого может быть использован вакуумный эксикатор или металлическая камера с шлифованной крышкой и уплотнительным резиновым кольцом. Разряжение создается либо водоструйным насосом, либо масляным вакуумным насосом. В последнем случае для предотвращения попадания паров летучих тяжелых жидкостей в масляный насос следует между насосом и вакуумной камерой помещать трубку с поглотителем — активированным углем. Выключение, а особенно включение вакуума, следует производить крайне постепенно, во избежание сильного вспенивания и выплескивания жидкости с навесками из сосудов.

Еще лучше было бы, как на это указывает Э. М. Бонштедт (1939), само приливание тяжелой жидкости в сосуд с навеской производить в вакууме.

### ТЯЖЕЛЫЕ ЖИДКОСТИ

Наиболее употребительными тяжелыми жидкостями являются бромформ и жидкость Туле. Достоинства бромформа состоят в его малой вязкости, быстроте дифференциации в нем материала на легкую и тяжелую фракции, быстроте фильтрования, легкости регенерации из промывных растворов со спиртом. Недостатками являются дороговизна и значительная летучесть, вызывающая большой расход жидкости. Растворителями бромформа, служащими для отмывки от него фракций после разделения, служат этиловый и метиловый спирт, ацетон, четыреххлористый углерод и бензол. Из растворов с этиловым и метиловым спиртом и ацетоном бромформ регенерируется прибавлением трех-пятикратного объема воды. Образующаяся при этом белая эмульсия после некоторого времени расслаивается, и нижний тяжелый слой, представляющий собой бромформ, можно отделить делительной воронкой.

Жидкость Туле представляет собой весьма вязкую жидкость, дифференциация в ней материала, а особенно последующее фильтрование происходят очень медленно. Она не летуча (заметных потерь от испарения не наблюдается), но чрезвычайно токсична. Это влечет за собой не только риск отравления при случайном приеме внутрь или ожога при попадании на кожу, но может быть причиной тяжелых хронических ртутных отравлений при недостаточно аккуратной работе, вследствие постоянного присутствия в атмосфере комнаты ртутных паров. Фракции и фильтры трудно отмыть полностью от ртути и при сушке их ртуть попадает в воздух. Причиной заражения атмосферы комнаты ртутью являются также неизбежное при работе проливание жидкости Туле или промывных растворов после нее на стол или на пол.

Вследствие большой вязкости жидкости Туле (и жидкости Сушина-Рорбаха), разделение в ней тонкого материала происходит менее чисто.

Еще одним недостатком этих жидкостей являются реакции их с минералами. Золото может ими амальгамироваться, сульфиды — подвергаться коррозии, а с некоторыми дисперсными минералами возможен обмен катионами. С металлами эти жидкости реагируют с выделением ртути.

Промывание фракций производится водой с небольшим количеством иодистого калия. Из промывных вод жидкость регенерируется выпариванием, причем удельный вес регенерированной жидкости обычно несколько ниже исходного. Жидкость Туле легче достать, чем бромформ; стоимость их одинаковая.

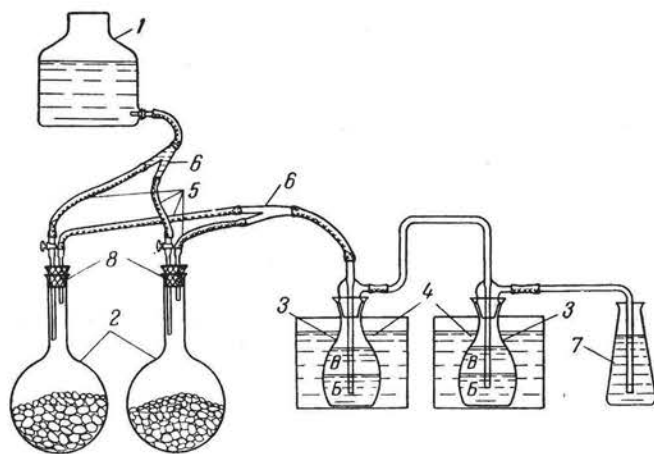
Значительными преимуществами перед обеими названными жидкостями обладает мало распространенный тетрабромэтан (четырехбромистый ацетилен, ацетилен тетрабромид). Удельный вес его несколько выше, чем у бромформа (2,95—3,0). Жидкость эта почти столь же подвижна и быстро фильтруется, как и бромформ. Вследствие значительно меньшей летучести, потери ее от испарения незначительны. Она гораздо дешевле бромформа и жидкости Туле и, что самое существенное, может изготавливаться в условиях минералогических лабораторий из брома и ацетилена, получаемого действием воды на карбид кальция. В лаборатории автора этот синтез выполняется следующим образом.

Бром наливается в две конические колбы емкостью в 1 л каждая с притрифованными пробками, через которые пропускается по две стеклянные трубки: одна из них доходит почти до дна колбы, через нее поступает в колбы ацетилен; другая служит для выхода из колбы газа — непрореагировавшего ацетилена. Выводная трубка одной из этих колб соединяется «в стык» с вводной трубкой другой. Таким образом, ацетилен, не прореагировавший в одной из этих колб, попадает в другую, в которой часть его поглощается бромом. Трубки обеих колб соединяются с помощью небольших отрезков резиновых трубок (фиг. 2).

Выводная трубка из второй колбы с помощью резиновой трубки соединяется со стеклянной трубкой, опущенной в третью коническую колбу, заполненную водой и служащую для улавливания паров брома и тетрабромэтана. Два упомянутых резиновых соединения приходится менять очень часто, так как пары брома разрушают резиновые трубки и продукты этого взаимодействия закупоривают трубки, затрудняя выход газа.

Ацетилен, как сказано, получается действием воды на карбид кальция. Карбид кальция помещается в круглодонную колбу на два-три литра. Колба закрывается резиновой пробкой, сквозь которую проходят две трубки; одна из них, через которую по каплям подается вода, снабжена выше пробки краном, и соединяется с помощью резиновой трубки с резервуаром с водой (баллон с тубулусом), находящимся на вы-

соте 1,5 м. Столь высокое положение резервуара нужно для того, чтобы вода поступала под давлением, способным преодолеть давление, развиваемое внутри колбы от образующегося ацетилена. Вторая трубка, выходящая из пробки, через которую ацетилен выходит из колбы, с помощью резиновой трубки соединяется со склянкой Вульфа, служащей предохранительным сосудом; последняя, в свою очередь, соединена резиновой трубкой с вводной трубкой первой из двух конических колб, содержащих бром. Реакция образования ацетилена сопровождается выделением большого количества тепла. Колба с карбидом разогревается



Фиг. 2. Схема установки для синтеза тетрабромэтана

1 — резервуар с напорной водой; 2 — круглодонные колбы с карбидом; 3 — колбы с шлифованной стеклянной пробкой, с бромом и водой; Б — бром, В — вода; 4 — сосуды с охлаждающей водой; 5 — резиновые трубки; 6 — стеклянные тройники; 7 — колба с водой; 8 — резиновые пробки

очень сильно. Толстостенные стеклянные сосуды обычно не выдерживают такого нагревания и лопаются. Лопаются иногда и тонкостенные колбы. Для уменьшения разогревания в голову установки можно поместить две колбы для карбида, работающие попеременно. В то время как одна из колб остывает, работает вторая. Выводные трубки из них соединяются с помощью косоугольного тройника.

Реакция брома с ацетиленом также сопровождается выделением тепла, хотя и значительно меньшим. Это нагревание колб и их содержимого крайне нежелательно, так как способствует улетучиванию брома и образованию побочных продуктов реакции. Поэтому колбы с бромом охлаждаются холодной водой, а еще лучше — снегом. Поверх брома в колбы наливается вода слоем в три-четыре сантиметра.

Одновременно в обеих колбах можно насыщать около трех килограммов брома; насыщение продолжается четыре-пять дней. К концу насыщения цвет жидкости в колбах светлеет до красно-оранжевого, оранжевого или соломенно-желтого.

Полученную жидкость следует еще отмыть от остатка брома. Для этого жидкость помещают в стакан, заполняя его на  $\frac{1}{3}$ ; стакан ставят на дно раковины, опускают в него конец стеклянной трубки, соединенной резиновой трубкой с водопроводным краном, и устанавливают постоянный ток воды на несколько часов.

Растворителями тетрабромэтана являются четыреххлористый углерод, бензол или метиловый спирт. Из смеси с первыми двумя регенерация



достигается перегонкой в два этапа; при обычном давлении при  $77^\circ$  отгоняется четыреххлористый углерод, остаток перегоняется под вакуумом. Бензол при этом неудобен, вследствие своей легкой воспламеняемости. Четыреххлористый углерод в этом отношении совершенно безопасен, и его следует предпочесть.

Из смеси с метиловым спиртом тетрабромэтан регенерируется разбавлением водой, подобно бромформу. Благодаря малой вязкости, нелетучести, доступности и дешевизне тетрабромэтан является наиболее удобной тяжелой жидкостью.

Для приготовления из тетрабромэтана жидкостей меньшего удельного веса Пирсон и Труог (Pearson a. Truog, 1937) рекомендовали смеси его с нитробензолом, отличающиеся низкой вязкостью, химической инактивностью и легкостью регенерации компонентов фракционной дистилляцией при уменьшенном давлении. Благодаря близким величинам упругости пара обеих жидкостей, полученные смеси не меняют своего удельного веса от испарения при стоянии в открытом сосуде или во время работы. Нитробензол при 15 мм давления отгоняется при  $t$   $90-100^\circ$ , а тетрабромэтан при том же давлении — при  $t$   $120-125^\circ$ .

Автор для приготовления жидкостей удельного веса 2,7, 2,6, 2,5 пользуется смесями бромформа или тетрабромэтана с изоамиловым спиртом, так как изоамиловый спирт имеет более низкую точку кипения, чем нитробензол, и легче выделяется из сливов.

#### РАЗДЕЛЕНИЕ ПО МАГНИТНЫМ СВОЙСТВАМ

Кроме фракционирования по удельному весу тяжелых фракций мелких и более крупных классов, иногда оказывается полезным разделение и по магнитным свойствам. Однако разделение ручным магнитом и электромагнитом сухих порошков с величиной частиц менее 0,1 мм оказывается неэффективным, вследствие механического увлечения-затягивания в магнитную фракцию немагнитных частиц. Удовлетворительного разделения можно добиться путем мокрой сепарации в спирте. Вода для этой цели менее годится, вследствие несмачиваемости и флотации в ней части мелких зерен.

Для удобства соприкосновения полюсов ручного магнита или электромагнита, имеющих плоскую поверхность, приходится применять плоскодонные сосуды с невысокими вертикальными или крутонаклонными стенками, например кюветы, служащие для проявления фотопластинок. Притянувшиеся к полюсам магнита или электромагнита зерна переносятся в другую кювету, так же со спиртом, где они отнимаются от полюсов (в случае электромагнита — отключением тока, в случае ручного магнита — отнятием тонкого резинового чехла).

Таким путем удается выделять фракции ручного магнита и электромагнитные фракции даже в классах от 0,01 до 0,003 мм.

#### ЛИТЕРАТУРА

- А в д у с и н П. П. и В а р о в а З. В. Применение центробежных сил при структурном и минералогическом анализе глинистых пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1940.
- Б а т у р и н В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. АН СССР, 1947.
- Б о н ш т е д т Э. М. Определение удельного веса минералов. АН СССР, 1951.
- Д о м и н и к о в с к и й Б. Н. К практике разделения минералов по удельному весу центрифугированием в тяжелых жидкостях. Разведка недр, № 4—5, 1938.

- Г а р я к и н Л. П. К методике исследования осадочных пород при помощи тяжелых жидкостей. ЗМО, ч. LXXIX, № 3, 1950.
- М о ш е в А. И. Разделение минералов тяжелыми жидкостями по принципу непрерывного центрифугирования. ЗМО, ч. LXIV, № 1, 1935.
- Н о в и к о в В. А. Гранулометрическое разделение материала коры выветривания. В кн.: Кора выветривания. АН СССР, вып. 1, 1952.
- П р е о б р а ж е н с к и й И. А. О подсчетах минерало-петрографического состава обломочных осадочных пород. В кн.: Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности. АН СССР, 1946.
- С е д л е ц к и й И. Д. и С а м о д у р о в П. С. Минералогический метод корреляции осадочных геологических образований. ЗМО, ч. LXXIX, № 2, 1950.
- Т а т а р с к и й В. Б. К вопросу о разделении осадочных пород тяжелыми жидкостями. ЗМО, ч. LXXX, № 1, 1951.
- Т е р е н т ь е в а К. Ф., П е т р о в с к а я А. Н. и С ы р о м я т н и к о в С. В. К методике минералогического анализа терригенной части осадочных горных пород. Тр. Всес. ин-та мин. сырья, вып. 158, 1940.
- Р e a r s o n R. W. a. T r u o g E. Procedure for the mineralogical subdivision of soil separates by means of heavy liquid specific gravity separations. Soil Sci Soc. of America, Proceedings, v. 2, 1937.

*В. А. Новиков и А. И. Буханова*

## ПРИМЕНЕНИЕ ТЕРМИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ДЛЯ СЕПАРАЦИИ НЕКОТОРЫХ МИНЕРАЛОВ

### ВЫДЕЛЕНИЕ ИЛЬМЕНИТА

Известно, что прокаливание в окислительных или восстановительных условиях может изменять магнитную проницаемость некоторых железосодержащих минералов и, в комбинации с магнитной и электромагнитной сепарацией, способствовать их выделению в мономинеральные фракции. При этом чаще всего требуется не столько выделение именно этих минералов в мономинеральные фракции, сколько удаление их из других фракций, где они мешают количественному, а в некоторых случаях и качественному определению других минералов — по преимуществу полезных компонентов. Можно назвать следующие случаи практического значения термической обработки минеральных смесей.

1. Удаление ильменита из сильно электромагнитной фракции, где он, составляя преобладающую ее часть, препятствует обнаружению и количественному определению некоторых полезных компонентов — вольфрамитов, тантало-колумбитов и других тантало-ниобатов. Прокаливание при доступе воздуха усиливает магнитную проницаемость ильменита и позволяет оттянуть его ручным магнитом.

2. Удаление гематита и лимонита из сильно электромагнитной фракции с той же целью.

Прокаливание в восстановительных условиях — с сажей — усиливает магнитную проницаемость этих минералов, позволяя оттянуть их ручным магнитом.

3. Удаление лимонита, лимонитизированных агрегатов и части некоторых железосодержащих силикатов (амфиболов, пироксенов, эпидота, граната и пр.) из слабо электромагнитной фракции, где они могут мешать обнаружению или количественному определению монацита, гюбнерита или минералов группы тантало-ниобатов.

Сильное прокаливание в восстановительных условиях, с сажей, способствует переходу лимонита, лимонитизированных агрегатов и части некоторых железосодержащих силикатов в разряд магнитных или сильно электромагнитных и с помощью магнитной или электромагнитной сепарации вести к их удалению из фракций.

4. Удаление пирита и железосодержащих сульфидов из неэлектромагнитной фракции, где они, находясь в значительном количестве, могут мешать обнаружению и количественному определению золота, платиноидов, касситерита, шееелита и многих других полезных компонентов.

Осторожное многократное прокаливание при температуре 300—350° в течение 20—30 мин. при доступе воздуха переводит железосодержащие сульфиды в разряд магнитных и при последующей (после каждого последовательного прокаливания) магнитной сепарации позволяет их полностью удалить из неэлектромагнитной фракции. Таким путем удается иногда даже отделить железосодержащие сульфиды (ширит, арсеноширит, халькоширит) от сульфидов, не содержащих железа (галенит, сфалерит и пр.).

Во всех указанных примерах прокаливание ведет к образованию в зернах железосодержащих минералов какого-то количества магнитной закиси-окиси железа как промежуточного продукта между закисью и окисью железа; этим обуславливаются возникающие магнитные свойства продукта прокаливания.

Если прокаливание при доступе воздуха (следовательно, в окислительных условиях) происходит слишком долго и при слишком высокой температуре или если при прокаливании с сажей ее прибавлено слишком мало и она полностью сгорает, то образовавшаяся закись-окись переходит в окись железа, магнитная проницаемость ослабляется и желаемого эффекта не достигается.

Нами были поставлены эксперименты по нахождению оптимальных условий для выделения ильменита из шлихов, содержащих в электромагнитной фракции полезный компонент.

Методика постановки опытов была принята следующая. От большого объема шлиховой пробы, содержащей 48,6% ильменита, было отквартовано делителем Джонса около 400 г. Из этого количества ручным магнитом извлекался магнетит, составляющий около 2,5%. Из оставшейся немагнитной фракции делителем Джонса брались навески весом около 5—6 г. Навески эти помещались в фарфоровые тигли (№ 3, объемом 15 см<sup>3</sup>, диаметром 38 мм, высотой 25 мм) и прокаливались различное время и при различной температуре; часть навесок — в окислительных условиях, без сажи, часть — в восстановительных, с сажей. После охлаждения из навесок ручным магнитом оттягивался ильменит, он взвешивался, и вес ильменита, который при данной обработке приобрел магнитные свойства, выражался в процентах от навески.

Прокаливание производилось в муфельной печи Гереуса, снабженной терморегулятором и термопарой.

Крупность содержавшегося в шлихе ильменита характеризуется следующими результатами его ситового анализа (табл. 1).

Таблица 1

Результаты ситового анализа ильменита, извлеченного ручным магнитом после прокаливания при 800° в течение 10 мин.

Класс в мм диаметра	%
+ 0,59 . . . . .	0,04
— 0,59 + 0,48 . . . . .	0,02
— 0,48 + 0,38 . . . . .	1,28
— 0,38 + 0,29 . . . . .	7,36
— 0,29 + 0,21 . . . . .	35,73
— 0,21 + 0,1 . . . . .	46,91
— 0,1 . . . . .	8,66

Таким образом, свыше 80% ильменита находится в виде зерен крупностью от 0,1 до 0,3 мм.

Первая серия опытов была поставлена при температуре 500, 600, 700, 800 и 900°, с сажей и без сажки. Для каждой температурной ступени была принята своя длительность прокаливания. — 30 мин. для 500°, 15 мин. для 600°, 10 мин. для 700°, 7,5 мин. для 800° и 5 мин. для 900°. После первого прокаливания и оттягивания ильменита ручным магнитом немагнитный остаток прокаливался еще два раза при той же температуре и длительности и каждый раз производилось оттягивание ильменита ручным магнитом. Выход магнитного ильменита взвешивался и выражался в процентах на исходную навеску по каждому прокаливанию отдельно. Полученные результаты приводятся в табл. 2.

Таблица 2

Данные извлечения ильменита ручным магнитом после трехкратного прокаливания (в % от навески)

Прокаливания	Температура, °С	Длительность прокаливания, мин.	Без сажки	С сажки
I . . . . .	500	30	40,05	22,80
II . . . . .	500	30	1,75	11,83
III . . . . .	500	30	0,80	5,46
Всего . . . . .	—	—	42,60	40,09
I . . . . .	600	15	39,00	26,60
II . . . . .	600	15	2,78	7,00
III . . . . .	600	15	0,82	6,51
Всего . . . . .	—	—	42,60	40,11
I . . . . .	700	10	41,32	38,00
II . . . . .	700	10	1,83	2,81
III . . . . .	700	10	0,55	2,57
Всего . . . . .	—	—	43,70	43,38
I . . . . .	800	7,5	43,32	43,45
II . . . . .	800	7,5	0,44	2,04
III . . . . .	800	7,5	0,12	0,45
Всего . . . . .	—	—	43,88	45,94
I . . . . .	900	5	44,01	42,33
II . . . . .	900	5	0,28	1,32
III . . . . .	900	5	0,09	0,27
Всего . . . . .	—	—	44,38	43,92

Приведенные в таблице данные показывают следующее.

1. Восстановительные условия замедляют диссоциацию ильменита и увеличение его магнитной проницаемости, но не предотвращают их полностью.

2. При повышении температуры диссоциация ильменита идет быстрее; наилучшие условия для наибольшего выхода магнитной фракции создавались при температурах 800 и 900°. При этих условиях II и III прокаливания давали очень небольшой дополнительный выход магнитной фракции.

Вторая серия опытов была поставлена при сближенных температурных ступенях, при варьирующей длительности и при однократном прокаливании. Результаты приводятся в табл. 3.

Таблица 3

Результаты извлечения ильменита ручным магнитом после одного прокаливания без сажи (в % от исходной навески)

Длительность прокаливания	Температура, °C				
	700	750	800	850	900
5 мин. . . . .	—	43,12	44,33	44,83	43,79
10 » . . . . .	41,32	43,24	45,65	41,61	27,12
20 » . . . . .	42,39	43,43	44,18	35,90	21,48
30 » . . . . .	—	43,57	41,80	—	—
40 » . . . . .	42,61	43,04	40,06	—	5,77
1 час . . . . .	—	—	30,40	—	—
1 » 20 мин. . . . .	42,08	31,29	—	—	0,45

Из приведенных в таблице результатов можно сделать следующие выводы.

