

465
55

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Выпуск 165

**ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
В СВЯЗИ С ИЗУЧЕНИЕМ
НЕРУДНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

1955

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

Выпуск 165

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 47) 1955

**ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
В СВЯЗИ С ИЗУЧЕНИЕМ
НЕРУДНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА • 1955

Главный редактор
член-корреспондент АН СССР Г. Д. Афанасьев

Ответственный редактор
доктор геол.-мин. наук В. П. Петров

*Светлой памяти
дорогого учителя и друга
академика
Дмитрия Степановича Белянкина
посвящают свои работы
его ученики*

ПРЕДИСЛОВИЕ

В процессе изучения того или иного нерудного ископаемого всегда встречаются специальные петрографические задачи, от решения которых зависят иногда практические результаты исследований.

Работы, посвященные решению подобных задач и представляющие общий петрографический интерес, составляют содержание настоящего сборника. Статьи Е. Д. Белянкиной и М. Д. Игнатовой посвящены проблемам выявления закономерностей распределения пород, различных структур в пегматитовых жилах, что имеет значение для суждения о местах концентрации в них полезных ископаемых. В статье Э. Я. Гурьевой выявляется минералогическая природа примесей титана в «мономинеральных» кварцитах. Статьи А. С. Марфунина и П. П. Смолина трактуют вопросы конкретного изменения различных горных пород с особым упором на процессы, протекающие при изменении карбонатных материалов. Изучению глинистых пород, являющихся ценнейшими полезными ископаемыми, посвящены статьи В. П. Еремеева с Л. Д. Шорыгиной и П. П. Смолина.

План сборника был составлен еще при жизни организатора отдела нерудных ископаемых академика Д. С. Белянкина; некоторые статьи ему удалось просмотреть в рукописях, другие были закончены и подготовлялись уже без его участия, но по тем установкам, которые были даны им. Поэтому совершенно понятно стремление участников сборника посвятить его памяти Дмитрия Степановича. Этим же желанием почтить память нашего учителя объясняется и то, что предваряется сборник сводной статьей о «неоинтрузиях Кавказа», изучению которых Дмитрий Степанович посвятил многие годы своей деятельности. Статья эта была доложена на заседании научного петрографического кружка ИГН, посвященном памяти Дмитрия Степановича Белянкина.

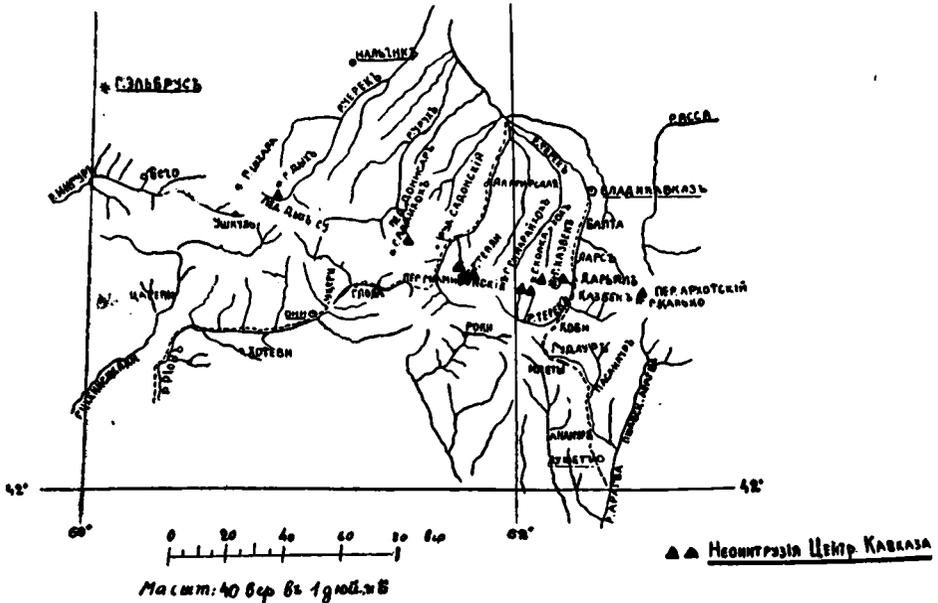
Доктор геол.-мин. наук В. П. Петров

В. П. ПЕТРОВ

**СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА О НЕОИНТРУЗИЯХ
КАВКАЗА И О ЗАВИСИМОСТИ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ
МИНЕРАЛОВ ОТ ИХ ЗАЛЕГАНИЯ¹**

ВВЕДЕНИЕ

Термин «неоинтрузия» был предложен Д. С. Белянкиным 37 лет тому назад, в 1918 г., когда в почти блокированном Петрограде ему удалось несколько привести в порядок свои кавказские сборы 1911—1914 гг. Новым термином он подчеркивал своеобразие и большое геологическое



Фиг. 1. Выходы неоиintrузивных пород Центрального Кавказа. Карта Д. С. Белянкина, 1918 г.

значение этих пород. Судя по тому, что термин этот употреблялся в единственном, а не во множественном числе (хотя тогда известно было уже девять отдельных и несомненно разобщенных выходов относящихся сюда пород — фиг. 1), надо думать, что одновременно он хотел обратить

¹ Доклад на заседании петрографического кружка ИГН 24 декабря 1953 г., посвященном памяти Д. С. Белянкина.