1. Оптимальная длительность прокаливания при увеличении температуры уменьшается.

Для 700° оптимальная длительность . . . . .	40 мин.
» 750° » . . . . .	30 »
» 800° » . . . . .	10 »
» 850° » . . . . .	5 »

2. При длительности прокаливания, превышающей оптимальную, процент выхода магнитной фракции понижается. Это понижение особенно резко наблюдается при температуре 900°, при которой после 1 часа 20 мин. почти весь ильменит уже теряет магнитные свойства.

3. Наибольший выход магнитной фракции имеет место при температуре 800° и длительности прокаливания 40 мин. При этих условиях выход магнитной фракции достигает 45,65% от исходной навески, что составляет 94% от всего ильменита пробы.

То обстоятельство, что, несмотря на большое количество экспериментов с узкими интервалами между переменными величинами (температура и длительность прокаливания), не удалось достичь 100% извлечения ильменита в магнитную фракцию, повидимому, объясняется тем, что процесс диссоциации минерала и окисления железа происходит не одновременно для всех зерен. Прогревание, а следовательно, и диссоциация и

окисление на поверхности зерен происходит скорее, чем внутри их, или на поверхности всей массы зерен скорее, чем во внутренних частях тигля. Боковые поверхности и дно тигля нагреваются медленнее, чем верхняя поверхность, но быстрее, чем середина тигля. В результате этого при небольших сроках прокаливания в зернах по периферии тигля может образоваться достаточно магнитной закиси-окиси для притягивания их ручным магнитом, тогда как в остальных зернах ее может еще быть недостаточно для этого. При больших сроках прокаливания, наоборот, магнитная закись-окись может еще сохраниться в крупных зернах внутренней части тигля, тогда как во всех остальных она может уже перейти в окись. Кроме того, следует еще иметь в виду то осложнение, которое вносится наличием микроскопических прорастаний ильменита с магнетитом и гематитом. Зерна, в которых развиты такие прорастания, будут проходить магнитную стадию быстрее.

Чтобы проследить динамику окисления ильменита, была поставлена третья серия опытов. Несколько сот граммов шлиха, после удаления магнетита ручным магнитом, было прокалено при  $800^{\circ}$  в течение 10 мин., т. е. в оптимальных условиях для наиболее полного выделения ильменита в магнитную фракцию. После этого ильменит был оттянут ручным магнитом и послужил исходным материалом для серии опытов по прокаливанию при температурах  $750$ ,  $800$ ,  $850$  и  $900^{\circ}$ , длительностью 5, 10, 20, 40 мин. и 1 ч. 20 мин. Уменьшение магнитной проницаемости ильменита, вследствие окисления  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  до  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , при этом выражалось в понижении выхода магнитной фракции, что можно видеть из данных табл. 4.

Таблица 4

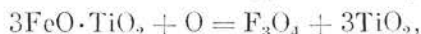
Выход фракции ручного магнита после вторичного прокаливания ильменита (в %)\*

Длительность вторичного прокаливания	Температура, $^{\circ}\text{C}$			
	750	800	850	900
5 мин. . . . .	99,32	99,11	97,07	84,54
10 » . . . . .	99,28	97,67	87,51	74,67
20 » . . . . .	98,54	92,18	79,66	64,68
40 » . . . . .	96,84	82,87	61,44	32,35
1 час 20 мин. . . . .	95,03	59,77	30,15	5,70

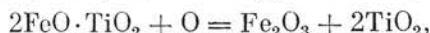
\* Первое прокаливание производилось в течение 10 мин. при  $800^{\circ}$ , после чего ильменит был извлечен ручным магнитом.

Из этих данных видно, что повышение температуры на  $50^{\circ}$  очень резко отражается на скорости окисления. 5 мин. прокаливания при  $850^{\circ}$  дают почти такой же эффект, что и 10 мин. при  $800^{\circ}$  или 40 мин. при  $750^{\circ}$ . При  $750$  и  $800^{\circ}$  прокаливание в течение 10 мин. вызывает еще незначительное уменьшение выхода магнитной фракции, тогда как при более высоких температурах за это время понижение выхода магнитной фракции достигает заметных величин.

Окисление ильменита должно сопровождаться увеличением его веса. Теоретически увеличение веса при окислении закиси железа ильменита до магнитной закиси-окиси, согласно уравнению реакции



должно составить 3,5%. Соответственно, увеличение веса при окислении железа ильменита до окиси, согласно уравнению реакции



должно составить 5,2%. Практически наблюдается меньший привес, который можно объяснить, как это указывалось выше, отставанием реакции во внутренних частях зерен минерала и, следовательно, неполнотой реакции, а также наличием в ильмените включений других минералов, в частности содержащего воду лейкоксена, заполняющего трещинки или образующего пленки и примазки на поверхности зерен ильменита.

Увеличение веса ильменита при прокаливании определено нами для температуры 900° (табл. 5).

Полностью окисленный и, следовательно, потерявший магнитные свойства ильменит, вследствие обратимости приведенных выше реакций, можно снова сделать магнитным, прокалив его с сажей. Для прослеживания этого явления была поставлена последняя серия экспериментов по следующей схеме.

Прокаленный до магнитной стадии (при 800° в течение 10 мин.) ильменит, затем извлеченный из шлиха ручным магнитом и прокаленный вторично при температуре 900° в течение 1 часа

20 мин., потерял при этом полностью магнитные свойства. Затем ильменит прокаливался третий раз с сажей при различной температуре и разной длительности, с последующим определением выхода магнитной фракции. Результаты этого опыта приведены в табл. 6.

Таблица 5

Выход фракции ручного магнита и увеличение веса ильменита (в %)\*

Длительность прокаливания	Выход ильменита	Увеличение веса
5 мин. . .	97,37	1,837
10 » . .	84,35	1,826
20 » . .	68,53	2,647
40 » . .	62,09	2,868
1 час 40 мин.	3,58	3,042

\* Класс — 0,21 + 0,1 мм, температура прокаливания 900°

Таблица 6

Выход фракции извлеченной ручным магнитом после повторного прокаливания ильменита с сажей (в %)\*

Длительность последнего прокаливания	Температура последнего прокаливания, °C			
	750	800	850	900
5 мин. . . . .	29,75	95,99	73,68	95,67
10 » . . . . .	85,24	95,98	96,58	43,47
20 » . . . . .	59,69	94,07	79,94	34,62
40 » . . . . .	93,72	95,03	37,53	21,89
1 час 20 мин. . . . .	95,19	96,99	81,05	26,09

\* Предварительно прокаленного при 900° в течение 1 часа 20 мин. и полностью лишенного магнитной фракции.

Как видно из этих данных, наибольший выход магнитной фракции наблюдался при температуре 800°, причем длительность прокаливания мало сказывалась на результате. Вообще же при прокаливании с сажей



отмечалась худшая воспроизводимость результатов и большие расхождения при параллельных определениях, чем при прокаливании без сажи. Это объясняется, очевидно, тем, что с сажой трудно соблюсти полную идентичность условий в отношении равномерности распределения зерен ильменита в саже, толщины слоя сажи вокруг зерна ильменита, уплотнения смеси и пр.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные эксперименты по прокаливанию ильменита с целью последующего его извлечения ручным магнитом показали, что наилучшие результаты достигаются при крупности его зерен 0,1—0,3 мм и навесках порядка нескольких граммов, при температуре 800° и длительности прокаливания 10 мин. После прокаливания при этих условиях в магнитную фракцию извлекается 94% всего ильменита шлиховой пробы. При более высокой температуре и при большей длительности прокаливания ильменит теряет магнитные свойства. Магнитная стадия при этом соответствует окислению закиси железа ильменита до магнитной закиси-окиси, а последующая немагнитная — до окиси железа. Окисление железа ильменита сопровождается увеличением веса ильменита до 3%.

Магнитные свойства ильменита, прокаленного до немагнитной стадии, могут быть восстановлены прокаливанием такого ильменита с сажой. Наилучшие результаты такого прокаливания также достигаются при 800°, причем длительность его, в пределах от 5 мин. до 1 часа 20 мин., мало отражается на результатах, а выход магнитной фракции достигает 94—97%.

---

---

*В. Т. Пальвелев и Л. А. Андричева*

## МЕТОДИКА И ТЕХНИКА МИКРОХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПРОДУКТОВ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ СИЛИКАТНЫХ ПОРОД

Экспериментальное изучение процессов взаимодействия минералов и пород с водами, содержащими растворенные газы, соли и кислоты, приобретает за последнее время все большее значение. Помимо необходимости познания направленности и механизма природных процессов, без чего во многих случаях поиски полезных ископаемых не могут быть поставлены на научной основе, эти сведения начинают приобретать все большее значение и в технике, особенно в связи с постройкой плотин и других гидросооружений, мощных гидростанций и каналов.

Лаборатория процессов выветривания ИГН АН СССР, изучая выщелачивание минералов и пород в различных условиях, разработала специальную аппаратуру и методику работы.

При выщелачивании силикатных пород и минералов в ранее описанной кварцевой аппаратуре (Пальвелев, 1952) образуются продукты, слабо растворимые в воде и выпадающие, по мере их накопления, в виде осадка на дне и стенках колбы. Нередко в составе этих продуктов преобладает кремнекислота, из числа же других элементов в большинстве наших опытов существенное значение имели: Fe, Al, Mg и Ni. Содержание в получаемой пробе каждого из этих элементов обычно не превышало нескольких миллиграммов, а нередко измерялось и долями миллиграмма. Количественное определение в таких условиях представляет значительные трудности.

Для разрешения поставленной задачи нами была принята следующая схема анализа. Полученные продукты упаривались в платиновой чашке, и большая часть кремнекислоты переводилась в нерастворимое состояние действием концентрированной соляной кислоты и последующим высушиванием. Отфильтрованная кремнекислота после соответствующего промывания и прокаливании взвешивалась на микровесах, а в растворе фотоколориметрически из отдельных проб определялись: остаточная кремнекислота, Fe, Al, Mg, Ni, а также и некоторые другие элементы. При этом были выработаны такие методические приемы определения указанных элементов, которые обеспечивали достаточную надежность результатов. В настоящей статье излагаются методика и техника определения Si, Fe, Al, Mg и Ni.

Нет никакого сомнения в том, что эти методы могут с успехом применяться и во многих других случаях. В своей книге Е. Б. Сендэл (1949) отмечает, что прозаической стороной вопроса — детальной разработкой условий выполнения уже известных колориметрических реакций с целью

добиться наилучшей воспроизводимости, а следовательно, и точности получаемых результатов — до сих пор занимают совершенно недостаточно. В настоящей статье авторы ставят своей целью в краткой форме изложить результаты большой и кропотливой работы, проделанной в этом направлении.

Методика и техника определения Са и щелочных металлов будут изложены в отдельной статье.

## I. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

При работе с очень разбавленными растворами приходится предъявлять особые требования в отношении чистоты всех применяемых реактивов. В первую очередь необходимо позаботиться о чистоте воды, на которой готовятся все растворы реактивов, а также и испытуемые растворы. Наиболее подходящей является вода, получаемая повторной перегонкой обычной дистиллированной воды в кварцевой аппаратуре. Перегонка в стеклянных аппаратах, безусловно, нежелательна. Опыт показал, что в таких случаях содержание некоторых элементов не только не уменьшается, но даже увеличивается. Это относится в первую очередь к кремнию. Поэтому во всех стадиях наших работ всегда применялся «бидистиллят», полученный в кварцевом приборе. Применяемые реактивы также, как правило, должны быть химически чистыми, а во многих случаях требуются специальные методы очистки. Особенно это относится к кислотам, применяемым для первоначального приготовления анализируемого раствора, а также к веществам, из которых готовятся затем стандартные растворы. Во всех случаях необходимо иметь некоторый запас каждого реактива с таким расчетом, чтобы анализ всегда производился точно с теми же реактивами, что и калибровочная кривая. Нередко бывает, что замена какого-либо реактива тем же веществом другой партии, ввиду другого соотношения каких-либо примесей, другого содержания воды и пр., дает заметное изменение окраски. Поэтому вообще при смене каких-либо реактивов калибровочные кривые должны проверяться. Красители, обычно употребляемые в слабых растворах, следует измельчать для получения большей однородности вещества. Следующим важным моментом является применение посуды из устойчивого химического стекла. Работая же в стеклянной посуде, мы всегда стремились избегать операций, связанных с нагреванием, и сколько-нибудь длительного соприкосновения с щелочными растворами. Там, где это было необходимо, щелочные растворы готовились в кварцевой или платиновой посуде. Концентрированные растворы щелочей настолько быстро реагируют даже с поверхностью плавленого кварцевого стекла, что при стоянии в течение всего лишь нескольких часов в растворе обнаруживается значительное количество кремнекислоты. Поэтому при работе с кремнием они должны быть свежереприготовленными.

С другой стороны, необходимо иметь ввиду, что, как на то указывает Е. Б. Сендэл (1949), при хранении в стеклянной посуде очень слабых растворов происходит сорбция на поверхности стекла значительной части растворенного вещества (вероятно, тут играет роль и ионный обмен). Поэтому все стандартные растворы для получения калибровочных кривых готовятся достаточно концентрированными (обычно 1 мг в 1 мл) и разбавляются непосредственно перед употреблением. По этой же причине не следует заранее набирать в мерные колбы пробы исследуемых растворов и давать им стоять продолжительное время до прибавления окрашивающих реактивов. При длительном стоянии исследуемого раствора в ла-

Лаборатории всегда имеет место некоторое его испарение и конденсация капель уже чистой воды на верхних частях сосуда. Поэтому все растворы сохраняются только в склянках с притертыми пробками и перед каждым взятием пробы всегда производится взбалтывание раствора. Если этого не делать, неизбежны ошибки определения. Практикой работы установлено, что нередко ошибки колориметрирования имеют несравненно меньшее значение, чем ошибки, которые легко допустить при приготовлении окрашенного раствора. Особенное внимание должно быть обращено на отмеривание испытуемого (или стандартного) раствора и точность доведения объема раствора до метки. Вся мерная посуда (колбы, пипетки) непременно калибруется. Отмеривание маленьких объемов испытуемого раствора (обычно 1,5 или 10 мл) производится с помощью соответствующих пипеток и манипулятора поршневого или сифонного типа. Работа с манипулятором позволяет точно измерять нужный объем и избегать нагревания исследуемого раствора. При выливании отмеренного раствора в колбу или стакан кончик пипетки должен касаться стенки сосуда и раствор сливаться по его стенке. В этом случае можно точнее измерить нужный объем, особенно если измерение ведется цилиндрической пипеткой сливанием раствора от одной метки до другой. Калибрование пипеток должно вестись точно так же, как и отмеривание растворов.

Исследуемые растворы до момента взятия пробы для анализа должны выстояться при температуре около  $20^{\circ}$ , в противном случае при измерении будет допущена ошибка. При доведении до метки также необходимо пользоваться бидистиллированной водой, температура которой близка к  $20^{\circ}$ . Нельзя доведение до метки производить прямо из промывалки, так как при этом трудно избежать некоторой неточности. Поэтому из промывалки приливают бидистиллят несколько ниже черты, а затем доводят до метки (до нижнему мениску), приливая воду по каплям пипеткой.

Технике фотоколориметрирования уделялось много внимания. Работа велась на фотоколориметрах отечественного производства ФЭК-1 и ФЭК-М. Для улучшения работы на этих приборах иногда ставился выносной гальванометр с чувствительностью  $10^{-8}$  амп. на деление шкалы. Добивались достаточно легкого хода имеющегося в приборе переключателя. При налаживании приборов весьма существенным является хороший подбор пары фотоэлементов, работающих по дифференциальной схеме. Если фотоэлементы обладают различными характеристиками, то в процессе работы обычно замечается «сползание» нулевой точки гальванометра. Кроме того, даже при хорошем подборе фотоэлементов необходимо иметь в виду, что нулевое положение гальванометра, устанавливаемое с помощью оптических клиньев, может быть легко сдвинуто самим работающим, так как ручки клиньев расположены не особенно удачно на передней панели прибора. Поэтому положение нулевой точки должно постоянно проверяться. Ввиду сказанного, в лаборатории был введен метод работы с тремя кюветами, из которых две заполняются нулевым раствором и находятся в приборе во все время фотоколориметрирования взятой серии, а третья заполняется испытуемым раствором. Нулевое положение гальванометра тогда легко проверять достаточно часто, например после каждого колориметрирования.

Далее, для уточнения фотоколориметрирования был введен метод «последовательных приближений». Необходимость введения этого метода диктовалась тем обстоятельством, что точное воспроизведение окраски иногда зависит от очень большого числа трудно учитываемых факторов, как, например, степени выцветания реактива при его стоянии и пр. Такое изменение условий естественно приводит к некоторому изменению

калибровочной кривой. Для исправления возникающей таким образом ошибки, после нахождения кажущегося количества исследуемого элемента, производится одновременно в одних и тех же условиях необходимыми реактивами окрашивание отмеренного объема исследуемого раствора и соответствующего ему количества стандартного раствора. После измерения интенсивности окраски того и другого раствора на фотоколориметре мы уже без труда можем внести необходимую поправку в первоначальное определение. В случае необходимости получения особо точных результатов вся операция может быть повторена, причем стандартный раствор отмеривается в количестве, соответствующем исправленному значению определяемого элемента. Обычно при аккуратной работе в таком повторении надобности не бывает.

## II. ОПРЕДЕЛЕНИЕ $\text{SiO}_2$ ВЕСОВЫМ ПОЛУМИКРОМЕТОДОМ

Как уже указывалось выше, при выщелачивании силикатных минералов и пород количество получаемой кремнекислоты бывает настолько значительным, что большая ее часть выпадает в осадок. Для определения этой основной массы, во избежание приготовления мало устойчивых концентрированных щелочных растворов, в которых потом можно было бы определять  $\text{SiO}_2$  фотоколориметрически, мы пользовались обычным методом перевода  $\text{SiO}_2$  в нерастворимое состояние — упариванием с концентрированной соляной кислотой и последующим высушиванием остатка. Так как в получаемом фильтрате остаток растворимой  $\text{SiO}_2$  (в ионной и коллоидной формах) определялся фотоколориметрически, мы имели возможность не слишком заботиться о полноте осаждения  $\text{SiO}_2$ . С другой стороны, для фотоколориметрического определения ряда элементов в получаемом фильтрате было крайне нежелательно сколько-нибудь значительное его подкисление. Ввиду всего сказанного работа велась следующим образом.

**Ход определения.** Раствор с осадком количественно переносится в платиновую чашку (взвешенную на технических весах с точностью до 0,01 г) с добавлением нескольких мл 6 М соляной кислоты и упаривают досуха. Затем чашку с сухим осадком помещают на 40 мин. в сушильный шкаф, предварительно нагретый до  $120^\circ$ . После охлаждения чашку с осадком снова взвешивают на технических весах, на каждые 10 мг сухого осадка добавляют 0,1 мл 6 М соляной кислоты и дают постоять 10—15 мин. Растворяют осадок в горячей бидистиллированной воде и фильтруют в мерную колбу на 250 мл через плотный беззольный фильтр (синяя лента). Осадок на фильтре многократно промывают горячей водой без прибавления кислоты, собирая промывные воды в ту же колбу. Фильтр с осадком при помощи пинцета с платиновыми наконечниками переносят в подготовленный и взвешенный на микровесах маленький платиновый тигель и сжигают на пламени газовой горелки. Затем тигель на 10 мин. помещают в электрическую печь, нагретую до  $850^\circ$ , вынимают, охлаждают в эксикаторе и взвешивают. Прокаливания повторяют до достижения постоянного веса. Затем к осадку добавляют 0,5 мл бидистиллированной воды, 0,5 мл концентрированной  $\text{H}_2\text{SO}_4$  и 0,5 мл HF. Выпаривают под тягой до небольшого объема (лучше на алюминиевом блоке). Затем осторожно нагревают на горелке до прекращения выделения белых паров серной кислоты и просыхания осадка. Сухой остаток прокаливают в течение 5 мин. в печи, нагретой предварительно до  $850^\circ$ , и после охлаждения взвешивают. Прокаливание продолжают до достижения постоянного веса. Количество  $\text{SiO}_2$  определяется по разности весов до и после обработки

плавиковой кислотой. Остаток в тигле после отгонки  $\text{SiF}_4$  обрабатывают небольшим количеством  $\text{HCl}$  при нагревании, затем упаривают досуха, растворяют в небольшом количестве воды и присоединяют к фильтрату, полученному при отделении  $\text{SiO}_2$ .

После соответствующего охлаждения фильтрат в мерной колбе на 250 мл доводится до метки и идет на определения в нем остатка растворенной  $\text{SiO}_2$  и других элементов.

### III. ОПРЕДЕЛЕНИЕ РАСТВОРЕННОЙ КРЕМНЕКИСЛОТЫ

Остающаяся в растворе кремнекислота может находиться как в ионной, так и в коллоидной форме. По мере старения раствора при стоянии проходят дальнейшие процессы агрегации частиц и соответственно большее количество кремнекислоты из истинно-растворенной переходит в коллоидно-растворенную форму. Обычно для фотоколориметрического определения используется в различных модификациях реакция с молибденово-кислым аммонием. В то же время известно, что в реакцию вступает только кремнекислота, находящаяся в ионно-растворимой форме. Путем нагревания раствора на водяной бане в течение 1 часа с 0,2 г  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  или  $\text{NaOH}$  и нового подкисления коллоидная кремнекислота также может быть переведена в ионно-растворимую форму (Алимарин и Зверев, 1934).

На основании сравнительного изучения ряда методов фотоколориметрического определения  $\text{SiO}_2$ , проведенного в нашей лаборатории аспирантом Е. С. Кабановой, мы остановились на фотоколориметрировании синего окрашивания, образующегося при восстановлении кремнемолибденового комплекса  $\text{SnCl}_2$  (Тихонова, 1945). При этом достигается хорошая чувствительность и хорошая точность при достаточной простоте. Необходимо только тщательно следить, чтобы не занести добавочного количества  $\text{SiO}_2$  с водой или реактивами.

На основании всего сказанного выше был выработан следующий ход определения.

**Х о д о п р е д е л е н и я.** 5—10 мл исследуемого раствора помещают в чистую платиновую чашку. Затем в ступке раскалывают кусочек твердого химически чистого  $\text{KOH}$  и, взяв пинцетом с платиновыми наконечниками некоторое количество вещества из центральной части, по возможности не соприкасавшееся со стенками банки, отвешивают в платиновой чашке на технических весах с таким расчетом, чтобы на каждую пробу приходилось 0,20—0,25 г.

Отвешенную щелочь растворяют в платиновой чашке в таком количестве воды, чтобы на каждую пробу приходилось 5 мл раствора  $\text{KOH}$ . В платиновую чашку с исследуемым раствором добавляют 5 мл раствора  $\text{KOH}$  и нагревают на водяной бане в течение 1 часа. Затем в чашку добавляют 5 мл 0,5 N  $\text{H}_2\text{SO}_4$  для нейтрализации раствора и переносят раствор в мерную колбу на 100 мл. Обмывают чашку три-четыре раза небольшими порциями бидистиллированной воды и, смыв горлышко колбы, прибавляют 5 мл 0,5 N  $\text{H}_2\text{SO}_4$ . После перемешивания добавляют 5 мл 5%-ного раствора молибденово-кислого аммония, снова перемешивают, добавляют 10 мл 8 N  $\text{H}_2\text{SO}_4$  и сразу же (не давая стоять) прибавляют по каплям 1,5 мл свежеприготовленного 0,5%-ного раствора  $\text{SnCl}_2$  (при стоянии с 8 N  $\text{H}_2\text{SO}_4$  возникшее желтое окрашивание может разрушаться). Доводят раствор в колбе до метки и после хорошего перемешивания образовавшуюся синюю окраску колориметрируют с желтым светофильтром. После колориметрирования кюветы сразу же промывают во избежание выпадения на стенках осадка оловянной кислоты. Нулевой (слепой)

опыт проводят через все операции, начиная с нагревания в платиновой чашке на водяной бане. Стандартный раствор кремнекислоты готовится из чистого  $\text{Na}_2\text{SiO}_3$  в достаточно концентрированном виде и анализируется на содержание  $\text{SiO}_2$  весовым путем. Полученное фотоколориметрическое количество  $\text{SiO}_2$  прибавляется к ранее найденному весовым методом.

#### IV. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЖЕЛЕЗА

Из числа известных методов фотоколориметрического определения железа наиболее простыми, удобными, чувствительными и точными представлялись методы с сульфосалициловой кислотой и роданидный. Сравнительная проработка обоих методов в нашей лаборатории показала, что оба метода дают хорошо совпадающие результаты и по чувствительности и точности могут считаться примерно равноценными. Однако работа с сульфосалициловой кислотой проще и удобнее, получаемая окраска очень устойчива. Метод достаточно изучен (Кузнецов, 1946). При работе с нашими растворами практически можно считать, что присутствие всех других элементов не мешает определению. Сульфосалициловая кислота дает комплекс с трехвалентным железом, однако в аммиачной среде в присутствии сульфосалициловой кислоты двухвалентное железо легко окисляется до трехвалентного, поэтому определяется суммарное содержание железа, присутствующего в растворе.

**Х о д о п р е д е л е н и я.** В мерную колбу на 100 мл помещают отмеренное количество испытуемого раствора с таким расчетом, чтобы в нем содержалось 10—200  $\gamma$  железа, и добавляют бидистиллированной воды до объема около 50 мл. Затем в колбу приливают 4 мл 20%-ного раствора сульфосалициловой кислоты. Перемешивают раствор и прибавляют по каплям 25%-ный раствор  $\text{NH}_4\text{OH}$  до перехода красно-фиолетовой окраски в желтую, после чего приливают еще 0,5 мл избытка  $\text{NH}_4\text{OH}$ . Доливают мерную колбу водой до метки. Хорошо перемешивают и фотоколориметрируют по нулевому раствору с синим светофильтром. Образующаяся желтая окраска устойчива, и учитывать время выстаивания нет надобности.

Стандартный раствор готовится растворением 0,1 г чистой железной проволоки в 50 мл 3—5%-ной  $\text{HNO}_3$  и нагреванием до полного удаления окислов азота. При доведении до 1 л получают раствор, каждый миллилитр которого содержит 100  $\gamma$  Fe.

#### V. ОПРЕДЕЛЕНИЕ АЛЮМИНИЯ

Как известно, многие органические вещества образуют с алюминием окрашенные лаки, строение которых недостаточно изучено. Возникающее при действии таких реактивов окрашивание может быть использовано для фотоколориметрического определения.

Согласно Е. Б. Сендэлу (1949), из четырех наиболее употребительных реактивов ни один не имеет преимуществ перед другими. Во всех случаях необходимо возможно более точное соблюдение постоянства pH раствора. Всегда сильно мешает железо. В последнее время В. И. Кузнецов (1950) синтезировал и предложил новый реактив для определения Al — «стильбазо», который, по мнению автора, имеет ряд преимуществ перед другими. Ввиду трудности его синтеза мы остановились на аммонийной соли ауриINTRИКАРБОКСИЛОВОЙ кислоты (алюминоне), а метод со «стильбазо» использовали как контрольный.

Так как во всех наших растворах железо присутствует почти всегда в значительном количестве, помехи от его присутствия всегда бывают ощутительными. Поэтому, во избежание ошибок, мы воспользовались указанием Р. Хедина (Hedin, 1947) о возможности проведения реакции с алюминоном в присутствии всегда одного и того же количества железа. С этой целью после определения железа с сульфосалициловой кислотой рассчитывалось, сколько его находится во взятой пробе, и затем добавлялось такое количество стандартного раствора железа, чтобы довести его содержание в пробе до условленной величины, например 0,100 мг. Так как калибровочная кривая готовится также с прибавлением в каждую пробу 0,100 мг железа, влияние его таким образом компенсируется. Этот способ позволяет обходиться без кропотливого отделения железа. Применение метода требует соблюдения некоторых предосторожностей. Качество алюминона имеет существенное значение, и если приходится менять алюминон, необходимо проверять калибровочную кривую. Далее, после приготовления раствора алюминона, необходимо его выдержать не менее суток, так как свежеприготовленный раствор дает более слабую окраску, чем выдержанный. Необходимо также иметь ввиду, что интенсивность окрашивания раствора ощутительно меняется во времени, сначала более быстро, затем более медленно, поэтому колориметрирование производится точно через 30 мин. после прибавления раствора алюминона. Величина рН раствора в момент прибавления алюминона также имеет весьма существенное значение. Поэтому необходимо применять испытываемые растворы по возможности близкие к нейтральным; прибавлять во все пробы одинаковое количество буферного раствора и перед приливанием алюминона доводить объем всех проб до определенной величины (для чего на мерных колбах удобно сделать соответствующие метки восковым карандашом).

**Х о д о п р е д е л е н и я.** В чистые мерные колбочки на 100 мл помещают такое количество исследуемого раствора, чтобы содержание  $Al^{+++}$  находилось в пределах 5—200  $\gamma$ , затем добавляют во все колбы такое количество стандартного раствора Fe, чтобы общее содержание Fe в пробе составляло бы 100  $\gamma$  (расчет делается на основании ранее произведенного определения Fe в том же растворе). Сбывают горлышко колб бидистиллированной водой и прибавляют по 5 мл смешанного раствора HCl и  $CH_3COONH_4$  (готовится растворением 100 г  $CH_3COONH_4$  и 20,7 мл концентрированной HCl, уд. в. 1,175, в мерной литровой колбе, в небольшом количестве воды и доведением водою до метки).

Доводят объем раствора в каждой колбе до 60 мл (по метке) и тщательно перемешивают содержимое колб. Затем прибавляют по 3 мл 0,2%-ного водного раствора алюминона, снова перемешивают, доводят водою до метки, перемешивают еще раз и после 30-минутного выстаивания колориметрируют с зеленым светофильтром. При колориметрировании целой партии прибавление алюминона в колбочки производится с интервалом в 2—3 мин. и время прибавления в каждую колбочку записывается с тем, чтобы сохранить постоянство выстаивания в 30 мин. возможно точнее.

## VI. ОПРЕДЕЛЕНИЕ НИКЕЛЯ

В продуктах выщелачивания никель присутствует обычно только в небольшом количестве. При этом железа содержится также не очень много, другие мешающие элементы обычно отсутствуют. Для нашего случая метод определения никеля с диметилглиоксимом оказался вполне приемлемым. Метод применялся нами в модификации, описанной Е. Б. Сендэлом



(1949), без каких-либо существенных изменений, в присутствии Вг в качестве окислителя.

**Х о д о п р е д е л е н и я.** В мерную колбу на 100 мл отмеривают такое количество раствора, чтобы в нем содержалось от 5 до 150  $\gamma$  Ni. Смывают горлышко колбы и добавляют бидистиллята до общего объема примерно 50 мл. Затем добавляют 5 капель насыщенной бромной воды. Перемешивают раствор, добавляют 2—4 капли 25%-ного раствора  $\text{NH}_4\text{OH}$  до обесцвечивания раствора и затем 3 капли избытка  $\text{NH}_4\text{OH}$ . После взбалтывания добавляют 0,5 мл 1%-ного спиртового раствора диметилглиоксима. Доводят объем в колбе до метки и, перемешав, оставляют на 40 мин., после чего колориметрируют с синим светофильтром.

## VII. ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАГНИЯ

Ввиду того, что методика определения магния рассматривается подробно в отдельной статье, здесь приводится только ход определения. Так как получаемый раствор все же несколько подкислен, для более точных определений введено титрование отмеренной порции испытуемого раствора с последующей нейтрализацией (на основании результатов титрования) пробы, идущей для определения магния.

**Х о д о п р е д е л е н и я.** Отмеренная порция испытуемого раствора, содержащая от 10 до 150  $\gamma$  Mg, помещается в мерную колбочку на 100 мл и нейтрализуется найденным при титровании количеством едкого калия (или NaOH). Проба разбавляется водой до объема примерно 50 мл. Прибавляют 10 мл «смешанного реагента»<sup>1</sup>, 10 мл 0,01%-ного водного раствора титанового желтого, перемешивают и добавляют 25 мл 1 N KOH (или NaOH). Доводят до метки и после выстаивания в течение 30 мин. колориметрируют с зеленым светофильтром по сравнению с нулевым раствором. Перед наливанием раствора в кювету необходимо взбалтывать колбочку, так как может происходить частичное оседание окрашенного осадка, который вновь переходит во взвешенное состояние при взбалтывании.

## ЛИТЕРАТУРА

- А л и м а р и н И. П. и З в е р е в Б. С. Колориметрическое определение малых количеств кремневой кислоты в растворах, минералах и технических продуктах. Тр. Ин-та прикл. мин., вып. 63, 1934.
- К у з н е ц о в В. П. О колориметрическом определении железа с сульфосалициловой кислотой. Завод. лабор., № 12, 1946.
- К у з н е ц о в В. П. Колориметрическое определение алюминия с новым реагентом «Стильбазо». Завод. лабор., № 16, 1950.
- П а л ь в е л е с В. Т. Аппаратура и метод работы для изучения процесса выщелачивания минералов и пород. В кн.: Кора выветривания. АН СССР, вып. 1, 1952.
- С е н д э л Е. Б. Колориметрическое определение следов металлов. Госхимиздат, 1949.
- Т и х о н о в а А. А. Определение кремния и меди в алюминиевых сплавах на фотоколориметре Ланге. Завод. лабор., № 6, 1945.

<sup>1</sup> Смешанный реагент готовится растворением в воде с несколькими каплями соляной кислоты, 25 г сахарозы, 10 г солянокислого гидроксилamina и 0,2 г окиси кальция и доведением объема до 1 л.

*Д. А. Ичелинцев*

## УСКОРЕННЫЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ КАРБОНАТОВ КАЛЬЦИЯ И МАГНИЯ В ИЗВЕСТНЯКАХ, ДОЛОМИТАХ И МЕРГЕЛЯХ

Ускоренным методам определения кальция и магния отведено довольно видное место в технической литературе.

Особенно велико значение этих методов для массового производства анализов карбонатного сырья, где к методам предъявляется одновременно несколько требований: они должны быть простыми и быстрыми, достаточно точными, а также пригодными не только в стационарных, но и в полевых лабораториях. Однако нельзя утверждать, что существующие методы удовлетворяют одновременно этим требованиям: как правило, более быстрые из них являются менее точными, и наоборот.

Еще одной попыткой в этом направлении является разработанный автором в 1949 г. и проверенный им же на практике ускоренный метод определения кальция и магния в карбонатном сырье. После достаточной проверки метод был оформлен в виде инструкции с приложением специально составленных к ней таблиц для расчета анализов. В начале 1951 г. эта инструкция получила дополнительную проверку в ИГН АН СССР, произведенную А. И. Покровской, а затем в лаборатории, руководимой Э. С. Залманзон, где и применяется в настоящее время.

Метод основан на известном принципе определения суммы карбонатов кальция и магния по количеству кислоты, израсходованной на их растворение (т. е. на вытеснение двуокси углерода, связанной с кальцием и магнием). Метод отличается от существующих способом осаждения магния щелочью в присутствии растворимого сульфата, осаждающего большую часть кальция, что имеет целью уменьшить влияние кальция на результаты определения магния. Еще одно отличие состоит в применении титрованных растворов строго определенных концентраций, постоянной навески, объемов растворов и специальных таблиц для расчета анализов, что очень важно в массовой работе. После определения суммы карбонатов кальция и магния, последний определяется прямым путем, а кальций дается по разности. Это сделано из тех соображений, что определение кальция прямым путем в виде оксалата, как обычно принято, нежелательно, так как это связано с адсорбцией магния, что может повести к ошибкам. Кроме того, во избежание ошибок принято определять прямым путем компонент, содержащийся в меньшем количестве, давая по разности основной компонент по содержанию его в пробе.

## КРАТКИЙ ХОД АНАЛИЗА

Навеску 1,000 г (можно брать на аптекарских весах с максимальной нагрузкой 5 г) растворяют в 22,0 мл (в случае анализа известняков или мергелей) или в 24,0 мл (в случае анализа доломитов) 1,000 N соляной кислоты. Добавляют 15 мл воды и нагревают до полного растворения карбонатов.

Если требуется определять нерастворимый остаток, то горячий раствор быстро фильтруют в коническую колбу на 250 мл, в которую добавлено заранее 10 мл 20%-ного раствора сернокислого натрия, промывают горячей водой. Фильтр с осадком прокаливают и взвешивают.

Так как сернокислый кальций выпадает полнее при температуре выше 60—70°, то желательнее производить фильтрование быстрее, пока раствор не остыл, или же подогреть фильтрат.

Если не требуется определение нерастворимого остатка, то фильтрование исключают, кроме тех случаев, когда нерастворимый остаток может мешать последующему титрованию, маскируя окраску раствора (в случае анализа мергелей). Тогда после растворения навески добавляют сернокислый натрий и содержимое колбы (стакана) разбавляют горячей водой в два раза.

К фильтрату с выпавшим гипсом (или содержимому колбы, включающему нерастворимый остаток) добавляют три капли 0,2%-ного раствора метилрота и три капли 0,35%-ного раствора индигокармина и титруют избыток кислоты 0,400 N раствором едкого натра до изменения сиреневой (или фиолетовой) окраски раствора в зеленую. При этом кислота, израсходованная на растворение некоторых соединений полуторных окислов и марганца (например, их карбонатов), тоже обратно оттитровывается щелочью. Следовательно, результат титрования соответствует только сумме карбонатов кальция и магния. Ввиду постепенного выпадения в осадок полуторных окислов и марганца (который должен окисляться кислородом воздуха до четырехвалентного), зеленая окраска раствора появляется медленно, поэтому титрование к концу требуется производить медленно. Практически в присутствии этих компонентов, выпадающих в осадок, после появления ясной зеленой окраски добавляют еще три капли титрованного раствора щелочи.

Индигокармин в данном случае не меняет своей окраски, а служит фоном, на котором наиболее ясно заметно изменение цвета метилрота, что облегчает наблюдение конца титрования в присутствии окрашенных нерастворимых остатков, выпадающих осадков и при искусственном освещении. В остальных случаях можно титровать в присутствии одного метилрота.

Содержимое колбы после титрования переносят в мерную колбу на 250 мл и осаждают магний, в зависимости от его содержания, 10,00 мл, 20,00 мл или 30,00 мл того же титрованного раствора щелочи, которым производилось титрование. Количество добавляемой щелочи устанавливают по величине выпадающего осадка гидрата окиси магния и по изменению цвета индигокармина, для чего необходим некоторый навык. Избыток щелочи должен быть не менее 3 мл для более полного выпадения магния в осадок.

После осаждения магния объем раствора в колбе доводят до метки, перемешивают и быстро фильтруют через сухой фильтр в сухую мерную колбу на 100 мл (отбрасывая первые порции фильтрата). 100 мл фильтрата переносят в коническую колбу и титруют 0,1600 N раствором соляной кислоты до появления отчетливого малинового окрашивания, не изменяю-

щегося в течение нескольких минут. На титрование должно пойти не менее 3 мл кислоты. Если же ее пойдет очень мало, то это является признаком неполноты осаждения магния щелочью. (Гидрат окиси магния дает щелочную реакцию, и раствор может титроваться кислотой в присутствии метилрога.)

По соответствующим таблицам вычисляют количество карбонатов кальция и магния, исходя из результатов двух титрований количества кислоты, взятой для растворения навески, и количества щелочи, израсходованной на осаждение магния.

Некоторые практические указания.

1. При массовой работе можно рекомендовать заменить мерные колбы на 250 мл круглыми плоскодонными колбами обычной формы с метками на 250 мл, изготовленными стеклотувом. В этих колбах можно производить ряд последовательных операций — растворение навески, титрование щелочью и осаждение магния, доводя затем до метки.

2. Мерную колбу на 100 мл удобно заменить автоматической пипеткой на 100 мл с аспиратором (конструкции автора) для того, чтобы, исключая фильтрование после осаждения магния, отбирать прозрачный раствор, не взмучивая осадка.

3. Для работы в полевых условиях можно уменьшить навеску до 0,5 г, сократить объемы растворов, применяя мерные колбы меньшего объема (например, 100 мл вместо 250 мл и 50 мл вместо 100 мл) и более концентрированные титрованные растворы из микробюреток на 5—10 мл, соответственно изменив расчеты.

4. Рекомендуется периодически производить проверку титрованных растворов и методики анализа в целом по стандартному образцу известняка и стандартному доломиту. Если в стандартных образцах получится отклонение в содержании магния (обычно в сторону повышения результатов примерно на 0,3% абсолютных), то это отклонение можно ввести в виде поправки, которую следует вычитать из результатов анализов.

Ниже приводим литературу по затронутому нами вопросу в части определения кальция и магния вообще и в карбонатных породах в частности.