внимание на петрографическую общность всех выделяемых как «неоинтрузия» пород и на возможную их «подземную» связь¹. Повидимому, то же подразумевал Д. С. Белянкин и в своей работе 1915 г., приводя список восьми месторождений молодой третичной интрузии и намечая «петрографическую связь» между относимыми сюда «интродациитами» и «неогранитами», с одной стороны, и «трахилипаритами и трахитами пятигорских лакколитов», — с другой.

Надо сказать, что сам по себе факт молодого возраста интрузивных образований уже и тогда не представлялся неожиданным. Еще до выхода этих работ были описаны лакколиты Пятигорья и знаменитый «дацитовый» (интродациитовый) «лакколит Калько» на южном склоне Архотского перевала. В Абхазии Л. А. Конюшевский, а на Северном Кавказе А. Н. Огидьви пытались, правда, в обоих случаях неудачно, обосновать молодой возраст интрузивных пород. Все эти факты не привлекли к себе того внимания, которое выпало на долю «неоинтрузий». Значение работ Д. С. Белянкина заключалось в четком выявлении петрографической специфики этих пород и в резком подчеркивании геологической роли неоинтрузий как определенного этапа магматической деятельности на Кавказе.

Подчеркивая важность познания неоинтрузий для общего понимания геологии Кавказа, Д. С. Белянкин отчетливо видел огромное значение и второго, отмеченного им в первых же кавказских работах фактора, а именно петрографической специфики пород неоинтрузий, заключающейся в своеобразном характере щелочного полевого шпата. Это своеобразие отмечалось как у «неогранитов» и «неодиоритов», так и у других типов относящихся сюда пород; желая обратить на это внимание петрографов, Д. С. Белянкин тогда же предложил еще один новый термин — «кавказит». Однако принцип, по которому выделялся новый тип породы, — наличие специфической разновидности калиевого полевого шпата, вне зависимости от химизма и количественно-минералогического состава породы, — был весьма необычен в петрографии, и термин этот был забыт. К сожалению, вместе с термином была забыта и теоретическая основа его — петрографы попрежнему не считались с природой калиевого полевого шпата, несмотря на первостепенную важность и значение этого признака, во многом значительно более широкого, чем местные кавказские интересы.

Насколько большое значение с самого начала придавал Д. С. Белянкин термину «кавказит», видно уже из той работы (1918₂), в которой он предложил этот термин; приведем его высказывание целиком: «У нас нет именно термина, который отмечал бы санидиновый характер калиевого полевого шпата интрузивной породы. Правда, неоинтрузия Центрального Кавказа, судя по описанию, весьма напоминает андские граниты и андские диориты Штельднера с их стекловидными полевыми шпатами и вообще с габитусом кайнотипных пород. Однако у Штельднера нет в то же время определенного указания на санидин в андских гранитах. Между тем весьма желательно противопоставлять санидиновые граниты обыкновенным ортоклазовым и микроклиновым гранитам, подобно тому, как противопоставляются липариты кварцевым порфирам, дациты — кварцевым порфирирам и т. п. При этом можно ограничиться приставкой «санидиновый», или же ввести и специальное существительное, вроде «кавказита».

Итак, уже в первых работах Д. С. Белянкина по неоинтрузиям Кавказа выявились два направления их петрографического изучения: во-

¹ Спустя пятнадцать лет это положение более определенно утверждалось Л. А. Варданянцем.

первых, — направление регионально-геологическое, основная задача которого сводится к выявлению роли неинтрузий в строении той или иной местности и влияния их на протекающие здесь геологические процессы; во-вторых, — направление минералого-петрографическое, когда перед исследователями стоит вопрос о выявлении причин и пределов минералогических отличий полевых шпатов молодых и древних интрузий.

Третье направление изучения неинтрузий — изучение их связи с рудоносностью — выявилось много позднее и особенно четко было обосновано в 1930 г. Л. А. Варданянцем. С этого времени и начинаются на Кавказе и в Закавказье особенно интенсивные поиски неинтрузий, а в ряде случаев и разведки связанных с ними рудных полей.

Совершенно иными представляются сейчас особенности неинтрузий; многие геологи работают над их изучением, однако направления этого изучения и теперь в общих чертах те же, и нам целесообразно рассмотреть полученные результаты именно с точки зрения этих направлений.

В дальнейшем изложении мы сначала разберем роль и значение неинтрузий в строении Кавказа, их типизацию и отчасти связь с рудоносностью, а потом их специфику в отношении развития в них санидиноподобного калиевого полевого шпата, — калиевого анортотклаза.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ НЕИНТРУЗИЙ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Изучение неинтрузий началось задолго до того, как оформилось само это понятие. Еще в 1891 г. во время работ по геологическому изучению района Архотского перевала, близ с. Бло, Ф. Ю. Левинсон-Лессингом был встречен «дацитовый» «лакколит Калько», который, по его мнению, относился к «самой последней фазе вулканической деятельности Кавказского хребта». Впоследствии, в 1912—1913 гг., Д. С. Белянкиным был доказана интрузивная природа породы Калько и, что самое важное, отмечено существование в отрогах Казбека, в верховьях рек Чач-Дона-Суатиси-Дона, Теп-Дона и т. д., подобных же пород, но уже явно интрузивных, внедряющихся в юрские сланцы, контактно их метаморфизуя. Тогда же были даны Д. С. Белянкиным и петрографические признаки, позволявшие отличать молодой «неинтрузивный» гранитоид от древних гранитов, обнажающихся в осевой части Главного хребта. Эти признаки сводились: а) к структурным особенностям молодых пород — это, как правило, породы гипабиссальные с мелкозернистой гранит-порфировой — «интродацитовый» или «монцитовой» структурой и б) к развитию калиевого полевого шпата в формах своеобразного калиевого анортотклаза. Пользуясь этими признаками, Д. С. Белянкин нашел неинтрузивные породы и в других частях Главного Кавказского хребта: на склонах горы Тепли, в бассейне р. Уруха, на склонах горы Дых-Тау и пр. Интересно, что в бассейне Уруха присутствие неинтрузий было доказано изучением образцов коллекции, собранной геологом Орловским, а в бассейне Черека (Дых-Тау) неинтрузия была обнаружена только в валунах.

Значительно позднее была доказана «неинтрузивная» природа гранитоидных пород в Закавказье. В 1926 г. Н. П. Лупанова под руководством Д. С. Белянкина описала две горные породы из окрестностей ст. Айрум, явно происходящие из описанного впоследствии К. Н. Паффенгольцем Шинох-Кульпинского интрузива. Почти полное тождество пород, исследованных Н. П. Лупановой, с породами неинтрузий Большого Кавказа продемонстрировано было в этой работе с полной очевидностью. Дальнейшим этапом развития наших знаний о неинтрузивном процессе явилась весьма интересная сводка Л. А. Варданянца (1931), показавшая связь

рудоносности Большого Кавказа с неинтрузиями. Позднее ту же связь для Закавказья продемонстрировал В. Г. Грушевой (1935). Эта связь с рудоносностью вызвала интерес к неинтрузиям со стороны поисковиков и разведчиков, а наличие специфических признаков позволило открыть большое количество неинтрузивных тел и изучить их.

В Большом Кавказе можно уверенно говорить только о послекюрском возрасте интрузий, поскольку они контактно изменяют юрские сланцы. Однако косвенные данные — соотношение с молодыми тектоническими линиями — позволяют предполагать и более молодой возраст важнейших центральнокавказских интрузий. Так, Сонгутидонская интрузия обнажается как раз по линии тектонического контакта древних гранитов и юрских сланцев, изменяя контактно те и другие. Возраст этого надвига считается третичным, а сама интрузия моложе надвига. Те же соображения можно применить и к суждению о возрасте пород Тепли. Гораздо сложнее положение Эльджуртинской интрузии, как установлено — послекюрской. Полная петрографическая аналогия с породами Сонгути-Дона и Тепли заставляет и здесь предполагать третичный возраст.

Совершенно своеобразны интрузии южного склона западной части Главного хребта. Крайние западные выходы относящихся сюда пород констатированы в районе ручья Холодного, где серия небольших диабазодиоритовых жил прорывает и интенсивно метаморфизует сланцы карбона(?) и, повидимому, юры. Далее к востоку мы находим очень сложно построенные гибридные интрузии Кардывача и Бака (Сванетия) и более однородное по составу, но тоже гибридное молодое тело Аданге; характерна для всех этих пород петрографическая пестрота, наличие микропегматитовых гранитоидных разностей, постепенно переходящих в диабазовые породы. Ряд соображений позволил нам (Белянкин, Еремеев, Петров и Фаворская, 1943) высказать предположение о юрском возрасте этих интрузий.

В Закавказье возрастное положение неинтрузий более определенное, здесь встречаются два возрастных типа пород. Первый был установлен в Аджарии (Белянкин, Еремеев и Петров, 1935), где гранодиоритовые и сиенитовые породы, с одной стороны, прорывают средне- и верхнеэоценовые вулканогенные отложения, а с другой, — неинтрузивные гальки, макро- и микроскопически весьма похожие на изученные нами породы Аджарии, встречены были К. С. Масловым в сарматских конгломератах Гурии (Белянкин, Маслов и Петров, 1939).

Второй тип установлен нами в 1934 г. в Абхазии, где интрузивные породы прорывают среднеюрскую порфиритовую свиту и трансгрессивно покрываются нижнемеловыми отложениями, содержащими гальки и обломки подстилающих гранитов (например, обнажение на въездной тропе в урочище Лыхта). Г. Р. Чхотуа (1941, стр. 397) указывает даже на наличие галек подобных же гранитоидов в пестроцветной толще верхней юры (луизитан-титон). Таким образом, для возраста интрузивной деятельности в Абхазии остается очень небольшой интервал.