#### ЛИТЕРАТУРА

- В а с и л ь е в А. М. и Г е н д е л ь Р. Г. Ускоренный комбинированный способ определения кальция и магния. Завод. лабор., № 5, 1933.
- В и н о г р а д о в А. В. Быстрый и точный метод определения окиси магния в известняках. Завод. лабор., № 2, 1938.
- Г р и г о р ь е в П. Н. Ускоренный метод определения окиси кальция и окиси магния. Завод. лабор., № 2, 1937.
- Г у р е в и ч А. Б. и Л о х о н о в а Н. В. Быстрый метод определения кальция и отделение его от солей магния в виде молибдата. Завод. лабор., № 2, 1934.
- З е л ь д и н Н. О. и Б а л ю к С. Т. К ускоренному анализу доломитов. Огнеупоры, № 5—6, 1940.
- И л л и м и н с к а я В. Т. Экспрессный метод определения окиси магния в карбонатных породах и цементах. Журн. «Цемент», № 3, 1939.
- К о м а р Н. В. и К и р и л л о в а Р. Е. Об обменном определении магния при помощи артооксихинолина в ране соляных озер. Журн. прикл. химии, вып. 2, № 6, 1933.
- К о р ж е н н о в с к и й Г. А. Метод одновременного определения кальция и магния. Завод. лабор., № 1, 1936.
- К о р о л ь С. С. Быстрое объемное определение MgO в присутствии кальция в цементах, доломитах и доломитизированных известняках. Журн. прикл. химии, вып. 5, № 6, 1933.
- П е р е п е л о в Б. М. и Ж и р н о в И. А. Определение кальция и магния в одном растворе. Завод. лабор., № 10, 1935.

- Пчелинцев Д. А. Совместное определение кальция и магния с применением О-оксихинолина. Сб. раб. треста Мосгеолнеруд, вып. 1, 1950.
- Раськин Л. Д. и Дрозд И. Ф. Объемное определение магния оксихинолиново-перманганатным методом. Завод. лабор., № 7, 1936.
- Сходцев С. И. и Благовещенская В. И. Быстрый способ определения окиси магния в магнезитах и доломитах. Завод. лабор., № 12, 1937.
- Тананаев Н. А. и Савченко П. С. Ускоренный точный и экспрессный метод определения магния на основе дробной реакции. Журн. прикл. химии, вып. 5, № 6, 1933.
- Тананаев Н. А. и Тараян В. М. Ускоренный метод определения окиси магния в известняках и доломитах. Завод. лабор., № 2, 1934.
- Тананаев Н. А., Бабко А. К. и Савченко П. С. Ускоренное определение окиси магния в доломитизированных известняках и в разлагаемых кислотами доменных шлаках. Сб. научн.-исслед. работ Киевского индустр. ин-та, № 4, 1937.
- Тананаев Н. А. Экспрессный метод определения  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  в доломитах. Завод. лабор., № 9, 1948.
- Фрезе Н. А. Быстрый метод определения кальция и магния. Завод. лабор., № 6, 1937.
- Цинберг С. Л. Экспрессное определение окиси магния растворенных в кислотах шлаков. Завод. лабор., № 8, 1937.
-

## Г. РЕФЕРАТЫ И РЕЦЕНЗИИ

---

---

**В. П. Флоренский и Т. А. Лапинская. Петрографические особенности докембрийских пород одного из районов восточной части Пензенской области**

ДАН СССР, 1951, т. 30, № 1, стр. 93

В работе приводятся данные петрографического исследования докембрийских мигматитовых и роговообманковых разностей гранито-гнейсов, залегающих на глубине 1700—1800 м. Сверху они покрыты древней корой выветривания, выше которой лежит нормальный осадочный комплекс, относимый к среднему девону в своей нижней части и к верхнему девону — в верхней части.

*И. И. Гинзбург*

**В. М. Фридланд. Древние коры выветривания в Закарпатской области УССР и формирующиеся на них почвы**

ДАН СССР, 1950, т. 71, № 2

В Закарпатской области развиты красноземные коры выветривания в краевой части Вигорлат-Гутинского вулканического хребта. Выделяются ортоэлювиальные, ортоделювиальные и ортоаллювиальные коры. По механическому составу наиболее высокодисперсна ортоэлювиальная кора, при переотложении значительная часть тонких классов теряется. Делювиальная и элювиальная коры по валовому химическому составу близки к красноземной коре из Западной Грузии, отличаясь от нее большим количеством полуторных окислов и большей выщелоченностью оснований (за исключением кальция). Красноземные коры образовались в послемеотическое время, в понте и плиоцене.

*И. И. Гинзбург*

**А. В. Копелиович. Некоторые вопросы стратиграфии нижнего кембрия центральных областей Русской платформы**

ДАН СССР, 1951, т. 78, № 5, стр. 975

В скважине с. Редкино над кристаллическим фундаментом залегает древняя кора выветривания, прикрытая тремя комплексами пород, сложенными каждая в основании песчаниками, которые выше сменяются существенно глинистыми породами. Самый верхний комплекс легко сопоставляется с балтийским комплексом, стратиграфически соответ-

вующим надляминаритовым слоям и горизонту синих глин нижнекембрийских отложений, средний соответствует ляминаритовым и гдовским слоям, нижний представляет собою новый стратиграфический комплекс, характерный для центральных частей платформы (редкинский). Кроме коры выветривания, под редкинским горизонтом отмечается типичная кора выветривания слоев надляминаритового горизонта, над которой трансгрессивно залегают силурийские отложения.

*И. И. Гинзбург*

### **Р. Х. Айдинян. О минералах предколлоидной фракции почв**

ДАН СССР, 1952, т. 83, № 2 стр. 291

В практике минералогического анализа тонкодисперсных минералов принимается, что чем тоньше разделять породу, тем более мономинеральным будет соответствующий класс. Минеральный состав глинистой части породы принимается по тому составу, который получается на термической кривой или рентгенограмме выделенного тонкого класса. Но оба эти метода дают в лучшем случае содержание двух-трех минералов, преобладающих в исследуемых объектах. Остальные минералы не учитываются, играя роль примесей, загрязняющих тонкий класс. В результате, в особенности при аналитических пересчетах, бывают случаи открытия новых, не существующих минералов.

Для иллюстрации важности знания полного минерального состава предколлоидных классов от 0,002 до 0,0002 мм автор исследовал слабо развитые горные почвы, сформированные на андезито-дацитах и базальтах Армении, путем центрифугирования этого класса (скорость вращения 12 000 об/мин) в жидкости Туле без химической и термической обработки по предложенному им методу. Удалось получить девять фракций уд. веса от  $> 3,15$  до  $< 1,8$ . Последней фракции получилось 14,49% для базальтов и 4,16% для андезито-дацитов. Основная масса минералов заключалась в классах уд. веса 2,75—2,63 (1,88—4,55%), 2,63—2,45 (11,54—15,33%), 2,45—2,20 (20,83—46,02%), 2,20—2,00 (28,1—21,08%) и 2,00—1,8 (21,18—8,86%). В то время как рентгеноскопическое исследование класса 0,002—0,0002 мм открыло присутствие только монтмориллонита, кварца и слюды, при разделении того же класса по фракциям разного удельного веса этим же методом обнаружено, помимо указанных, заметное количество полевых шпатов, роговых обманок, гидрослюды (каолинита) и в особенности железосодержащих минералов (уд. веса  $> 3$ ). Количество минералов последней группы возрастает, начиная с фракции уд. веса 2,45, и в зоне тяжелых минералов (уд. веса  $> 2,75$ ) большинство их достигает максимума.

Вместо 2—3 минералов по рентгеноскопическому анализу в тонких классах изучение их под микроскопом обнаруживает больше 10 минералов. Емкость поглощения закономерно растет по мере уменьшения уд. весов фракций и достигает максимума в наиболее легких фракциях, а минимума среди тяжелых минералов.

*И. И. Гинзбург*



**В. Н. Новожиллов. Методика изготовления пленочных монолитов**

Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1951, т. 25, вып. 2

В статье излагается методика изготовления пленочных монолитов, примененная автором при изучении почвенно-грунтовых условий ряда строительных материалов.

Пленочные монолиты могут иметь большое значение при картировании и описании рыхлых отложений коры выветривания и зоны окисления, образцы которых рыхлы и рассыпаются в момент взятия или при перевозке.

Под пленочным монолитом понимается монолит пористых пород в виде гибкой устойчивой пленки, искусственно изготовленной в выработке или обнажении. Закрепление отдельных частиц, слагающих горную породу в ее естественных условиях залегания, производится с помощью целлулоидного клея, наносимого обыкновенным пульверизатором.

Цементирование рыхлых горных пород целлулоидным клеем, осуществляемое в выработках и обнажениях, позволяет сохранять структуру, микрослоистость и другие особенности, характеризующие породы в их естественном залегании.

Весь процесс изготовления пленочного монолита условно разделяется автором на четыре этапа.

1. Подготовка целлулоидного клея и оборудования. Для изготовления целлулоидного клея на 1000 см<sup>3</sup> ацетона требуется 55—60 г отмытой от эмульсии использованной кино- или фотопленки, которая растворяется в течение 2—3 дней при помешивании или взбалтывании. К полученному насыщенному клею добавляют 100 см<sup>3</sup> ацетона и получают клей второй консистенции.

2. Нанесение целлулоидного клея. Сначала выравнивают площадку необходимых размеров, а затем при помощи пульверизатора на предварительно подсушенную стенку наносят сверху вниз более жидкий клей второй консистенции. После нанесения первого слоя клея нужно дать поверхности подсохнуть (3—5 мин.; о чем говорит ее побеление) и нанести еще два-четыре слоя клея.

Для укрепления пленки по ее границам вклеиваются полоски бязи шириной 3—5 см. Затем наносится клей первой консистенции до тех пор, пока поверхность не станет блестящей и совершенно не будет видно зерен породы, после чего пленке надо дать подсохнуть в течение 1,5—2 час.

Освобождение пленки от разреза производится при помощи ножа, которым по границам пленки прокапываются бороздки и производится встречное подкапывание под пленку.

3. Транспортировка пленочных монолитов производится в ящиках, в которые монолиты укладываются пленкой вниз, сверху покрываются бумагой и засыпаются опилками или стружками.

4. Просушка монолита и обрамление его в рамку.

Небольшой вес и объем пленочных монолитов и возможность передать при помощи их текстурные и структурные особенности рыхлых пород коры выветривания дают им преимущества перед обыкновенными монолитами и, несомненно, вызовут интерес всех, занимающихся корой выветривания.

*К. К. Никитин*

**Н. В. Коломенский. Методические указания по изучению процессов выветривания горных пород для инженерно-геологических целей**

Госгеолиздат, 1952, стр. 165

Общедоступная, просто и четко изложенная книжка, снабженная большим количеством рисунков (33), с значительным числом примеров из инженерно-геологической практики. Ее с интересом прочтет техник-грунтовед, она будет также полезна и студенту инженерно-геологической специальности. Практическая устремленность не мешает изложению научных основ выветривания, они хорошо друг с другом сочетаются.

Хотелось бы сделать несколько замечаний для последующих изданий этой работы. Необходимо указать минеральный состав глин и изменение их физических свойств. Следует ввести в состав сокращенного комплекса исследований окраску глин органическими красителями для отличия монтмориллонитовой группы глин от других. Для полного комплекса исследований необходимо широко применить иммерсионный анализ, который для мелкозернистых пород крайне необходим. Автор работы не упомянул ни разу о карстировании известняков и гипсов, об остатках древнего выветривания. Несколько подробнее следовало бы остановиться на понятии об агрессивном воздействии грунтовых вод. В число иллюстраций полезно было бы ввести рисунки разрушения камня в нижних частях древних сооружений. Немного следовало бы сказать и о солевом выветривании и т. д.

Эти отдельные указания, сделанные здесь, нисколько не умаляют то хорошее впечатление, которое остается от книги в целом.

*И. И. Гинзбург*

**Г. Л. Роддэ. Аномальное поведение монтмориллонитовой глины в жидкости Клериче**

J. L. Rodd. Anomalous behavior of montmorillonite clays in Clerici solution. Amer. Min., 1952, v. 44, No 1 a. 2

В статье разбирается возможность разделения естественных смесей активных и неактивных глин центрифугированием в жидкости Клериче, благодаря поглощению солей таллия межпакетным пространством активной глины и увеличению вследствие этого ее удельного веса.

Стильпномелан и стильпнохлоран (разновидности нонтронитов), погруженные в жидкость Клериче, увеличивают удельный вес с 2,823 до 3,068 (стильпномелан) и с 2,523 до 3,111 (стильпнохлоран), при этом таллий замещает щелочи, кальций и часть межпакетной воды. Каолинит всплывает в жидкости Клериче при удельном весе 2,70, а монтмориллонит и соконит (цинксодержащий монтмориллонит) тонут в ней при удельном ее весе 3,55. Полуколичественные спектральные анализы промытых образцов показали, что монтмориллонит и соконит поглощают заметные количества таллия.

Содержание таллия в отмытых фракциях по удельным весам составило (в %):

	>3,55	<3,55	<2,70
Монтмориллонит . . . . .	15,0	3,4	
Соколит * . . . . .	6,2	2,9	
Каолинит . . . . .	0,9	0,7	1,0

\* В образце соконита с уд. весом > 3,55 цинка 17,1%, а в образце с уд. весом < 3,55 — 9,8%.

Оба минерала в иодистом метиле не плавают при уд. весе в 3,25. Снятые, после жидкости Клериче, рентгенограммы каолинита оказались нормальными, рентгенограммы монтмориллонита и соконита показали базисную плоскостную линию  $d(hkl)$ , равную 14,72 Å или даже еще большую, выходящую за размеры камеры или слишком размазанную, чтобы можно было ее измерить (обычно монтмориллонит показывает линию 4,5 Å значительно ослабленную, а линию 3,04 Å полностью исчезнувшую). При продолжении эксперимента с образцом монтмориллонита, впервые разделенного в жидкости Клериче с уд. весом 3,33, в фракцию с уд. весом больше 3,33 выделилось 99% навески.

Тот же самый образец после его отмывания и сушки был центрифугирован в иодистом метиле с уд. весом 3,25%; 99% монтмориллонита ушло во фракцию с уд. весом менее 3,25.

Искусственно приготовленная смесь, состоящая из 50% монтмориллонита и 50% каолинита, при центрифугировании в жидкости Клериче с уд. весом 3,55 разделилась на две фракции, причем в фракцию с уд. весом более 3,55 ушло 51,4% смеси и в фракцию с уд. весом менее 3,55 — 48,6%.

Рентгенографическая проверка показала, что первая фракция состоит из одного монтмориллонита, а вторая из каолинита.

Остается неясным, насколько чисто можно отмыть затем монтмориллонит от солей таллия и как будут относиться к этому разделению естественные смеси, а также гидрослюды.

Несомненно, что как этот метод, так и аналогичные, основанные на утяжелении монтмориллонита благодаря его высокой адсорбционной способности, являются многообещающими, но они требуют еще большей доработки и проверки. Во всяком случае это один из интересных путей разделения глинистых минералов друг от друга.

. К. Никитин

## А. Н. Розанов. Сероземы Средней Азии

Изд. АН СССР, 1951

Монография А. Н. Розанова начинается с описания факторов почвообразования сероземной зоны Средней Азии (рельеф, климат, растительность). Специальные главы посвящены гипергенным процессам (гл. II) и почвообразующим породам (гл. III). Все эти вводные разделы составляют значительную часть книги (155 стр.) и дают полное представление об условиях образования сероземных почв.

Много места в книге уделено подробной систематической характеристике отдельных представителей почв сероземной зоны (глава IV) и выяснению сущности сероземного почвообразования (глава V).

Глава VI посвящена основным чертам генезиса и эволюции сероземов. Здесь излагаются представления автора о циклах почвообразования (геологический, большой и малый циклы почвообразования) и эволюция сероземных почв в этих циклах. Работа заканчивается краткой характеристикой производственных свойств сероземов (гл. VII), общими выводами и обширным списком литературы.

До работ автора в советской науке широко была распространена концепция, рассматривающая сероземные почвы равнин и предгорий Средней Азии в связи с расположенными севернее бурными, каштановыми и черноземными почвами. Считалось, что, двигаясь из степной зоны на юг, постепенно, с иссушением климата, мы переходим от черноземов к менее интенсивным процессам почвообразования и выветривания сухой степи (каштановые почвы), далее к еще более ослабленным процессам полупустыни (бурые почвы) и, наконец, на равнинах Средней Азии, к крайнему ослаблению почвообразования и выветривания, развивающегося в условиях резко аридного климата пустыни (сероземы). С этой точки зрения процессы выветривания на равнинах Средней Азии протекают очень слабо, даже карбонаты извести почти не выщелачиваются из почвы; глинообразования не происходит.

Своими исследованиями автор доказал несостоятельность подобных представлений. Им, в частности, показано, что для сероземов характерна высокая интенсивность биологических процессов и процессов выветривания, развивающихся во влажный и теплый весенний период. Сухой и жаркий летний период является, напротив, периодом биологического и геохимического покоя. Интенсивное выветривание минералов находит свое выражение в установленном автором явлении скрытого оглинения сероземных почв.

Согласно концепции А. Н. Розанова, сероземные почвы резко отличаются от бурых почв, они генетически ближе к почвам южных субтропических стран с средиземноморским климатом. Таким образом, это аридный вариант средиземноморского почвообразования и выветривания. В результате работ автора многие свойства сероземов (как, например, малая гумусность) предстают перед читателем в новом качестве, а сходство сероземов с почвами бурой зоны оказывается только кажущимся. Все положения автора о «самобитности» сероземных почв аргументированы обширным фактическим материалом и хорошо увязаны между собой.

Для геологов наиболее важны разделы о гипергенных процессах в пустынях (гл. II), почвообразующих породах (гл. III) и эволюции почв пустынь Средней Азии в течение третичного и четвертичного периодов (гл. VI).

К сожалению, трактовка именно этих вопросов вызывает наибольшие возражения.

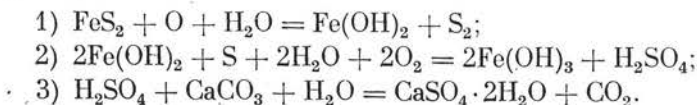
Так, например, спорными представляются взгляды автора о том, что химическое выветривание в тропических пустынях протекает в направлении аллитизации (стр. 19, 70, 83). Подобные утверждения, базирующиеся в основном на данных зарубежных ученых, совершенно не учитывают роли исторического фактора — былого значительного увлажнения районов современного распространения тропических пустынь. В отношении некоторых случаев накопление аллитных продуктов в тропических пустынях (например, в пустынях Австралии) твердо установлено, что они являются реликтами предшествующего периода, характеризовавшегося влажным климатом. Непонятно также, как может осуществляться накопление аллитных продуктов при наличии в коре выветривания углекислого кальция, как об этом пишет автор.

Также вряд ли правильны взгляды автора об отсутствии лёссов и лёссовидных покровов «... во всей бурой зоне Казахстана, Монголии и Западного Китая» (стр. 71). Лёссы и лёссовидные породы неоднократно описывались в Западном Китае (например, В. А. Обручевым на северном склоне хребта Барлык в Джунгарии, в Кашгарии и других местах), о чем свидетельствует и цитата из работы М. Г. Попова, приводимая автором на стр. 85.

Представления автора об эволюции сероземов в ходе геологической истории Средней Азии также спорны. Намечаемый им ряд «тропический и субтропический лес — теплая степь — пустынная степь — пустыня» (стр. 419) не подтверждается данными геологии и палеогеографии, так как достоверных доказательств существования влажного тропического климата на территории равнин Средней Азии в третичном периоде не имеется. Все имеющиеся факты говорят об обратном — о наличии сухого (но не обязательно пустынного) климата.

Наибольшие критические замечания вызывают представления автора о процессах гипсонакопления в пустынной зоне и генезисе соответствующих пустынных почв (так называемых кыровых (структурных) сероземов и гипсоносных сероземов).

В своей книге автор настойчиво проводит концепцию, согласно которой гипсовые горизонты в почвах и коре выветривания образовались в условиях пустынного почвообразования, протекавшего в течение длительного промежутка времени в условиях, исключающих связь почв с грунтовыми водами. Накопление гипса в этом случае автор связывает с процессами микробиологического окисления серы и сульфидов, изначально содержащихся в горной породе. Образующаяся в процессе такого окисления серная кислота, действуя на  $\text{CaCO}_3$  породы, переводит ее в гипс, выделяющаяся же при этом углекислота разрыхляет почву и кору выветривания, обуславливая рыхлость и поздреватость гипсового горизонта, объемный вес которого нередко составляет всего 0,7—0,8. Химическая сторона этого процесса рисуется А. Н. Розановым в следующем виде (стр. 78):



Образующиеся в процессе окисления сульфидов гидроокислы железа окрашивают гипсовые горизонты в палевые и буроватые тона. Замещение значительной части известия гипсом обуславливает явление уменьшения количества карбонатов с глубиной, столь характерное для этих почв. Как видим, построения автора как будто бы находятся в хорошем соответствии со всеми основными особенностями данных почв. Однако это соответствие является кажущимся, так как детальный анализ положений автора вскрывает в его построениях такие противоречия, которые исключают возможность принятия данной точки зрения.