С аджарскими интрузиями явно параллелизуются интрузии Гурии и восточной Аджаро-Триалетии (Белянкин, Еремеев и Петров, 1935; Кузнецов и Беликов, 1934), а явно синхронными с абхазскими интрузиями являются молодые интрузии Дзирулы (Смирнов и Заридзе, 1936; Заридзе, 1938), одна из которых — Мартотубанская — была описана в самое последнее время.

В верховьях Цхенис-Цхали и Риона располагается серия крупных интрузий, петрографически совершенно тождественных полосе интрузий северного склона (гора Тепли, р. Сонгути-Дон и пр.), рвущих главный Кавказский надвиг и поэтому считающихся третичными. Сюда относятся Цанская (Цурунгальская) интрузия, интрузии Кароби, Зесхо и различ-

ные альбитофировые породы бассейна Чвешуры — речки Хврелиэто, Рехеби, Ноцара, Буби и др. (Кузнецов, 1933; Чичинадзе, 1945; Ершов, 1938).

У нас нет объективных данных для суждения о точном возрасте интрузий Сванетского хребта (Кирар, Дизи, Абакур и пр.), они явно послееюрские, так как метаморфизуют юрские сланцы; их параллелизация с юрскими интрузиями Абхазии весьма вероятна, но основана только на петрографических аналогиях; никакой верхней границы возраста определить не удалось (Еремеев и Петров, 1940₁; Фаворская, 1947).

Возрастное положение неоинтрузий южной и западной Армении у исследователей не вызывает сомнений. Интрузии Памбака, Амасийского района, Даралагеза и Дали-Дага прорывают третичные (отчасти и верхнетретичные) отложения (Котляр, 1930; Кашкай, 1947 и, таким образом, являются послетретичными, параллелизуясь с подобными же образованиями Аджарии.

Совершенно иначе обстоит дело с интрузивными породами северного склона восточной части Малого Кавказа, как в пределах Армении, так и Азербайджана. Наиболее определенно здесь положение крайней северо-восточной—Мехманинской—интрузии, где, как и в Абхазии, четко проявляется контактное изменение среднеюрских пород и трансгрессивное наложение мела на породы интрузии (Соловкин, 1939₃). В другом конце полосы, в Алавердском районе установлено (Сопко, 1947, стр. 47) прорывание неинтрузивной жилы, которую автор считает апофизой Банушчайской интрузии, песчаников и известняков эоцена с ороговикованием первых и с образованием в роговиках дюмортьерита и андалузита и скарнированием вторых. Что же касается промежуточных Шиных-Кульпинской, Таузских, Кедабекских и Дашкесанских интрузий, то здесь нет полного единства, — большинство, разными авторами описываются прямо противоречащие друг другу факты, все эти интрузии прорывают только юрские вулканогенные отложения, контактно их метаморфизуя. Более молодые осадки хотя и расположены поблизости, но непосредственных контактов их с интрузиями не описывается.

Для оценки возраста неинтрузий этой полосы весьма характерно положение с громадной Кульп-Шинохской интрузией, как оно рисуется из данных П. Ф. Сопко. С одной стороны, им указывается наличие «в расположенных неподалеку верхнемеловых отложениях жил микрогранитов», чем доказывается послемеловой возраст интрузий, с другой, — наличие в подстилающих мел конгломератах обломков гранитоидов неинтрузивного облика (Сопко, 1947, стр. 49), что говорит, с его точки зрения, о до-меловом возрасте этой интрузии. П. Ф. Сопко, в согласии с А. Т. Асланяном, склонен придавать большее значение последнему факту и с рядом оговорок считает, что все кварцево-диоритовые породы района имеют мезозойский возраст.

Мы не можем согласиться в этом с П. Ф. Сопко и с рядом других специалистов, думающих так же; наличие жил микрогранита говорит о несомненном, близко идущем магматическом процессе, а обломки гранита в том или ином конгломерате могут быть принесены из очень далеких мест. Таким образом, если, кроме противоречивого указания на «жилы и гальки» в том виде, как это цитировано выше, каких-либо других фактов нет, то следовало бы гораздо больше верить «жилам» и по-старому продолжать считать Кульп-Шинохскую интрузию третичной. Подобное же положение имеет место и для Зурнабадской интрузии, где, с одной стороны, Л. Н. Леонтьевым (1949, стр. 31) «в основании фаунистически прекрасно охарактеризованного сеномана непосредственно у Зурнабадского массива гранодиоритов была найдена галька пород этого массива», а с другой, —

Ш. А. Азизбековым (1947, стр. 198 и 199) указывается на прорыв нижнего тулона интрузивными породами. И здесь из двух противоречивых фактов мы склонны отдавать предпочтение последнему.

Несмотря на хорошую изученность под микроскопом горных пород, слагающих многие интрузивные тела, никогда нельзя поручиться, что данная галька или обломок происходит именно из этого массива. Для уверенного определения возраста интрузии, более древнего, чем возраст той или иной осадочной породы, нужны зарисовки трансгрессивного залегания этих отложений на интрузивной породе.

Третичный возраст приписывается, повидимому единогласно, небольшим интрузиям Кизыл-Кая и Уч-Тапа, прорывающим вулканогенную толщу тулона в непосредственной близости от г. Ганджа.

Подводя итоги проведенному обзору, если считать интрузии всей полосы северного склона Малого Кавказа разновозрастными, неизбежно придется приписать им молодой, вероятнее всего послезооценовый возраст, как это делают Ш. А. Азизбеков и М. А. Кашкай (1952). Не исключена, наоборот, даже весьма вероятна возможность, что здесь имеются интрузии разных возрастов — третичные и мезозойские, однако убедительных доказательств мезозойского возраста какой-либо из местных интрузий в литературе нет. Необходимы в этом направлении дальнейшие работы, как полевые, так и детальные петрографические, которые позволили бы уверенно провести расчленение интрузий этой полосы.

Для громадной полосы основных, как мы привыкли называть со времени А. С. Гинзберга, «офиолитовых» интрузий, повидимому, надо принять теперь мезозойский возраст. Укажем только, что некоторые данные, полученные Т. Ш. Татевосяном в районе с. Мартуни на Севане (личное сообщение), позволяют говорить о наличии в этой полосе основных пород двух возрастов, но в этом направлении необходимы дальнейшие исследования.

Особенно следует остановиться на возрастном положении самой большой в Закавказье Ордубад-Мегринской интрузии. В районе Ордубада интрузия прорывает третичные вулканогенные отложения, а несколько юго-восточнее — отложения меловые. На востоке и северо-востоке она контактирует только с породами палеозоя. Тем самым намечается послетретичный возраст интрузии. Однако у нас нет уверенности в разновозрастности всех пород, слагающих массив. В его пределах Ш. А. Азизбековым с сотрудниками в нахичеванской части и С. А. Мовсесяном и др. в Армении описываются многочисленные структурно-петрографические разности пород, слагающих массив. Согласно воззрениям этих авторов, каждая такая разновидность представляет собой отдельный этап внедрения магмы. С этим мы не можем согласиться; совершенно очевидно, что часть таких разновидностей образовалась в результате идущих с разной интенсивностью процессов ассимиляции вмещающих пород; указываемые «повторные внедрения» в значительной мере носят характер местных подвижек одной и той же магмы, не полностью застывшей. Тем не менее, не исключена возможность существования в этой большой области развития интрузивных пород и настоящих разновозрастных интрузивных массивов, из которых более молодой внедряется в уже застывшие древние интрузивные образования. Так, в частности, в районе Агарака, среди сплошного поля «молодых» пород, нами были встречены ороговикованные граниты, весьма напоминающие подобные же образования, возникшие за счет древних гранитов Сонгути-Дона в местах их изменения неоинтрузией. Этот вопрос, впрочем, еще ждет своего детального исследования. Кроме молодых, неоинтрузивных гранитов, имеются здесь также и выходы древних — палеозойских (?) микроклиновых гранитов, связанных со «сланцевым палеозоем» южной окраины Мегринского поля.

Говоря о молодых интрузивных породах, мы не можем пройти мимо крайне интересных образований, известных под именем «Пятигорских лакколитов». Конечно, это тоже интрузии, не совсем точно лакколитового типа (Павлинов, 1946), но, несомненно, неглубокие интрузии. При своем внедрении интрузивная порода увлекла с собой осадочные породы, слагавшие здесь основу местности, метаморфизовала их с образованием местами своеобразных, не изученных пока полностью, цеолитсодержащих скарнов с датолитом (Курман и др., 1934), гибшитом и другими силикатами кальция, а отчасти слабо раскристаллизованных роговиков (личные материалы).

Петрографический состав пород, слагающих «Пятигорские лакколиты» — своеобразных липарито-дацитов — бештаунитов, — весьма характерен: вкрапленники в них образованы санидином, реже плагиоклазом, а промежутки между ними — основной массой, состоящей из тех же минералов с примесью некоторого количества стекла или мелкокристаллических образований.

Крайне любопытно, что подобные же породы с более крупными санидиновыми вкрапленниками встречаются и в окрестных горах, где они слагают многие нектоподобные тела по Чегему (Соловьев, 1938) и Баксану. Точно так же близки к тем и другим акчагыльские пещлы окрестностей г. Налчика и с. Заюковское по Баксану. Конечно, петрографическая аналогия не может служить доказательством синхронности всех упомянутых образований, но она заставляет пересмотреть наши представления на этот счет.

В Малом Кавказе на Нахичеванской равнине развита подобная же серия конусовидных вершин-лакколитов, еще, пожалуй, более узких и высоких, чем пятигорские, но сложенных очень близкой к ним по составу породой. Здесь только больше темных минералов и меньше санидина. Лакколиты Нахичевани также приподнимают, прорывают и метаморфизуют миоценовые и более древние отложения, давая цеолитовые скарны, аналогичные подобным образованиям Пятигорья; не удалось нам встретить здесь в цеолитовом комплексе лишь датолита. Для полноты аналогии следует упомянуть, что в предгорьях Араксинской долины близ с. Эльбин встречены небольшие пластовые тела и более крупные штокоподобные интрузии дацита, так же как и по Баксану содержащие крупные вкрапленники санидина (Варданянц и Габриелян, 1947). Если лакколитам Пятигорья посвящена довольно большая литература, то лакколиты Нахичевани ждут еще своего исследователя, и мы всячески желаем геологической молодежи Азербайджана детально закартировать эти породы и полностью разобраться в их природе.