Прежде всего отметим, что для вышеуказанного процесса необходимо, чтобы материнская порода содержала значительное количество серы в виде сульфидов или элементарной серы. Существование значительных количеств элементарной серы в горных породах, на которых формируются пустынные гипсоносные почвы, не доказано. Таких фактов не приводит и автор. Его указания на работы А. Е. Ферсмана и Данова не убедительны, так как в этом случае речь шла о концентрации серы на ограниченных участках серных месторождений. Что касается сульфидов, то их

наличие в материнских породах, понятно, не исключено, но, судя по валовому содержанию серы в этих породах (не более десятых долей процента), оно не может достигать значительных размеров. Таким образом, основной довод против построений А. Н. Розанова состоит в отсутствии аккумуляции серы в почвообразующих породах в количествах, необходимых для значительной аккумуляции гипса, иногда составляющей 50—70% от всей массы почвенного горизонта.

Но если даже мы предположим, что материнские породы в поверхностных горизонтах содержали много сульфидов, то и тогда образование гипса в пустынных элювиальных условиях не согласуется с имеющимися фактами. Из всех сульфидов более или менее длительно существовать в породах могут сульфиды железа и тяжелых металлов, так как сульфиды щелочных и щелочноземельных элементов крайне неустойчивы (утверждение автора на стр. 78 о наличии в горных породах CaS ошибочно). При окислении сульфидов по вышеприведенной реакции в почвах и коре выветривания должны были бы накапливаться значительные массы гидроокислов железа или других тяжелых металлов. Ничего подобного мы в таких почвах не наблюдаем. Таким образом, отсутствие значительных аккумуляций гидроокислов железа в почве и коре выветривания указывает на несостоятельность представлений об исконно пустынном элювиальном генезисе этих образований. Не объясняет данная теория и причин образования силикатной массы в почвах, образовавшихся на карбонатных породах, как, например, это имеет место на Устюрте. Образование суглинистых малокарбонатных почв за счет изменения подстилающего известняка, при сохранении в почве гипсовых аккумуляций, представляется невероятным. Если эти почвы образовались в результате сероземного процесса, то большие массы известняков должны были быть растворены и удалены из почвы. Понятно, что более растворимый гипс должен был бы вымываться еще интенсивнее.

Автор настолько увлечен своими представлениями, что даже гипсовые аккумуляции в древнеаллювиальных и дельтовых отложениях связывает с вышеуказанным процессом, хотя никаких данных о наличии большого количества сульфидов в аллювии им не приводится.

Отметим, что взгляды об исконно пустынном (элювиальном) генезисе этих почв плохо согласуются с данными геологии и геоморфологии по истории развития территории среднеазиатских пустынь (работы И. П. Герасимова, Б. А. Федоровича и др.). Напомним, что многие кыры Каракумов сложены древнеаллювиальными отложениями, в связи с чем генезис гипсовых аккумуляций в них гораздо проще может быть объяснен древнесолончаковыми процессами.

Таким образом, мы не можем согласиться с представлениями автора о генезисе гипсовых аккумуляций в почвах и коре выветривания пустынь Средней Азии, — нам они представляются ошибочными.

В итоге можно сделать следующее заключение. Автором доказано интенсивное развитие процессов почвообразования и выветривания на равнинах и в предгорьях Средней Азии, в частности показано значительное оглинение, развивающееся в сероземах. Показана связь выветривания и почвообразования в сероземной зоне с «сухим средиземьем», отмечен ряд других свойств этих почв, свидетельствующих об интенсивности протекающих в них процессов. Конечно, те или иные свойства сероземных почв, сближающие их с субтропическим почвообразованием, отмечались и другими исследователями, на что указывает и сам автор (например, работы С. С. Неуструева), но не подлежит сомнению, что только в работах А. Н. Розанова эти идеи впервые получили вполне четкое и полное выра-

жение и обоснование. В результате его исследований наши представления о природе сероземов и процессах выветривания в пустынях значительно углубились, вскрылись новые качества этих почв. Представления автора по данному вопросу правильно ориентируют практику сельского хозяйства Средней Азии, подводят теоретическое обоснование под специализацию данной территории.

В этом, как нам кажется, основная и очень крупная заслуга рецензируемой книги, делающая ее значительным событием в советской почвенной литературе последних лет<sup>1</sup>. Вместе с тем по ряду частных вопросов выветривания и почвообразования в пустынях, в частности по вопросу о гипсонакоплении, автор находится на ошибочных позициях.

*А. И. Перельман*

### Выветривание и почвообразование

Тр. Почв. ин-та АН СССР, 1950, т. 34

Объемистая книга в 210 страниц представляет собой результаты работ сотрудников Лаборатории минералогии почв, выполненных за 1947—1949 гг. Всего в сборнике помещено восемь статей.

Первая статья, М. А. Бобрицкой, посвящена вопросу поглощения литофильной растительностью минеральных элементов из массивно-кристаллических пород (стр. 5—28), т. е. вопросам разрушения минералов растительными организмами. Литофильные лишайники в первую очередь концентрируют Р, Si и К. Эти же элементы концентрируются мхами. Магний также энергично поглощается лишайниками. Организмы при поглощении пользуются лишь ограниченным количеством избыточно представленного материала, например кальция из известняков, магния из амфиболитов; SiO<sub>2</sub>, Al и Fe обычно занимают в рядах биологического поглощения последнее место. Мхи, растущие на кислых и средних породах, концентрируют Fe и Mg, а растущие на всех остальных магматических породах — Ca. Мхи поглощают элементы по существу не непосредственно из породы, а из материала, подготовленного уже деятельностью лишайников.

Следующие статьи посвящены выветриванию горных пород в нивальном поясе Центрального Тянь-Шаня (статья М. А. Глазовской), исследованию горнолуговых почв на диоритах Северного Кавказа (статья Е. И. Парфеновой) и преобразованию минералов сиенита на первых стадиях почвообразования (статья Е. А. Яриловой). Этими тремя работами охватываются процессы, под влиянием которых протекают первые стадии превращения породы в почву и формирования примитивных почв в области горных лугов.

М. А. Глазовская пришла к выводу, что наряду с термическим выветриванием в нивальном поясе имеет место и химическое, связанное с участием комплекса микроорганизмов: зеленых и синезеленых водорослей, диатомовых водорослей, бактерий, грибов и актиномицетов. В аккумуляции подвижных продуктов выветривания наиболее активная роль принадлежит водорослям. Часть водорослей аккумулирует кальций, некоторые зеленые водоросли — железо и, повидимому, спо-

<sup>1</sup> В 1950 г. за рецензируемую работу Президиумом Академии наук СССР автору была присуждена золотая медаль им. В. В. Докучаева.

способствуют образованию железо-марганцевых корок высокогорного загара.

Е. И. Парфенова выделяет в процессе образования примитивных горнолуговых почв из диоритов три группы минералов: устойчивых, слабо подвергающихся изменениям и неустойчивых. К устойчивым относятся кварц, циркон, титанит, прозрачный эпидот и магнетит. Ко второй группе относятся амфиболы: они способны дробиться и частично изменяться. Свежие плагиоклазы легче подвергаются изменениям, они обнаруживают явления серицитизации, в то время когда амфиболы еще свежи. Сюда же относятся и апатит. Неустойчивыми минералами являются хлориты и сосеритизированные и серицитизированные плагиоклазы.

В результате выветривания и почвообразования образуются 1) серицит за счет плагиоклазов, 2) бесцветная слюда (мусковит), связанная с измененными плагиоклазами и биотитом, 3) кальцит за счет кальция плагиоклазов и амфиболов (в данных условиях минерал эфемерный), 4) минералы глин (монтмориллонит и железистый монтмориллонит), 5) вторичный кварц, 6) органогенные формы аморфного кремнезема, 7) органогенный вавеллит.

Первичные минералы в выветрелой породе составляют 50—55%, измененные выветриванием — 45—50%. В примитивных почвах, развивающихся на диоритах, количество остаточного первичных минералов падает по сравнению с этими же минералами в породе на 10—20%, измененных выветриванием плагиоклазов в два с половиной раза, количество вадозных минералов, отсутствовавших в породе, составляет от 12 до 25% (в зависимости от степени развития почв), биолитов — 1—4%. Растения вызывают или биологическую концентрацию элементов (S, P, K, C), когда количество элементов в золе растения больше, чем в корнеобитаемой среде, или биологический захват (Mg, SiO<sub>2</sub>, Fe, Al), когда содержание элемента не превышает их содержания в этой среде. В растениях по сравнению с лишайниками и скальным мхом более резко выражена концентрация K и имеет место пониженный по сравнению с ними захват Fe и Al. Злаки активно захватывают кремнезем (при наличии концентрации кальция), манжетка и гвоздики — кальций.

Исследования Е. А. Яриловой принадлежат к аналогичной серии работ; ею изучено преобразование минералов сиенита на первых стадиях почвообразования. Материал был собран из высокогорной части Северного Кавказа. Примитивная горнолуговая почва характеризуется интенсивным разрушением плагиоклаза, хлорита и роговой обманки под влиянием лишайников и разнотрав.

Минеральные новообразования в мелкоземистом материале составляли около 30%. Обнаружена интенсивная серицитизация плагиоклазов под лишайниками, а также их частичный переход в минералы глин. Количество плагиоклазов снижается в мелкоземе наполовину; K-Na-полевые шпаты в значительно меньшей степени подвергаются изменениям (помутнение обнаруживается в лейстах плагиоклазовых вростков и по трещинам спайности). Разрушение вызывается кислыми выделениями гифов лишайников и корневыми волосками. Хлориты расщепляются по трещинам спайности и становятся в результате окисления бурыми. В результате резких смен окислительно-восстановительных и щелочно-кислотных условий образуются или минералы нонтронит-бейделлитового ряда, или кремне-глиноземистая субстанция (?), сохраняющая структуру исходного минерала.

Роговая обманка сначала дробится на мельчайшие обломочки, после чего подвергается разложению в тех же направлениях, что и хлорит.



Циркон, рутил, апатаз, сфен, цоизит не испытывают изменений. Количество апатита уменьшается в результате растворения; рудные минералы обохриваются.

Кварц встречается в мелкозем в виде аллотриоморфных зерен и выросших на них вторичных идиоморфных кристалликов.

В статье Д. Н. Иванова рассматривается миграция меди в почвах и роль медных удобрений в повышении урожайности, а в статье К. В. Веригиной — процессы передвижения и накопления железа при почвообразовании.

И. И. Феофарова описывает интересный случай образования псевдоморфоз кальцита по гипсу в почве и после небольших экспериментальных работ приходит к выводу, что их образование связано с действием на гипс  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  или  $\text{NaHCO}_3$ . Структура псевдоморфоз (рыхлых или плотных) связана с различной концентрацией ионов  $\text{HCO}_3^-$  или различием в действии  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}$ , входящих в состав природных растворов в почвах. Ею же обнаружен в почве арагонит в форме псевдомицелл. Размер арагонита от 0,1 до 0,2 мм. Большинство зерен сложены тонкими иглами или пластинками. Встречались сферолиты радиально-лучистого строения, также овально-лучистые тела. Оптические исследования и микрохимические реакции дали результаты, характерные для арагонита. Последний появляется в псевдомицеллах наряду с кальцитом, повидимому в связи с повышенным содержанием в почвенном растворе солей магния.

*И. И. Гинзбург*

### **В. В. Пономарева. Новые данные к познанию подзолообразовательного процесса**

Вестн. Ленингр. гос. унив., 1950, № 7, стр. 58—82

Чрезвычайно интересная работа, освещающая по-новому роль почвенных кислот в разложении ими минералов. Читателя-геолога совершенно необходимо ознакомить с кругом этих вопросов, на первый взгляд как бы чуждых геологии, на самом же деле тесно связанных с рудной геологией и гипергенной металлогенией.

В. В. Пономарева начинает с детального изложения истории вопроса. По ее словам, до настоящего времени нет полной ясности в понимании сущности подзолообразовательного процесса. Сибирцев, Костычев и другие объясняли образование подзолистых почв действием специфических для влажного климата креновых и апокреновых кислот: с первыми связывалось образование обесцвеченного горизонта, со вторыми — иллювиального бурого горизонта. Впоследствии Коссович, К. Д. Глинка, Гедройц и другие отводили перегнойным веществам не активную, а пассивную роль как веществам коллоидальной природы. В работе В. В. Пономаревой теории Гедройца о роли и значении воды и углекислоты почвенного воздуха при формировании подзолистых почв подвергаются детальной критике. Доказывается, что значение угольной кислоты преувеличено, что, по данным Роде, в почвенных растворах типичных подзолистых почв ни в свободном, ни в связанном виде угольной кислоты не содержится.

Диспергирование гуматной части почвенного поглощающего комплекса, вопреки мнению Гедройца, на самом деле не имеет места, так как свободная денатурированная гуминовая кислота в воде почти не растворима. Вынос из подзолистого горизонта продуктов распада минералов действием воды имеет место только для щелочных оснований; он

возможен для щелочноземельных оснований и почти невозможен для полуторных окислов. Представление о том, что полуторные окислы передвигаются под защитным действием диспергированной гуматной части поглощающего комплекса, т. е. соединений типа гуминовой кислоты, опровергается Роде, так как вследствие постоянного наличия кальция в горизонте А гуминовая кислота здесь свертывается и низкое ее содержание в подзолистых почвах объясняется не ее вымыванием, как обычно полагают, а тем, что в ходе разложения лесной подстилки ее образуется очень мало.

Иллювиальное накопление полуторных окислов в горизонте В объясняется двумя причинами: коагулирующим влиянием кальция нижних горизонтов и взаимным осаждением противоположно заряженных коллоидов. Однако само передвижение полуторных окислов возможно только в таких формах, которые не способны осаждаться кальцием.

Накопление полуторных окислов в горизонте В сопряжено большей частью с накоплением перегнойных веществ типа не гуминовых кислот, а таких органических веществ, которые растворимы в кислотах и не способны осаждаться кальцием в кислой и нейтральной среде. Такими кислотами являются креновая и апокреновая, объединяемые одним общим именем «фульвокислоты».

Этими высоко подвижными кислотами В. В. Пономарева объясняет подвижность полуторных окислов; меньшее значение она приписывает возможности коагуляции органических и минеральных коллоидов, взаимному осаждению кремнекислоты и полуторных окислов. Автор резко возражает против теории изоэлектрических осадков Маттсона, представляющей, по ее мнению, крайне выраженное коллоидно-химическое направление, дошедшее в вопросах подзолообразования до абсурдных утверждений, тем более что «сама основа этой теории построена на неверных представлениях об электроположительном характере подвижных коллоидных комплексов в подзолистом комплексе, когда на самом деле они заряжены отрицательно вследствие преобладания в них гумуса над полуторными окислами».

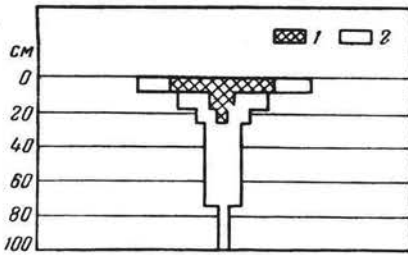
В последнее время Роде развиваются взгляды о возможной роли в подзолообразовании живых корневых систем растений, так как процесс минерального питания имеет характер обменной реакции между основанием почвы и водородом корневых выделений.

В. В. Пономарева возражает Роде; она считает, что этот процесс носит универсальный характер минерального питания растений, что он не может быть приложен к одному только зональному образованию подзола. В последнем случае значение имеет не только общая для всех почв обменная реакция, но и появление кислых растворов в результате определенного типа разложения растительных осадков.

Ремезов для объяснения оподзоливания уделяет внимание роли живых микроорганизмов, предполагая, что специфические виды микробов своим непосредственным живым и активным воздействием разрушают кристаллическую решетку минералов (повторение взглядов В. И. Вернадского и А. П. Виноградова). В. В. Пономарева не отрицает подобных возможностей, но сомневается, чтобы одним непосредственным воздействием микробов, игнорируя значение почвенных растворов, состав которых ими же формируется, можно было объяснить подзолообразовательный процесс.

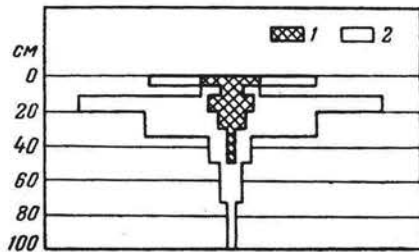
Автор придерживается взглядов В. Р. Вильямса, по которому подзолы образуются в результате сквозного промывания неблагоприятной для развития бактерий лесной подстилки аэробным грибным процессом раз-

ложения с выделением специфического продукта грибного синтеза — креновой кислоты, легко растворимой в воде в свободном виде или в ее солях. Из верхних горизонтов почвы удаляется карбонат кальция, всту-



Фиг. 1. Подзолистая почва Ленинградской области

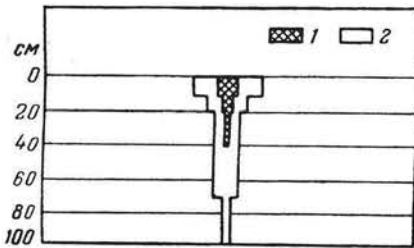
1 — гуминовые кислоты; 2 — фульвокислоты



Фиг. 2. Подзол Кольского полуострова

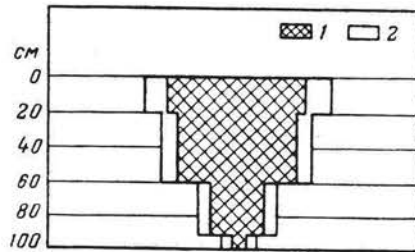
1 — гуминовые кислоты; 2 — фульвокислоты

пающий в обменную реакцию с креновой кислотой (образуется легко растворимый кренат кальция), затем удаляются свободные окислы железа и марганца, с которыми креновая кислота реагирует как с основаниями, образуя растворимые кренаты железа и марганца. Наконец, креновая



Фиг. 3. Дерново-подзолистая почва Московской области

1 — гуминовые кислоты; 2 — фульвокислоты



Фиг. 4. Чернозем

1 — гуминовые кислоты; 2 — фульвокислоты

кислота разлагает каолин, образуя растворимый кренат алюминия и кремнеземистую присыпку.

Для проверки своих предположений автор определил анализом в четырех различных почвах, взятых по отдельным горизонтам, содержание в них фульвокислот и гуминовых кислот. Результаты анализа приведены на фиг. 1—4.

Эти данные показывают, что для различных по географическому положению и минеральному составу подзолов характерно резкое преобладание фульвокислот над гуминовыми, в то время как в черноземе первые значительно уступают вторым. Преобладание фульвокислот характерно не только для подзолистых почв, но и для черноземов (И. В. Тюрин). Фульвокислоты в вертикальном распределении следуют параллельно изменению минерального состава подзолистых почв, обнаруживая максимум накопления в горизонте, где происходит накопление полуторных окислов.

Автору удалось изолировать фульвокислоты и изучить некоторые их свойства. Оказалось, что при концентрации их от 0,016 до 0,001N pH растворов изменяется от 2,36 до 3,56. Условная их диссоциация составляла 14,35%, т. е. фульвокислоты более диссоциированы, чем слабые органические кислоты, не говоря уже об угольной кислоте. Степень диссоциации растворов заметно повышалась от верхнего горизонта к нижним. В этом же направлении увеличивалась и емкость связывания их с основаниями.

Фульвокислоты, переходившие в раствор при промывании водой верхних горизонтов почвы, отличались еще более резко выраженными свойствами, чем фульвокислоты, находившиеся в том же горизонте в прочно связанном состоянии. Отсюда автор делает вывод, что наиболее легко мобилизуются и мигрируют вниз высокоактивные фракции фульвокислот.

Изучая характер реакций фульвокислот с основаниями, удалось установить, что те основания, которые легко вымываются из профиля подзолистых почв ( $R_2O$  и  $RO$ ), дают с фульвокислотами выеокорастворимые в эквивалентных отношениях соли, а те основания, которые наряду с передвижением способны к иллювиальному накоплению ( $R_2O_3$ ), при одних условиях образуют растворимые, при других — нерастворимые соединения.

Обменное разложение фульвокислотами карбоната кальция в 9—10 раз выше, чем растворяющее действие воды при обычном содержании в ней углекислоты.

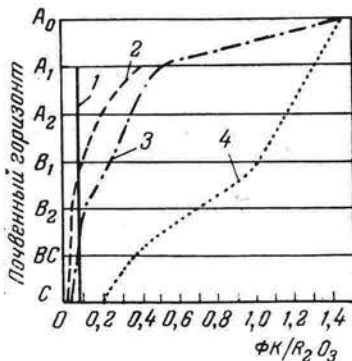
В подзолистых почвах наиболее характерной формой фульвокислот являются

их соединения с гидратами полуторных окислов, преимущественно с алюминием; при этом получаются соединения переменного состава.