Еще больше важнейших задач встает перед исследователем, когда он от геологического положения интрузий переходит к изучению их петрографического состава. В общем основу всех молодых интрузивов слагают кислые гранитоидные породы, но взаимодействие их с вмещающими, большей частью достаточно основными породами и ассимиляция последних приводят к образованию средних и даже основных разностей. Иногда такому перерождению подвергается целиком порода всего интрузивного массива, но чаще основные разности присутствуют по краям интрузивного тела. Крайне любопытный случай предельной ассимиляции описан был для Теж-Сарского интрузива на Памбакском хребте, где ассимиляция верхнеэоценовых лейцитовых лав приводит к образованию псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов (Котляр, 1945; Петров, 1947). Ассимиляция окружающих пород привела к отмеченной нами для Абхазии и Аджарии (Белянкин, Еремеев, Петров, 1935) зависимости состава интрузии от ее размеров — чем крупнее была встреченная интрузия, тем кислее был ее состав, и обратно, мелкие интрузии слагались преимущественно основными породами. Широкое развитие гибридизма и

ассимиляции указывалось уже для случая Бакско-Кардывачского типа интрузий. «Гранитоидные» молодые интрузивные породы образовались здесь в результате своеобразной «регенерации» древних гранитов диабазовой магмой (Белянкин и др., 1943). Ясно, что не только ассимиляционные процессы контролируют состав интрузивных пород; это видно хотя бы из случая Шванидзорских щелочных пород (Арапов и Зорабян, 1942; Адамян, 1949). Хотя процессы ассимиляции на этом участке Ордубад-Меграинской интрузии протекали с большей интенсивностью, они не могли повести к концентрации щелочных минералов — нефелина, содалита и т. д. — в последних по времени застывания пегматитоподобных участках и жилах среди нещелочного в целом массива.

Еще один крупный петрографический вопрос связан с формированием кавказских тешенитовых тел, выходы которых, включая и давно известный Курсебский интрузив, пользуются широким распространением в центральной части западной Грузии — в Раче и Окрибе, в Ахалцхском районе, в Кахетии и, наконец, в Талыше (Белянкин и Петров, 1940, 1945; Схиртладзе, 1943; Кашкай, 1947). Интрузивная природа этих пород не вызывает сомнений; она доказывается интенсивным контактным процессом, приводящим к образованию цеолитовых скарнов и также широко распространенными случаями эндоконтактной закалки с образованием «базальтовых» краевых зон. Однако пока не ясно, будут ли эти своеобразные цеолитсодержащие габброидные породы разновидностью разобранной выше неинтрузивной деятельности или образование их связано с иным этапом магматической активности; так, например, возможно, что тешениты представляют собой интрузивную форму третичного вулканизма, куда относятся богатые цеолитами среднеэоценовые лавы. В петрографическом составе курсебских, заратских, олурчхетских и других лейкократовых тешенитов имеются особенности, сближающие их с типичными гранитоидными «неинтрузиями»; в них также встречается калиевый полевой шпат в форме калиевого анортоклаза, структуры их часто близки к монцонитовой и пр. Что касается пород Ахалцхского района, Талыша и Кахетии, то отличия их от типичных гранитоидных неинтрузий велики, тем не менее возрастная близость, приуроченность к определенным участкам и наличие промежуточных разностей [сравним, например, цеолитовые сиениты Вани в Гурии (Казахишвили и Топурия, 1939)] заставляют нас рассматривать тешениты как своеобразную фацию молодой кавказской интрузивной деятельности. Возможна, впрочем, и двойственность природы тешенитов. Хорошо известное цеолитовое габбро Гвердзинети (Еремеев, 1940), петрографически весьма близкое к тешенитовым породам, вероятнее всего следует рассматривать как жильное образование, связанное с эоценовой вулканогенной толщей.

Приведенная выше, по необходимости весьма краткая сводка все же показывает, что в настоящее время мы представляем себе неинтрузии совершенно иначе, чем в момент возникновения этого понятия. Общие особенности неинтрузий Кавказа и Закавказья, позволяющие выделить их в единый петрографический тип, были выявлены с самого начала и сводятся к следующему: 1) гипабиссальный облик, 2) структурное своеобразие: постоянная наклонность к монцонитовой или «интродактитовой» структуре, 3) развитие щелочного полевого шпата в форме санидин-анортоклазовых разностей, существенно калиевых по составу, 4) залегание в форме четких интрузивных тел с ясно выраженными зонами контактно измененных вмещающих осадков, 5) явная связь с рудопроявлениями; эти последние развиты преимущественно в контактовых зонах, но отчасти в виде тяготеющих к районам развития неинтрузий гидротермальных жил.

Несмотря на петрографическую близость неинтрузий, изучение их показало и резкое различие между отдельными их представителями. При-

чина этого лежит: 1) в различии глубины застывания неинтрузий различных групп; 2) в широко и в общем резко различно проявляющихся процессах ассимиляции; 3) в принадлежности к различным по времени этапам магматизма и различным по составу магматическим очагам.

Особенностью территориального распределения неинтрузий является то, что близкие по составу, возрасту и глубинности неинтрузии всегда встречаются группами, будучи приуроченными к определенным тектоническим линиям и зонам. Например, к крупным разломам Главного хребта приурочена полоса Казбек—Тепли — Сонгути-Дон — Эльджурта и полоса Верхне-Рачинских интрузий. Иногда распространение интрузий контролируют определенные структуры; таковы, например, Абхазская группа, Даралагезская группа, группа Пятигорских лакколлитов и пр. В ряде групп удается различить основную — наиболее крупную интрузию и сопровождающие ее более мелкие сателлиты — видимо генетически связанные с первой, но часто имеющие резко иной петрографический состав вследствие ассимиляционных процессов.

В заключение обзора неинтрузий Кавказа приведем карту распространения их на Кавказе и в Закавказье (фиг. 2). Сравнение фиг. 1 и 2 покажет, насколько продуктивны были первоначальные идеи Д. С. Белянкина и как справедлив был его прогноз о крупнейшем геологическом значении молодой интрузивной деятельности для Кавказа.

В настоящее время мы, повидимому, знаем все главнейшие молодые интрузивные тела Кавказа и Закавказья, и вряд ли возможны в дальнейшем какие-либо новые находки; однако большинство оригинальных описаний рассеяно по региональным работам, посвященным каким-либо отдельным вопросам и не получившим широкой известности, поэтому и предлагаемая карта может не отражать полную картину.

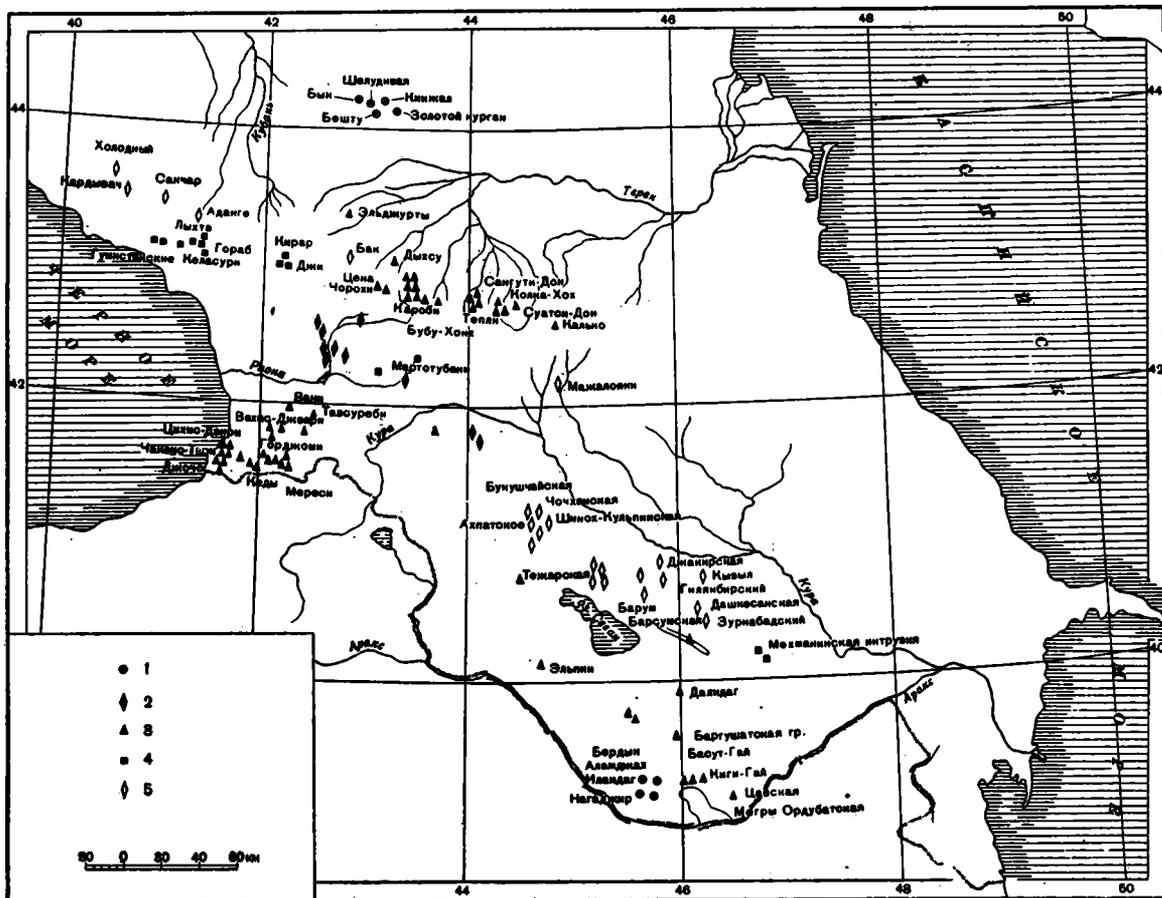
ЗАВИСИМОСТЬ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ОТ УСЛОВИЙ ИХ ЗАЛЕГАНИЯ

Анортоклаз неинтрузий на Кавказе и в Закавказье и его природа

Уже в первых своих работах Д. С. Белянкин дал достаточно четкую характеристику щелочного полевого шпата неинтрузий — им были указаны тогда: 1) малый отрицательный угол оптических осей ($40-45^\circ$); 2) триклинная симметрия и 3) в общем обычное для калиевых полевых шпатов светопреломление.