Для подзолистых почв весьма характерна высокая растворимость фульвокислот в разбавленных минеральных кислотах на холоду, при этом выделяется большое количество гидратов полуторных окислов, ранее связанных с фульвокислотами.

На фиг. 5 показано количество  $R_2O_3$ , выделившееся из подзолистых почв из 0,5N сернокислой вытяжки. Для сравнения приводятся результаты аналогичных вытяжек из черноземных почв. По вертикальной оси нанесены почвенные горизонты, по горизонтальной — постепенно возрастающие отношения фульвокислот к подвижным гидратам полуторных окислов. Чем северо-западнее расположена исследованная почвенная разность, тем шире в верхней части профиля эти отложения.

В. В. Пономаревой были поставлены опыты по взаимному осаждению электродиализированных солей фульвокислот и полуторных окислов с отношениями на 1 весовую часть фульвокислот от 0,2 до 100 весовых частей  $R_2O_3$ . Результаты изображены на фиг. 6. Оказалось, что гидраты полуторных окислов зависят в своей миграционной способности не только от наличия в растворе определенного избытка фульвокислот, но и от степени разбавления растворов. С увеличением содержания фульвокислот и степени разбавления миграционная способность фульвокислот возрастает, и наоборот. Верхние горизонты подзолистых почв подвергаются



Фиг. 5. Количество  $R_2O_3$ , выделившееся из подзолистых почв из 0,5 N сернокислой вытяжки

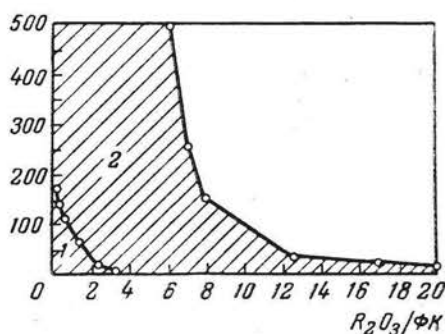
1 — чернозем; 2 — дерново-подзолистая почва Московской области; 3 — подзолистая почва Ленинградской области; 4 — породы Кольского полуострова

воздействию наиболее разбавленных и в то же время наиболее обогащенных фульвокислотами растворов, с чем связана их кислая реакция и способность к передвижению. На пути в горизонт В эти первоначальные свойства изменяются в противоположную сторону, отчего и происходит формирование иллювиального горизонта. Вода создает биохимическую среду для образования фульвокислот и через разбавление усиливает их агрессивное действие. Зона подвижности железа в 20 раз больше подвижности алюминия (фиг. 6); следовательно, для перевода в подвижное состояние гидроокислов железа требуется во много раз меньше фульвокислот, чем для перевода в раствор таких же количеств алюминия.

Полученные В. В. Пономаревой данные имеют большое значение не только для вопросов миграции окислов железа и глинозема, но также для проблемы выноса этих окислов и образования руд железа и алюминия. Становятся понятными условия образования красноземов и латеритов, их деградация и дальнейшая миграция.

Фульвокислоты не только содействуют миграции полуторных окислов, но непосредственно разлагают минерал в почвах. Ряд нижеуказанных минералов подвергся наставанию в растворе фульвокислот (навеска минералов 1 г, концентрация 0,25 мг на 1 мл) и параллельно в дистиллированной воде в течение 100 суток с четырехкратным сливом прозрачного раствора и заменой свежим. После фильтрации через мембранный ультрафильтр, выпаривания досуха (параллельно ставился глухой опыт) и последующего прокаливания полученное вещество подвергалось химическому анализу. Во время опытов отмечалось резкое изменение цвета минералов и быстрое усреднение фульвокислот.

Состав водных и фульвокислотных вытяжек после 100-дневного взаимодействия с минералами приведен в табл. 1.



Фиг. 6. Осаждение электродиализированных солей фульвокислот и полуторных окислов в опытах В. В. Пономаревой  
1 — гуминовые кислоты; 2 — фульвокислоты

Таблица 1  
Состав водных и фульвокислотных вытяжек

Состав исходного раствора и минералы	pH	Растворилось		Химический состав фульвокислотных вытяжек, мг на 1 г навески					
		в воде, %	в фульвокислотах, %	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	R <sub>2</sub> O по разности
Исходный раствор фульвокислот	3,52	—	—	0,00	6,00	3,00	0,00	0,00	0,0
Апатит . . . . .	4,05	0,42	3,18	4,2	10,4	0,5	8,4	2,1	5,2
Нефелин . . . . .	6,06	0,48	15,25	68,7	56,3	1,4	12,0	3,2	10,9
Роговая обманка	4,80	0,36	5,65	22,6	20,9	2,1	2,9	1,2	6,8
Микроклин . . .	3,92	0,21	2,25	3,4	3,3	0,5	3,1	1,7	10,5

Из приведенных данных ясно видно интенсивное воздействие фульвокислот на минералы и разная стойкость последних. Аналогичные 30-дневные опыты с каолином обнаружили в отстоявшихся и дополнительно отфильтрованных растворах на 1 г взятого вещества 52,5 мг прокаленного остатка с содержанием в нем 22,4 мг  $\text{SiO}_2$  и 26,0 мг  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , в растворе же чистой воды 3,0 мг прокаленного остатка с 1,4 мг  $\text{SiO}_2$  и 1,5 мг  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Незаконченные еще опыты с большим набором минералов (путем промывки на воронках водой и раствором фульвокислот), куда кроме указанных выше минералов входили еще биотит, мусковит, оливин и известняк, показали, что только один микроклин довольно устойчив к разлагающему действию фульвокислот, а биотит, нефелин, оливин и мусковит в высшей степени неустойчивы. Показательно, что в начале опыта быстрая фильтрация раствора фульвокислот через эти минералы вскоре резко замедляется, вероятно, в связи с освобождением гидратов полуторных окислов и кремнекислоты.

Опыты В. В. Пономаревой отличаются от ранее производившихся чистотой применявшихся кислот, исследованием несомненно растворимых продуктов разложения фульвокислотами и применением для опытов минералов. Недостатком опытов является отсутствие исследования оставшихся продуктов разложения оптическим, термическим и рентгенографическим методами.

Приведенный В. В. Пономаревой материал таков, что он может лечь в основу ряда выводов, связанных с процессами гипергенеза.

*Ш. Ш. Гюнбург*

#### **Л. И. Мартыненко. Причины образования кварцево-железистых пород в докембрии**

Учен. зап. Черновицкого гос. унив., 1950, т. 8, сер. геолого-географ. наук, вып. 2, стр. 35—47

#### **Л. И. Мартыненко. К вопросу об образовании богатых руд Кривого Рога**

Там же, стр. 75—87

Реферлируемые статьи Л. И. Мартыненко крайне интересны и весьма оригинальны.

Л. И. Мартыненко отрицает высказанные Н. М. Страховым взгляды на образование железистых роговиков как на выпадение осадков в слабосоленом мировом океане с невысоким рН, близким к рН речных вод, в результате чего удлинялся путь миграции железа и кремнезема. Указывая на особое положение железистых роговиков в стратиграфическом разрезе, Л. И. Мартыненко полагает, что этим не только определяются специфические условия отложения, но и получают отражение специфические условия выветривания континентов в докембрии. Автор пытается воссоздать эти условия. Он исходит из того, что выветривание является результатом физико-химических и биологических процессов. Первые, в зависимости от климатических условий, будучи изолированы от органических процессов, дают всегда щелочную реакцию растворов, кислая же реакция растворов (если отбросить окисление сульфидов, не играющих существенной роли) вызывается разложением органических осадков, главным образом растительных, накапливающихся в почве. Только

в почве происходит полное разложение первичных минералов до их свободных окислов, которые могут накапливаться, самостоятельно выноситься или, в результате синтеза, образовать минералы почв.

Совместная деятельность обоих процессов создает комплекс металло-органических соединений, которые определяют конкретный тип почвообразовательных процессов. Им выдвигаются в истории развития почвенного процесса в земной коре четыре стадии выветривания. Первая щелочная стадия не сопровождается фитоценозом в коре выветривания (рН 10,0—8,5), затем следует вторая щелочная стадия в коре выветривания с развитием травянистого фитоценоза (рН до 7,2). За время щелочных стадий происходит латеритный процесс, при котором имеет место миграция щелочей и кремнезема, а полуторные окислы накапливаются.

В третью стадию, нейтральную (рН больше или равен 7), развивается черноземный процесс, происходит разрушение минералов щелочной коры и образуется монтмориллонит второй генерации (первая генерация образовалась раньше, при щелочном выветривании). Накапливаются гуминовые кислоты и мало фульвокислот, миграция элементов в этой стадии ничтожна.

В последней, четвертой кислой подзолистой стадии (рН 6—7 и до 4,5) имеет место древесный фитоценоз, образуется большое количество фульвокислот, разрушаются все минералы щелочной коры, интенсивно развивается миграция алюминия и железа.

Во время этой стадии образуется сильно кислая кора, развивающаяся на болотах, синтезирующая фульвокислоты и сопровождающаяся интенсивной миграцией  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $CaO$ , а также синтезом каолинита и накоплением  $SiO_2$ . Только подзолистый процесс создает широкие возможности для миграции элементов. Почвообразовательные процессы в геологической истории возникли и развились до современного состояния в меру эволюции флоры на Земле.

Но так как в архее отсутствовала наземная растительность, то формирование зоны гипергенеза носило физико-химический характер и для этого времени характерна щелочная стадия выветривания.

Как же тогда объяснить освобождение и миграцию гидроокислов железа? Для этого автор привлекает распространение в архее гранитов, которым он приписывает палингенетическое образование из осадочных пород, существовавших до них. На гранитах развился пенеплен, а на нем — мощная кора латеритоподобного типа, продуцировавшая большое количество гидроокислов железа, которые пептизировали органическое вещество, делая их способными к миграции. Органическое же вещество доставлялось обильно распространенными водорослями в мелководных, периодически осушавшихся бассейнах, широко распространенных на пенеплене. Появление наземной растительности при наличии латеритной коры выветривания обусловило миграцию железа в протерозое. Существование же наземной растительности Л. И. Мартыненко доказывает наличием аспидных и углистых сланцев в саксаганской свите, а также углистого вещества в железистых роговиках и даже в богатых рудах. Он указывает на отложения лептохлоритовых и джеспилитовых прослоев при образовании роговиков первой саксаганской свиты.

Нам непонятно, зачем автору понадобилось придумывать четыре стадии развития коры выветривания, когда последние две в протерозое не могли иметь места. Хотя автор считает «надуманными, нереальными и ни в какой мере не соответствующими естественно идущим процессам выветривания» четыре стадии выветривания, предложенные Б. Б. Польшовым, в почвенном профиле они действительно соответствуют фактам.

Нам кажется, что предлагаемые автором четыре стадии развития процессов выветривания могут быть целиком отнесены к придуманным им стадиям развития почвообразовательного процесса в историко-геологическом аспекте.

По В. Р. Вильямсу, стадии развития этого процесса, начиная с послеледникового периода, идут от кислого к щелочному (от подзолистого к черноземному). Если принять развитие в протерозое мелководных континентальных бассейнов, периодически осушавшихся, как это полагает автор, то мы и в этом случае будем иметь кислый тип выветривания раньше щелочного.

Автор развивает фактически мысль о деградации латеритного профиля, развившегося при наступлении пресноводных бассейнов. Но все же фактов присутствия свободного глинозема в протерозойских (латеритовый процесс щелочной стадии) отложениях Кривого Рога не приводится. Имеющиеся многочисленные данные опорных скважин по Русской равнине очень часто обнаруживают остатки, корни допалеозойской коры выветривания, обычно представленные гидрослюдой и каолинитом, но не гиббситом или монтмориллонитом. Правда, допалеозойские бокситы кое-где у нас известны, но они залегают среди осадочных пород и не являются остаточными. Несомненно, что физико-химическое выветривание допалеозоя преобладало над биогенным, оно было более стерильным, но оно не обязательно должно было быть щелочным. Большое содержание в атмосфере  $\text{CO}_2$  и меньшее — кислорода вызывало большую насыщенность углекислотой грунтового воздуха и грунтовой воды, более слабую окисляющую способность закисных соединений железа, а при достаточном количестве влаги — более интенсивное разложение силикатов и усиленную миграционную подвижность железа не только в форме органических соединений, но и в форме бикарбонатов.

Изучение допалеозойских и палеозойских кор выветривания лишь начинается, и оно окажется весьма плодотворным для понимания генезиса разнообразных допалеозойских полезных ископаемых и осадочных пород.

Во второй статье «К вопросу об образовании богатых руд Кривого Рога» Л. И. Мартыненко объясняет обогащение окислами железа как непосредственным выщелачиванием кварца в руде, так и предварительным замещением кварца минералами монтмориллонит-каолиновой группы. Активный метасоматоз протекает как процесс замещения кварца монтмориллонитом, который сохраняется в виде заливообразных, внедряющихся в зерна кварца скоплений. В свою очередь монтмориллонит затем переходит в каолинит и сохраняется в рудах лишь изредка в виде пленок, непосредственно контактирующих с кварцем при неполном его выносе, а также в виде отдельных реликтов среди скоплений каолинита. В дальнейшем выщелачивается и каолинит, он остается только в виде пленок и изолированных скоплений. Этим автор объясняет десилицификацию джеспилита. Эти процессы наблюдаются при выносе кварца из рудных прослоев джеспилита и очень редко среди роговиковых прослоев. Они носят гипергенный характер.

Переход от джеспилита к магнетитово-мартитовым и гематитовым рудам (синькам) совершается за счет выноса кварца щелочными водами, а формирование рудных текстур и структур происходит при явно выраженном сжатии железных пород и без каких-либо метасоматических процессов или какой-либо миграции железа в момент формирования богатых руд.

После подобного образования богатых руд происходят вторичные эпигенетические процессы гидратации, частично сидеритизации, с частичным привносом железа, связанным с вертикальной миграцией. Эти



изменения носят, однако, местный и второстепенный характер. Последовательные изменения минерального состава руд от магнетита до гидрогематита указывают, что щелочные воды, под воздействием которых образовались богатые руды, содержали кислород и, следовательно, являлись вадозными. Таким образом, железные руды Кривого Рога являются, по мнению автора, результатом гипергенных процессов, имевших место в толще железистых пород, а богатые руды должны рассматриваться как зона окисления железистых пород.

*П. П. Гинзбург*

**Я. К. Писарчик. Материалы к характеристике древней коры выветривания северного склона Воронежского кристаллического массива**

Мат. по геол. Европейской части СССР, М., Госгеолиздат, 1952, стр. 45—52

В настоящее время детальное изучение ряда скважин, пробуренных в Среднерусской равнине, обнаруживает везде под палеозоем остатки древней коры выветривания допалеозойского или палеозойского возраста.

Я. К. Писарчик произвела петрографическое исследование образцов кернов скважин древней коры выветривания, залегающей под морскими осадочными отложениями живетского яруса на породах Воронежского докембрийского кристаллического массива. Мощность уцелевшей от размыва коры 7,5—8 м. Коренные породы представлены крупнокристаллическими микроклиново-биотитовыми гранитами, довольно сильно катаклазированными. Виолне свежих пород нет. В наиболее свежих породах разложению подверглись прежде всего плагиоклазы, затем биотит; зерна кварца, микроклина и рудных минералов не претерпели никаких изменений; сфен замещается лейкоксеном, биотит расщепляется по спайности на отдельные листочки, иногда образуя сноповидные агрегаты; наблюдается его постепенный переход в гидробиотит и хлорит.

В нижней трехметровой зеленовато-серой с белыми пятнами зоне, сложенной сильно выветрелым рыхлым гранитом, плагиоклазы нацело замещены гидрослюдой, в меньшей степени хлоритами и карбонатами. Биотит расщеплен с образованием сноповидных агрегатов, в периферической части нацело замещен хлоритом, местами каолинитом, и образует слюдисто-хлорито-каолинитовую тонкочешуйчатую породу. Рудные минералы в значительной части превращены в гидроокислы железа и лейкоксен. В небольшом количестве присутствуют карбонаты: кальцит в форме прожилков и скоплений и единичные сферолиты сидерита.

В вышележащей средней 2—2,5-метровой зоне, более рыхлой, глинистой и пористой, чем нижняя, полевые шпаты имеют однородную серую окраску и макроскопически уже неразличимы. Биотит замещен хлоритом и, возможно, гидробиотитом, местами превращенным в каолиниты. В хлоритово-каолинитовой массе образуются вермикулиты каолинита и бледнозеленого хлорита по биотиту. Кроме нацело замещенного плагиоклаза, наблюдается интенсивное разложение микроклина одновременно по всему зерну в виде равномерной сетки, при этом стадийных продуктов разложения, как в биотите, не наблюдается. Зерна кварца слегка корродированы и замещены по периферии хлоритово-каолинитовой массой; карбонатов имеется больше, чем в нижней зоне.

Светлосерая или почти белая верхняя зона мощностью в 2—2,5 м состоит в основном из бесцветной, местами бледнозеленой чешуйчатого

строения массы каолинита с примесью хлорита и, возможно, гидрослюды, из зерен кварца (местами корродированных), неизменных зерен циркона, псевдоморфоз гидроокислов железа по рудному минералу. Кроме того, в этой массе встречаются лейкоксен, кальцит, сидерит и пирит.

Термический анализ проб всей породы верхней зоны и класса  $< 0,001$  мм дал типичные остановки каолинита и гидрослюды. Каолинит из верхней зоны, в силу его пигментации гидроокислами железа (желтая окраска), имеет  $N_p = 1,570$  и  $N_g = > 1,575$ .

Кора выветривания, повидимому, весьма мощная, образовалась здесь в доживетское время и была почти целиком уничтожена последующей эрозией.

Таким образом, состав досреднедевонской коры выветривания здесь гидрослюдисто-каолинитовый. Образование карбонатов является результатом более поздних эпигенетических процессов инфильтрации.

*И. И. Гинзбург*

---

## Д. БИБЛИОГРАФИЯ

---

## БИБЛИОГРАФИЯ ПО КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

1950—1952 гг.

Составила *А. И. Сытина*<sup>1</sup>

### 1. ГЕОЛОГИЯ, МОРФОЛОГИЯ И ТИПЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

- Айзенверг Д. Е. Про турнейські та нижньовізейські відклади північного схилу Українського кристалічного масиву.— Допов. АН УРСР, № 6, 1951, стр. 393—396. Библиогр. 3 назв.
- Бакиров А. Г. К вопросу о третичной коре выветривания на Южном Урале.— Изв. Томск. политехн. ин-та им. С. М. Кирова, т. 65, вып. 2, 1950, стр. 263—270 с илл. Библиогр. 8 назв.
- Берг Л. С. О предполагаемой периодичности в образовании осадочных пород.— Учен. зап. Ленингр. гос. унив. им. А. А. Жданова, сер. геогр., вып. 8, 1952, стр. 6—68. Библиогр. с. 63—68.
- Боч С. Г. и Краснов И. П. О происхождении рельефа Урала в свете проблемы поисков полезных ископаемых.— Разведка недр, № 6, 1951, стр. 5—14.
- Гинзбург И. П. Латеритное выветривание, как источник бокситов. Минералогический состав и условия образования бокситов. (Обзор литературы за 1946—1950 гг.).— В кн.: Кора выветривания, вып. 1, М., АН СССР, 1952, стр. 247—250. Библиогр. 2 назв.
- Гинзбург И. П. Мезозойские карсты и связанные с ними полезные ископаемые на Урале.— Там же, стр. 89—99. Библиогр. 2 назв.
- Гинзбург И. П. и Яницкий А. Л. Древняя кора выветривания на Малкинском змевиновом массиве на Северном Кавказе.— Там же, стр. 7—22, 1 л. илл.
- Глазовская М. А. Выветривание горных пород в нивальном поясе Центрального Тянь-Шаня.— Тр. Почв. ин-та им. Докучаева, т. 34, 1950, стр. 28—48. Библиогр. 10 назв.
- Глазовская М. А. Рыхлае продукты выветривания горных пород и первичные почвы в нивальном поясе хребта Терской Ала-Тау.— Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 49, 1952, стр. 70—129. Библиогр. 25 назв.
- Глазовская М. А. Эоловые мелкоземистые накопления на ледниках хребта Терской Ала-Тау.— Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 49, 1952, стр. 55—69, с илл. Библиогр. 12 назв.
- Добровольский Г. В. О красноцветных почвах южного берега Крыма.— Вести Моск. гос. унив., № 9, 1950, стр. 123—137, 6 табл. Библиогр. 26 назв.
- Дубинский А. Я. Об альб-сеноманских континентальных отложениях и коре древнего выветривания восточной части Большого Донбасса и прилегающих с юга территорий.— ДАН СССР, т. 81, № 3, 1951, стр. 445—448. Библиогр. 6 назв.
- Еремин В. К. и Корин И. З. Пример многотипной древней коры выветривания в Казахстане.— В кн.: Кора выветривания, вып. 1, М., АН СССР, 1952, стр. 64—72, с илл.
- Захаревич В. А. Условия формирования угленосной толщи Ангрена.— Тр. гос. союз. геол.-развед. треста «Средазуглеразведка», вып. 1, 1950, стр. 11—77, с илл. Библиогр. 23 назв.
- Каштанов С. Г. История образования карста Татарской АССР в четвертичное время.— Учен. зап. Казан. гос. унив., т. 111, кн. 1, 1951, стр. 135—139. Библиогр. 5 назв.

<sup>1</sup> Библиограф Сектора специальных библиотек АН СССР.

- К о л о с о в Д. М. Древняя кора выветривания в северо-восточной Якутии.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952, стр. 23—25.
- Кора выветривания. Геология, минералогия, процессы выветривания, минеральные месторождения, вып. 1, М., АН СССР, 1952, 265 стр., с илл. Библиогр. стр., 271—277.
- К о р и н И. З. Образование месторождений выветривания в зависимости от геологического строения.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1950, стр. 139—153, с илл.
- К р и г е р Н. П. Опыт комплексного геологического и грунтоведческого изучения лёссов Киргизии.— Материалы по инженерной геологии, вып. 1, М., Металлургиздат, 1951, стр. 36—55, с илл. Библиогр. 28 назв.
- К р и г е р Н. П. Лёсс и географическая среда.— ДАН СССР, т. 86, № 6, 1952, стр. 1191—1194. Библиогр. 5 назв.
- Л а м а к и н В. В. Об открытии третичных отложений в Баргузинской долине.— Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., т. 27, вып. 2, 1952, стр. 65—68.
- М а р к о в К. К. Палеогеография (Ист. землеведение). М., Географгиз, 1951, 276 стр., с илл. и карт., 1 л. карт. Библиогр. наук, стр. 270—274.
- М и р о п о л ь с к и й Л. М. О зоне и корах выветривания в Татарии.— Изв. Казан. фил. АН СССР, сер. геол. наук, вып. 1, 1950, стр. 47—55. Библиогр. 8 назв.
- М и р о п о л ь с к и й Л. М. Об особенностях гипергенных изменений в красноватых толщах среди пермских отложений в Поволжье и Прикамье.— Учен. зап. Казан. гос. унив. им. В. И. Ульянова-Ленина, т. 110, кн. 5, геология, 1950, стр. 59—64.
- М и р о п о л ь с к и й Л. М. Первичная и вторичная минерализация в пермских отложениях Татарии.— Учен. зап. Казан. гос. унив., т. 112, кн. 2, геология, 1952, стр. 137—142.
- М о р о з о в С. С. Новое в решении проблемы лёсса.— Учен. зап. Моск. гос. унив. им. М. В. Ломоносова, вып. 149, грунтоведение, кн. 2, 1952, стр. 3—36. Библиогр. 17 назв.
- П а л ь в е л е в В. Т. Хроматографическое разделение элементов на естественных сорбентах.— В кн.: Кора выветривания, вып. 1, М., АН СССР, 1952, стр. 158—165, с илл. Библиогр. 10 назв.
- П е р е л ь м а н А. П. Об одной особенности геохимии современных пустынь.— Природа, № 12, 1951, стр. 45—46. Библиогр. 13 назв.
- П и с а р ч и к Я. К. Материалы к характеристике древней коры выветривания северного склона Воронежского кристаллического массива.— Материалы по геологии Европейской части СССР. М., Госгеолгиздат, 1952, стр. 45—53, с илл. Библиогр. 9 назв.
- Р о з а н о в А. Н. Сероземы Средней Азии.— М., АН СССР, 1951, 460 стр., с илл. 1 л. илл. Библиогр. стр. 442—456.
- С а м о д у р о в П. С. Древняя кора выветривания на осадках среднего карбона в юго-восточной части Донбасса.— В кн.: Кора выветривания, вып. 1, М., АН СССР, 1952, стр. 73—86, с илл. Библиогр. 4 назв.
- С у б б о т и н С. І. Закономірності розподілу щільності порід Львівської мульди.— Геол. журн. АН УРСР, т. 11, вып. 1, 1951, стр. 67—70.
- С у х о в И. М. Древнейшая кора выветривания на территории Молдавской ССР.— В кн.: Кора выветривания, вып. 1, стр. 87—88. Библиогр. 6 назв.
- Ф л о р е н с к и й В. П. и Л а п и н с к а я Т. А. Петрографические особенности докембрийских пород одного из районов восточной части Пензенской области. ДАН СССР, т. 80, № 1, 1951, стр. 93—96. Библиогр. 16 назв.
- Ф р и д л а н д В. М. Древние коры выветривания в Закарпатской области УССР и формирующиеся на них почвы.— ДАН СССР, т. 71, № 2, 1950, стр. 379—381. Библиогр. 4 назв.

## 2. МИНЕРАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ<sup>1</sup>. МЕТАЛЛЫ. ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ

- А л ь б о в М. Н. О формах миграции золота в зоне окисления рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952, стр. 41—53. Библиогр. 30 назв.
- А н д р у щ е н к о П. Ф. О фации марганитовых руд в Полуночном месторождении на Северном Урале.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1950, стр. 139—145, с илл.
- Г и н з б у р г И. П. и К о р и н И. З. Задачи рудничной геологии при эксплуатации никелевых месторождений, связанных с корой выветривания.— Горн. журн., № 5, 1951, стр. 7—10.
- Г р я з н о в В. П. О марганитовых рудах Никопольского марганцевого месторождения.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1950, стр. 97—111, с илл. Библиогр. 8 назв.

<sup>1</sup> См. также раздел «Геология, морфология и типы выветривания».

- Иванов Д. Н. Распространение меди в почвах и роль медных удобрений в повышении урожайности сельскохозяйственных культур.— Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. 34, 1950, стр. 143—189, с илл. Библиогр. стр. 187—189.
- Корин И. З. Как искать руды никеля. М., Госгеолиздат, 1952, 48 стр., с илл.
- Кротов Б. П. Типы пресных озер и образующиеся в них руды.— ДАН СССР, т. 71, № 5, 1950, стр. 907—910. Библиогр. 12 назв.
- Кротов Б. П. К вопросу о генезисе морских месторождений марганца.— ДАН СССР, т. 77, № 1, 1951, стр. 93—95. Библиогр. 16 назв.
- Малюга Д. П. Опыт применения почвенно-флористического метода разведки в условиях Зауральской степной провинции.— ДАН СССР, т. 76, № 2, 1951, стр. 231—233, с илл. Библиогр. 5 назв.
- Мартыненко Л. П. К вопросу об образовании богатых руд Кривого Рога.— Учен. зап. Черновицкого гос. унив., т. 8, сер. геол. геогр., наук, вып. 2, 1950, стр. 75—87. Библиогр. 21 назв.
- Мартыненко Л. П. Причины образования кварцево-железистых пород в докембрии.— Учен. зап. Черновицкого гос. унив., т. 8, сер. геол.-геогр. наук, вып. 2, 1950, стр. 35—48, 2 л. схем. Библиогр. 16 назв.
- Поваренных А. С. Об одной особенности процесса лимонитизации окислов железа из Кривого Рога.— ДАН СССР, т. 85, № 6, 1952, стр. 1345—1347. Библиогр. 5 назв.
- Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. 2-е изд. М., АН СССР, 1951, 336 стр., с илл., 1 л. портр. Библиогр. 133 назв.
- Точилин М. С. О классификации и диагностике бурых железняков на примере Липецкого месторождения.— ДАН СССР, т. 80, 1951, № 4, стр. 665—667. Библиогр. 4 назв.
- Точилин М. С. О первичном происхождении оолитового гидрогетита среди сидерито-шамозитовых руд.— ДАН СССР, т. 87, № 2, 1952, стр. 269—271. Библиогр. 3 назв.
- Усатая Е. С. Об окислении молибденита в водных растворах.— Зап. Всес. мин. общ., 2 сер., ч. 81, № 4, 1952, стр. 298—303. Библиогр. 6 назв.
- Черенин В. К. Минералогия и генезис вторичных зон одного сульфидного месторождения Алтая.— Изв. Томск. политехн. ин-та им. С. М. Кирова, т. 65, вып. 2, 1950, стр. 207—232, с илл.
- Чухров Ф. В. О древнем возрасте зоны окисления месторождений степной части Казахстана.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1952, стр. 102—110. Библиогр. 9 назв.
- Щербина В. Н. Процессы континентального гипсонакопления и их роль в формировании ископаемых гипсоносных отложений.— Тр. Геол. ин-та, Киргиз. фил. АН СССР, вып. 2, 1951, стр. 5—15. Библиогр. 20 назв.
- Яницкий А. Л. Магнетит поверхностного происхождения в лептохлоритовых породах на Северном Кавказе.— ДАН СССР, т. 79, № 2, 1951, стр. 311—313. Библиогр. 1 назв.

### 3. МИНЕРАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ. НЕМЕТАЛЛЫ

- Белянкин Д. С. и Петров В. П. Петрографический состав и происхождение асканских глин.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1950, стр. 33—44, с илл. Библиогр. 13 назв.
- Бобровник Д. П. Молодятинская отбеливающая глина.— ДАН СССР, т. 80, № 6, 1951, стр. 933—936. Библиогр. 9 назв.
- Вахрушев В. А. О красноцветных нижекарбонных глинистых сланцах окрестностей селения Белогорки (Северная Киргизия).— Тр. Геол. ин-та Киргиз. фил. АН СССР, вып. 2, 1951, стр. 81—84. Библиогр. 3 назв.
- Гончаров В. В. Огнеупорные глины Боровичско-Любытинского района. Задавание, состав, свойства, генезис и применение.— М., Металлургиздат, 1952, 236 стр. со схем. Библиогр., стр. 226—235 (168 назв.).
- Комлев А. И. Львовский глауконит как сырье для водоумягчения и для производства красок.— Минералог. сб. Львов. геол. общ., № 5, 1951, стр. 355.
- Кузнецов А. М. и Игнатьев Н. А. Химическая характеристика вапов.— ДАН СССР, т. 76, № 2, 1951, стр. 257—259. Библиогр. 4 назв.
- Перельман А. П. Известковые конкреции Каракумов и Кызылкумов.— ДАН СССР, т. 78, № 5, 1951, стр. 1001—1004. Библиогр. 8 назв.
- Самойлов В. Ф. и Мельников И. И. Каолин. М., Госгеолиздат, 1951. 235 стр., с илл. Библиогр., стр. 225—232.
- Соболев Н. Д. Образование серпентина в условиях древнего гипергенеза.— Магнезиальные горные породы. М., Госгеолиздат, 1951, стр. 54—56, с илл.

- Соболев Н. Д. Серпентины СССР. Классификация, химический состав и свойства минералов группы серпентина.— Там же, стр. 3—45, с илл. Библиогр. стр. 43—45.
- Соловченко В. П. Генезис Уссурийских месторождений графита.— Тр. Иркутск. гос. унив. им. А. А. Жданова, т. 3, вып. 3, сер. геол., 1950, стр. 14—27. Библиогр. 3 назв.
- Франк-Каменецкий В. А. Глинистая масса в пустотах баритовых жил Джаланкола (Северный Кавказ).— Учен. зап. Ленингр. гос. унив. им. А. А. Жданова, сер. геол. наук, вып. 1, 1950, стр. 142—162, с илл. Библиогр. 31 назв.
- Шамрай П. А. Некоторые сведения о генетической природе месторождений белых глин Ростовской области.— Учен. зап. Ростов на Дону гос. унив., т. 17, Труды геол.-геогр. фак., вып. 4, 1952, стр. 55—62.
- Яковлева М. Е. Минералого-петрографическое исследование глин и каолинов.— Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та строит. керамики, вып. 6, 1952, стр. 100—125, с илл. Библиогр. 8 назв.

#### 4. МИНЕРАЛЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

- Айдинян Р. X. О минералах предколлоидной фракции почв.— ДАН СССР, т. 83, № 2, 1952, стр. 291—294. Библиогр. 2 назв.
- Алентьев А. А. и Бардина Н. Т. Характеристика кристаллических форм  $MgO$ , получаемых из природных растворов.— Минералог. сб. Львов. геол. общ., № 5, 1951, стр. 261—266.
- Белевцев Я. М. Минерал гидрогематит та його роль в рудоутворенні Кривого Рогу.— Геол. журн. АН УРСР, т. 11, вып. 3, 1951, стр. 3—16. Библиогр. 9 назв.
- Белянкин Д. С. и Лацин В. В. Об одном новом минералообразовании в процессе выветривания феррованадиевых шлаков.— ДАН СССР, т. 78, № 1, 1951, стр. 107—110. Библиогр. 2 назв.
- Белянкин Д. С. и Феодотьев К. М. Каолин и аллофаноиды. Термооптические данные и явления усадки при нагревании.— Зап. Всес. мин. общ., 2 сер., ч. 80, вып. 2, 1951, стр. 88—93. Библиогр. 3 назв.
- Бенеславский С. И. Каолинит в бокситах и его генезис.— ДАН СССР, т. 81, № 6, 1951, стр. 1121—1123. Библиогр. 2 назв.
- Бенеславский С. И. Бёмит и его породообразующая роль в бокситах.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952, стр. 54—62. Библиогр. 6 назв.
- Беус А. А. Магнийфиллит и манганконинкит — новые минералы из пегматитов Туркестанского хребта.— ДАН СССР, т. 73, № 6, 1950, стр. 1267—1269. Библиогр. 1 назв.
- Бобровник Д. П. Брейнерит из соленосных глин Предкарпатья.— Минералог. сб. Львов. геол. общ., № 4, 1950, стр. 302—306. Библиогр. 6 назв.
- Бобровник Д. П. Ярозит Прикарпатья.— Минералог. сб. Львов. геол. общ., № 5, 1951, стр. 329—333. Библиогр. 3 назв.
- Бушинский Г. И. Морденит в морских отложениях юры, мела и палеогена.— ДАН СССР, т. 73, № 6, 1950, стр. 1271—1274. Библиогр. 10 назв.
- Бушинский Г. И. О выветривании фосфоритов.— В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Сб. статей. Памяти акад. А. Д. Архангельского. М., АН СССР, 1951, стр. 593—600. Библиогр. 16 назв.
- Вахрушев В. А. К минералогии глин третичных отложений Северной Киргизии.— Зап. Всес. мин. общ., 2 сер., ч. 81, № 3, 1952, стр. 216—219. Библиогр. 8 назв.
- Вейц Б. И. Делафоссит в рудах Алтайских полиметаллических месторождений.— Изв. АН Казах. ССР, № 103, сер. геол., вып. 13, 1951, стр. 36—39, с илл. Библиогр. 2 назв.
- Виколова М. Ф., Звягин Б. Б., Погансен П. В. и Михеев В. И. Минералогическое исследование глауконита из девонских отложений Воронежской области.— Мат. по геол. Европейской части СССР. М., Гостеолиздат, 1952, стр. 54—61.
- Гершойг Ю. Г. О природе рудного минерала так называемых красковых руд в Криворожье.— Минералог. сб. Львов. геол. общ., № 5, 1951, стр. 187—192, с илл. Библиогр. 12 назв.
- Гинзбург И. И. и Рукавишникова П. А. Бэта-керолит ( $3MgO \cdot 3SiO_2 \cdot 3H_2O$ ).— Зап. Всес. мин. общ., 2 сер., ч. 79, вып. 1, 1950, стр. 33—44. Библиогр. 9 назв.
- Гинзбург И. И. и Рукавишникова П. А. Ферригаллуазит и ферригаллуазитовые глины.— Минералог. сб. Львов. геол. общ., № 4, 1950, стр. 133—153, с илл. Библиогр. 4 назв.

- Гинзбург И. И. и Рукавишников А. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., АН СССР, 1951, 714 стр. Библиогр. стр. 697—705.
- Гинзбург И. И. и Рукавишников А. А. Пеликаниты и опалы Кос-Шоку (Северный Казахстан) и сравнение их с украинскими.— В кн.: Кора выветривания, вып. 1, М., АН СССР, 1952, стр. 138—157, с илл. и табл. Библиогр. 8 назв.
- Горжевская С. А. Разновидности смитсонита.— Минералог. сб. Львов. геол. общ., № 5, 1951, стр. 324—329, 1 л. илл. Библиогр. 2 назв.
- Грицаенко Г. С., Айдинян Н. Х. и Бутузов В. П. Об айдырлите из Ново-Айдырлинского месторождения на Южном Урале.— Зап. Всес. мин. общ., 2 сер., ч. 79, № 1, 1950, стр. 28—32. Библиогр. 3 назв.
- Иванкин Г. А. Отрицательные формы кристаллов диоксида из Карышского района Хакасии.— Изв. Томск. политехн. ин-та им. С. М. Кирова, т. 65, вып. 2, 1950, стр. 253—258, с илл.
- Коссовская А. Г. О минералогическом составе глин продуктивной толщи Апшеронского полуострова.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1950, стр. 114—132, с илл. 1 л. табл. Библиогр. 6 назв.
- Кохановский П. П. Коллоидно-дисперсные минералы продуктов современного выветривания палеоандезитов Ростовской области.— Учен. зап. Ростов-на-Дону гос. ун-в., т. 17, тр. геол.-геогр. фак., вып. 4, 1952, стр. 63—67. Библиогр. 9 назв.
- Лазаренко Е. К. Силикаты из кварцево-карбонатных жил Нагольного кража.— Минералог. сб. Львов. геол. общ., № 4, 1950, стр. 95—114, с илл. Библиогр. 15 назв.
- Лесняк В. Ф. Материалы по минералам коры выветривания эффузивов Закарпатья.— Минералог. сб. Львов. геол. общ., № 5, 1951, стр. 127—148, с илл. Библиогр. 16 назв.
- Логвиненко Н. В. Аутигенные минералы продуктивной толщи Донецкого карбона.— Там же, стр. 227—242. Библиогр. 25 назв.
- Махилин В. А. К минералогии глауконитов олигоценовых отложений Украинского кристаллического массива.— Там же, стр. 219—226.
- Миропольский Л. М. и Ковязин Н. М. Об арагоните у д. Долиновки в Татарии.— Зап. Всес. мин. общ., 2 сер., ч. 79, вып. 3, 1950, стр. 196—202. Библиогр. 6 назв.
- Миропольский Л. М. и Миропольская Г. Л. Новые данные о галените в девонских отложениях на юго-востоке Татарии.— ДАН СССР, т. 83, № 6, 1952, стр. 903—905. Библиогр. 4 назв.
- Мчедlishvili-Петросян О. П. К вопросу общей теории активности глинистых минералов.— Сообщ. АН Груз. ССР, т. 13, № 6, 1952, стр. 355—357. Библиогр. 8 назв.
- Перельман А. И. Пальгорскит в ископаемых и реликтовых пустынных солончаках Средней Азии.— ДАН СССР, т. 71, № 3, 1950, стр. 541—543. Библиогр. 6 назв.
- Переляев А. П. Ассоциация самородного золота и самородной меди супергенного происхождения.— Зап. Всес. мин. общ., 2 сер., ч. 80, вып. 4, 1951, стр. 289—291, 1 л. илл.
- Поваренных А. С. О некоторых продуктах гипергенного изменения топаза и мусковита.— ДАН СССР, т. 75, № 1, 1950, стр. 107—110. Библиогр. 6 назв.
- Ратеев М. А. Глинистые минералы в донных осадках Аральского моря.— ДАН СССР, т. 86, № 5, 1952, стр. 997—1000. Библиогр. 5 назв.
- Ратеев М. А. Глинистые минералы в донных осадках Южного Байкала.— ДАН СССР, т. 82, № 6, 1952, стр. 981—983. Библиогр. 1 назв.
- Ренгартен Н. В. Ломонит и анальцит из нижнеюрских отложений на Северном Кавказе.— ДАН СССР, т. 70, № 3, 1950, стр. 485—488. Библиогр. 4 назв.
- Савич-Заблоцкий К. Н. Известковые конкреции и сферосидериты из юрских отложений Карадага.— Минералог. сб. Львов. геол. общ., № 4, 1950, стр. 189—196, с илл.
- Седлецкий И. Д. Новая разновидность глинистого минерала.— Природа, № 10, 1950, стр. 48.
- Седлецкий И. Д. Новый минерал — магниймонтмориллонит.— Природа, № 2, 1951, стр. 61—62.
- Седлецкий И. Д. Коллоидно-дисперсные минералы и эоловое происхождение лёсса нижнего Дона.— ДАН СССР, т. 81, № 5, 1951, стр. 909—912. Библиогр. 10 назв.
- Седлецкий И. Д. Коллоидно-дисперсные минералы в помощь решению некоторых вопросов метаморфизма пород.— ДАН СССР, т. 86, № 3, 1952, стр. 621—623. Библиогр. 2 назв.



- Седлецкий И. Д. Коллоидно-дисперсные минералы и генезис песчаного лёсса возвышенности Карабиль в Туркмении.— ДАН СССР, т. 86, № 4, 1952, стр. 819—822. Библиогр. 4 назв.
- Седлецкий И. Д. Пороодообразующие минералы и типы белых глин Ростовской области и закономерности их распределения.— Учен. зап. Ростов-на-Дону гос. унив., т. 17, Тр. геол.-геогр. фак., отд. геол., вып. 4, 1952, стр. 29—53. Библиогр. 15 назв.
- Сердюченко Д. П. Кальциевый ярозит.— ДАН СССР, т. 78, № 2, 1951, стр. 347—350. Библиогр. 6 назв.
- Сердюченко Д. П. О некоторых магнезиально-железистых слюдах.— Зап. Всес. мин. общ., 2 сер., ч. 80, вып. 3, 1951, стр. 175—181. Библиогр. 21 назв.
- Сердюченко Д. П. Сидероплезит из девонских осадочных пород на Южном Тимане.— Зап. Всес. мин. общ., 2 сер., ч. 80, вып. 1, 1951, стр. 72—75, с илл. Библиогр. 3 назв.
- Сердюченко Д. П. Минералы коры выветривания на змеевиках реки Малки.— В кн.: Кора выветривания, вып. 1, М., АН СССР, 1952, стр. 23—63, с илл., 5 л. илл. Библиогр. 27 назв.
- Сердюченко Д. П. и Молева В. А. Хромшпинелиды из Малкинского ультраосновного массива.— ДАН СССР, т. 78, № 6, 1951, стр. 1203—1206. Библиогр. 2 назв.
- Сердюченко Д. П. и Чирков П. Н. Хлориты из скарных зон в бассейне Ангары.— ДАН СССР, т. 80, № 3, 1951, стр. 429—432, с илл. Библиогр. 2 назв.
- Сидоренко Е. К минералогии карбонатов Вышковского района.— Минералог. сб. Львов. геол. общ., № 4, 1950, стр. 197—206, с илл. Библиогр. 6 назв.
- Смольянинов Н. А. и Синегуб Е. С. Определитель гипергенных минералов. М., Госгеолгиздат, 1950, 259 стр.
- Сумин Н. Г. и Лашева Н. К. Новые разновидности хризоколлы типа планшеита в Меднорудянске на Урале.— Тр. Мин. музея АН СССР, вып. 3, 1951, стр. 106—121. Библиогр. 10 назв.
- Точилин М. С. Реликтово-метасоматические микроструктуры бурых железняков и их геохимическое значение.— Минералог. сб. Львов. геол. общ., № 4, 1950, стр. 155—162, с илл. Библиогр. 5 назв.
- Точилин М. С. О минералогической сущности турьита.— ДАН СССР, т. 81, № 1, 1951, стр. 75—76. Библиогр. 3 назв.
- Феофарова И. И. Арагонит в почвах.— Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. 34, 1950, стр. 207—209, 1 л. илл. Библиогр. стр. 209.
- Феофарова И. И. Псевдоморфозы кальцита по гипсу в почвах.— Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. 34, 1950, стр. 202—206, 1 л. илл. Библиогр., стр. 206.
- Цыганов Е. М. Окислы и гидроокислы железа в пегматитах Волыни.— Минералог. сб. Львов. геол. общ., № 5, 1951, стр. 179—186, с илл., 3 л. илл. Библиогр. 5 назв.
- Чередищенко Л. П. О гейландите из андезитов Каракубы в Донбассе.— Минералог. сб. Львов. геол. общ., № 4, 1950, стр. 315—316, с илл.
- Черепнин В. К. О «сидерите» Базырских месторождений.— Изв. Томск. политехн. ин-та им. С. М. Кирова, т. 65, вып. 2, 1950, стр. 279—280. Библиогр. 3 назв.
- Чухров Ф. В. Конихальцит из месторождения Кызылэспе в Казахстане.— Зап. Всес. мин. общ., 2 сер., ч. 80, вып. 2, 1951, стр. 152—153. Библиогр. 1 назв.
- Чухров Ф. В. Миметезит и скородит в степной части Казахстана.— Тр. Мин. музея АН СССР, вып. 3, 1951, стр. 144—146.
- Чухров Ф. В. Некоторые данные о парагенезисе азурита в месторождениях степной части Казахстана.— Зап. Всес. мин. общ., 2 сер., ч. 80, вып. 3, 1951, стр. 213—214.
- Чухров Ф. В. Новые данные о лаксманите.— Тр. Мин. музея АН СССР, вып. 3, 1951, стр. 143—144.
- Чухров Ф. В. и Аносов Ф. Я. Медмонтит — медистый минерал из группы монтмориллонита.— Зап. Всес. мин. общ., 2 сер., ч. 79, вып. 1, 1950, стр. 23—27. Библиогр. 5 назв.
- Чухров Ф. В. и Аносов Ф. Я. О природе хризоколл.— Зап. Всес. мин. общ., 2 сер., ч. 79, вып. 2, 1950, стр. 127—136. Библиогр. 9 назв.
- Штайн Л. Б. Гидроромеит некоторых сурьмяных месторождений Союза.— Зап. Всес. мин. общ., 2 сер., ч. 79, вып. 1, 1950, стр. 63—65.
- Щербина В. Н. «Аморфный» доломит и доломито-кальцит в серпентинитах Казахстана.— ДАН СССР, т. 72, № 1, 1950, стр. 119—120.

- Щербина В. Н. Глауберит, глауберитовые породы и их кора выветривания. Фрунзе. Изд. Киргиз. ФАН СССР, 1952, 132 стр., с илл. Библиогр. стр. 128—131 (75 назв.).
- Юсупова С. М. Новый путь образования монтмориллонита.— ДАН СССР, т. 75, № 3, 1950, стр. 445—447. Библиогр. 2 назв.
- Юсупова С. М. Опыт расчленения немых красноцветных толщ неогена Южно-таджикской депрессии по признаку минералогического состава.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1950, стр. 139—142.
- Яхонтова Л. К. Ломонтит из Дашкесана.— Вестн. Моск. гос. унив., № 8, 1950, стр. 69—77. Библиогр. 16 назв.
- Яхонтова Л. К. О водных карбонатах Малкинского змеевикового массива на Кавказе.— Зап. Всес. мин. общ., 2 сер., ч. 81, вып. 1, 1952, стр. 58—63. Библиогр. 13 назв.
- Яхонтова Л. К. О медистых разновидностях хризоколлы.— Вестн. Моск. гос. унив., № 6, 1952, стр. 123—130.

### 5. ПРОЦЕССЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

- Агаркова Г. А. Выщелачивание медных окисленных минералов, характерных для месторождений СССР.— Цвет. мет., № 1, 1950, стр. 35—41, с илл.
- Ассинг П. А. Органическое вещество начальных стадий почвообразования.— Изв. АН Казах. ССР, сер. почв., вып. 6, 1950, стр. 101—108. Библиогр. 7 назв.
- Веригина К. К. К вопросу о процессах передвижения и накопления железа при почвообразовании.— Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. 34, 1950, стр. 190—201. Библиогр. стр. 201.
- Выветривание и почвообразование. Сб. статей, под ред. акад. Б. Б. Полюнова и И. В. Тюрина.— Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. 34, 1950, 211 стр., с илл., 17 л. илл. Библиогр. в конце статей.
- Гинзбург И. И. Роль сорбционного разделения ионов в геологии.— В кн.: Кора выветривания, вып. 1, М., АН СССР, 1952, стр. 166—170.
- Дмитренко О. И. и Каргин В. А. Искусственное выветривание и синтез минералов при электролизе.— Коллоидн. журн., т. 13, № 4, 1951, стр. 259—266. Библиогр. 2 назв.
- Добровольский Г. В. Изменение химического и минералогического состава концентрически-скорлуповатой отдельности выветривающегося диорита по мере перехода от ядра отдельности к ее периферии.— Учен. зап. Моск. гос. унив. им. М. В. Ломоносова, вып. 141. Почвоведение, 1952, стр. 175—183. Библиогр. 8 назв.
- Корин П. З. Окремненные змеевики в коре выветривания.— В кн.: Кора выветривания, вып. 1, М., АН СССР, 1952, стр. 100—137, с илл. Библиогр. 11 назв.
- Крестовников А. Н. и Агаркова Г. А. К теории интенсивного выщелачивания.— Юбилейный сборник научных трудов Моск. ин-та цвет. металлов и золота им. М. И. Калинина, 1930—1950, вып. 20, М., Металлургиздат, 1950, стр. 109—117, с илл.
- Кротов Б. П. Выделение гидроокислов железа и марганца в озерах.— ДАН СССР, т. 71, № 3, 1950, стр. 533—536. Библиогр. 3 назв.
- Кротов Б. П. Метасоматические замещения в озерных рудных осадках различного типа в разные стадии жизни озер.— ДАН СССР, т. 73, № 6, 1950, стр. 1263—1266. Библиогр. 5 назв.
- Кротов Б. П. О разделении алюминия, железа и марганца при выпадении из раствора в водных бассейнах.— ДАН СССР, т. 78, № 3, 1951, стр. 531—534. Библиогр. 15 назв.
- Кротов Б. П. Об источниках железа для образования осадочных месторождений железных руд.— ДАН СССР, т. 81, № 5, 1951, стр. 897—900. Библиогр. 14 назв.
- Ладохин Н. П. Оригинальные формы выветривания гранита.— Природа, № 10, 1952, стр. 98—99.
- Новороссова Л. Е. Развитие подзолистого периода почвообразования на гранитах.— Вестн. Моск. гос. унив., № 9, 1952, стр. 77—87.
- Охотин В. В. и Шнайдер Ш. М. К вопросу определения генезиса грунтов по их физико-механическим свойствам.— Учен. зап. Ленингр. гос. унив. им. А. А. Жданова, сер. геол. наук, вып. 1, 1950, стр. 163—170, с илл. Библиогр. 6 назв.
- Парфенова Е. П. Исследование примитивных горнолуговых почв на диоритах хребта Магишо (Северный Кавказ).— Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. 34, 1950, стр. 49—109, с илл., 6 л. илл. Библиогр. стр. 108—109.

- Род Е. Я. Природа продуктов окисления искусственных и естественных соединений двувалентного марганца.— Тр. четвертого совещания по экспериментальной минералогии и петрографии, вып. 1, М., АН СССР, 1951, стр. 106—117, с илл. Библиогр. 8 назв.
- Сидоренко А. В. Обезвоживание минералов в пустыне.— Природа, № 12, 1952, стр. 115—117, с илл.
- Трескинский С. А. О выпуклых откосах выемок.— Разведка недр, № 6, 1951, стр. 29—39, с илл. Библиогр. 6 назв.
- Трофимов И. И. Континентальный литогенезис в пустынях и в смежных с ними природных зонах.— Мат. по четвертичн. периоду СССР, вып. 2, 1950, стр. 253—265. Библиогр. 7 назв.
- Чухров Ф. В. Образование ярозитов в зоне окисления.— ДАН СССР, т. 72, № 4, 1950, стр. 781—783. Библиогр. 1 назв.
- Ярилова Е. А. Преобразование минералов сиенита на первых стадиях почвообразования.— Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. 34, 1950, стр. 110—142, с илл., 7 л. илл. Библиогр. стр. 142.

## 6. БИОЛОГИЧЕСКОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

- Александров В. Г. и Зак Г. А. Бактерии, разрушающие алюмосиликаты (Силикатные бактерии).— Микробиология, т. 19, вып. 2, 1950, стр. 97—104, 1 л. илл. Библиогр. 8 назв.
- Бобрицкая М. А. Поглощение литофильной растительностью минеральных элементов из массивно-кристаллических пород.— Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. 34, 1950, стр. 5—27, с илл. Библиогр. стр. 26—27.
- Гинзбург И. И. Роль микроорганизмов в выветривании пород и образовании минералов. (Обзор литературы за 1948—1950 гг.).— В кн.: Кора выветривания, вып. 1, М., АН СССР, 1952, стр. 239—246. Библиогр. 15 назв.
- Глазовская М. А. Влияние микроорганизмов на процессы выветривания первичных минералов.— Изв. АН Казах. ССР, сер. почв., вып. 6, 1950, стр. 79—100, с илл., 2 л. илл. Библиогр. 15 назв.
- Глазовская М. А. Биологические факторы выветривания в высокогорьях.— Природа, № 12, 1952, стр. 106—110, с илл., 1 л. илл.
- Мишустин Е. Н. и Мирзоева В. А. Растительные пояса гор и их отражение в составе бактериального населения почвы.— Микробиология, т. 19, вып. 4, 1950, стр. 299—307. Библиогр. 6 назв.
- Новогрудский Д. М. Микрофлора выветривающихся горных пород и примитивных почв Терской Ала-Тау.— Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 45, 1950, стр. 125—143.
- Пачкина Л. И. Формы накопления аморфной кремнекислоты в почвах пустынно-степной зоны Центрального Казахстана.— Изв. АН Казах. ССР, сер. почв., вып. 6, 1950, стр. 27—78. Библиогр. 50 назв.

## 7. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

- Баженов Б. П. Анализ галечников как один из методов изучения земной коры.— Тр. Всес. заоч. политехн. ин-та, вып. 1, 1952, стр. 48—53. Библиогр. 3 назв.
- Веденеева Н. Е. Люминесценция глинистых минералов, как указание на их вторичную структуру.— Коллоидн. журн., т. 12, вып. 2, 1950, стр. 88—94, 1 л. илл. Библиогр. 14 назв.
- Веденеева Н. Е. Механизм цветной реакции бензидина с монтмориллонитом.— Коллоидн. журн., т. 12, вып. 1, 1950, стр. 17—24. Библиогр. 10 назв.
- Веденеева Н. Е. Органические красители в применении к анализу глин.— В кн.: Кора выветривания, вып. 1, М., АН СССР, 1952, стр. 173—177, с илл. Библиогр. 4 назв.
- Веденеева Н. Е. и Викулова М. Ф. Метод исследования глинистых минералов с помощью красителей и его применение в литологии. М., Госгеол-издат, 1952, 44 стр. с черт., 1 л. илл. Библиогр. в конце статей.
- Веденеева Н. Е. и Ратеев М. А. Идентификация дисперсных минералов глин с помощью красителей на основе данных спектрофотометрии.— ДАН СССР, т. 71, № 1, 1950, стр. 141—144. Библиогр. 2 назв.
- Викулова М. Ф. Применение электронного микроскопа для изучения строения и состава тонкодисперсных пород и минералов.— Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, вып. 2, 1950, стр. 3—24, 5 л. илл. Библиогр. 13 назв.

- В и к у л о в а М. Ф. Определение минералогического состава частиц глин меньше 0,001 мм с помощью иммерсионных жидкостей.— В кн.: Кора выветривания, вып. 1, М., АН СССР, 1952, стр. 190—192, 1 л. илл. Библиогр. 1 назв.
- В и к у л о в а М. Ф. Электронномикроскопическое исследование глин.— М., Гостеолиздат, 1952, 20 стр., с илл.
- З а л м а н з о н Э. С. К методике определения кварца в глинах и илах.— В кн.: Кора выветривания, вып. 1, стр. 229—230. Библиогр. 1 назв.
- Н и к и т и н К. К. Практика работ методами центрифугирования для получения отдельных фракций разного удельного веса и размера зерен.— Там же, стр. 212—224, с илл., 1 л. илл. Библиогр. 5 назв.
- Н о в и к о в В. А. Гранулометрическое разделение материала коры выветривания.— Там же, стр. 193—211, с илл. Библиогр. 20 назв.
- П а л ь в е л е в В. Т. Аппаратура и метод работы по изучению процесса выщелачивания минералов и пород.— Там же, стр. 225—228, с илл.
- П а л ь в е л е в В. Т. Определение истинного удельного веса пористых пород.— Там же, стр. 233—235, с илл.
- Р а т е е в М. А. Опыт диагностики коллоидно-дисперсных минералов по спектрам абсорбции красителей на примере современных осадков.— Там же, стр. 178—189, с илл. Библиогр. 4 назв.
- Ю ш к о С. А. Определение минералов группы окислов и гидроокислов железа в отраженном свете.— Там же, стр. 231—232, с илл. Библиогр. 3 назв.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
А. И. Перельман. Значение трудов академика Б. Б. Полянова для геологии и геохимии . . . . .	

### А. Минералогия и геохимия

Е. И. Парфенова. Исследование минералов подзолистых почв в связи с их генезисом . . . . .	31
Е. А. Ярлова. Минералогическое исследование субальпийского чернозема на андезито-базальте (Армения) . . . . .	45
М. А. Глазовская. Участие золы растений в образовании мелкоземистых продуктов выветривания и почв . . . . .	61
Д. Н. Иванов. Распространение лития, рубидия и цезия в продуктах современного выветривания и почвах . . . . .	77
В. А. Ковда. Изменение химико-минерального состава почвенного покрова под влиянием миграции солей и газов глубоких нефте-газовых залежей. . . . .	85
А. И. Перельман. Миграционная способность химических элементов в коре выветривания . . . . .	92
Г. С. Грицаенко, С. И. Берхин, Е. С. Рудницкая. О зависимости состава глинистых минералов от характера среды . . . . .	101
Ф. В. Чухров. О цинковых глинках из месторождения Акджал в Казахстане . . . . .	107
И. А. Рукавишникова. О некоторых магнезиально-никелевых водных силикатах Нижне-Тагильского серпентинитового массива . . . . .	124
Е. И. Семенов. Соколит в щелочных пегматитах . . . . .	179
И. И. Гинзбург и И. В. Витовская. Соколит в коре выветривания свинцово-цинковых месторождений Центрального Казахстана . . . . .	184
А. П. Никитина. Никелевый вермикулит из коры выветривания Украины . . . . .	188
И. И. Гинзбург и А. П. Никитина. Продукты выветривания некоторых хлоритов УССР . . . . .	193
П. С. Самодуров. К минералогии и генезису красно-бурых скифских глин Украины . . . . .	216
И. И. Гинзбург и И. В. Витовская. Разъедание кварца в глинах гидрослюисто-монтмориллонитового состава . . . . .	235
Д. С. Коржинский. Связь богатых руд Кривого Рога с процессами коры выветривания . . . . .	239
И. Э. Корин. О контактно-карстовом типе месторождений в коре выветривания . . . . .	244

### Б. Древняя кора выветривания

Е. Н. Щукина. Древняя кора выветривания в Алтайском крае и ее значение для определения возраста и генезиса рельефа . . . . .	259
В. Н. Разумова. Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья . . . . .	272
И. И. Гинзбург и И. В. Витовская. Выветривание гранатовых, аксинитовых и тремолитовых пород в засушливых районах Центрального Казахстана . . . . .	299

К. В. Никифорова. О возрасте коры выветривания Центрального Казахстана . . . . .	317
И. И. Гинзбург и П. А. Рукавишникова. К вопросу о возрасте коры выветривания в Центральном Казахстане . . . . .	321
К. К. Никитин. Кора выветривания на диоритах Южного Урала . . . . .	323
А. Г. Завидонова и М. М. Веселовская. О древней коре выветривания района Калужского поднятия . . . . .	332

#### В. Экспериментальные исследования и методы исследования

В. Т. Пальвелев. Устойчивость карбонатных пород по отношению к агрессивному воздействию вод . . . . .	349
И. И. Гинзбург. Агрессия воды в связи с ее движением в камне . . . . .	355
С. И. Берхин. Методика рентгеновского исследования глинистых минералов . . . . .	388
В. А. Новиков. Фракционирование тонких классов рыхлых пород . . . . .	391
В. А. Новиков и А. И. Буханова. Применение термической обработки для сепарации некоторых минералов . . . . .	402
В. Т. Пальвелев и Л. А. Андреева. Методика и техника микрохимического анализа продуктов выщелачивания силикатных пород. . . . .	409
Д. А. Пчелинцев. Ускоренный метод определения карбонатов кальция и магния в известняках, доломитах и мергелях . . . . .	417

Г. Рефераты и рецензии . . . . .	421
----------------------------------	-----

Д. Библиография . . . . .	443
---------------------------	-----

*Утверждено к печати  
Институтом геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии  
Академии наук СССР*

\*

Редактор издательства *И. А. Рукавишников*  
Технический редактор *Б. А. Соморов*

\*

РИСО АН СССР № 3-25В. Сдано в набор 19/Х 1955 г.  
Подп. в печать 13/III 1956 г. Формат бум. 70×108<sup>1/16</sup>.  
Печ. л. 28,5=38,05+12 вкл. Уч.-изд. лист. 36,5+ вкл.1,2 (37,7).  
Тираж 2500. Т-02341 Изд. № 1075. Тип. зак. 4897.

*Цена 27 р. 25 к.*

Издательство Академии наук СССР.  
Москва, Б-64. Подсосенский пер., д. 21

---

2-я типография Издательства АН СССР.  
Москва, Г-99. Шубинский пер., д. 10