Термин «санидин», предложенный для этого калиевого полевого шпата, вызвал решительные возражения В. Н. Лодочникова (1927), указавшего, что, согласно представлениям, существовавшим тогда в петрографической литературе (сохраняющимся, впрочем, и до настоящего времени в зарубежных руководствах — см., например, английский оригинал книги Винчелла, изд. 1951 г.), санидин является моноклинным минералом, имеющим еще меньший, чем у кавказских полевых шпатов, угол оптических осей — $2V$ менее 30° . Оптические же свойства кавказского полевого шпата отвечают не санидину, а анортоклазу, который, по Розенбушу (а также по Винчеллу), является существенно натровым триклинным щелочным полевым шпатом с умеренным углом оптических осей ($-2V = 40 - 60^\circ$).

Возражения Д. С. Белянкина сводились к указаниям на крайнее несовершенство «классической» розенбушевской классификации щелочных полевых шпатов и в первую очередь на невозможность рассматривать санидин, ортоклаз и микроклин как полиморфные разновидности. Детальные измерения, проводившиеся русскими специалистами и самим Д. С. Белянкиным по методу Е. С. Федорова, показали, что моноклинность



Фиг. 2. Главнейшие выходы неинтрузивных пород Кавказа. 1954 г.

1 — повдние третичные интрузии; 2 — неинтрузии третичные тешенитовые; 3 — неинтрузии третичные гранитоидные; 4 — неинтрузии верхнеюрские гранитоидные; 5 — неинтрузии веяского возраста.

санидина и ортоклаза — только частный случай, тогда как обычно у этих минералов наблюдаются триклинные ориентировки оптической индикатрисы. Кроме того, угол оптических осей у этих полевых шпатов изменяется совершенно постепенно и может принимать все значения между санидиновыми и микроклиновыми нормами. Второе положение, тогда же доказывавшееся Д. С. Белянкиным, сводилось к отсутствию связи между углом оптических осей щелочного полевошпатового минерала и его составом. По Д. С. Белянкину (1925, 1927), параллельно наблюдаются как существенно калиевые, так и существенно натровые разности щелочных полевых шпатов, обладающие малым, средним и большим углами оптических осей. Химический состав этого минерала может быть весьма успешно определен, пользуясь его светопреломлением, которое наиболее низко у калиевых разностей и повышается вместе с увеличением изоморфной примеси натровой и кальциевой частиц (Белянкин, 1925). Что же касается кавказского неопитрузивного калиевого полевого шпата, то таковой не находит себе места в розенбушевской классификации щелочных полевых шпатов; отличия его от классического санидина разобраны выше, а от анортклаза он отличается существенно калиевым составом. Если же неопитрузивному щелочному полевоному шпату приписывать название «анортклаза», то тогда обязательно прилагательное «калиевый».

В результате у Д. С. Белянкина получилась оригинальная классификация полевых шпатов, резко отличная от розенбушевской (наиболее четко она изложена в более поздних работах Д. С. Белянкина и в дополнении ко второму русскому изданию «Оптической минералогии» Винчелла). Ниже она дается в форме одинаковых по построению таблиц, в которых сопоставлены обе классификации (табл. 1).

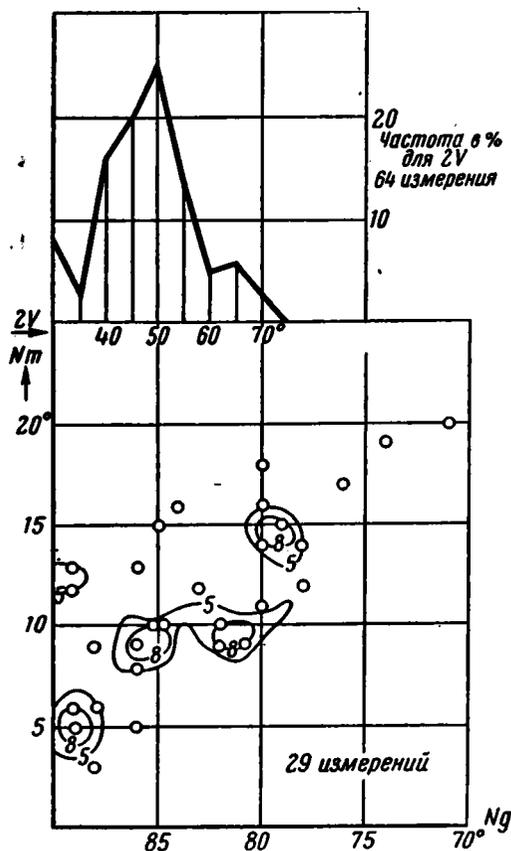
Таблица 1

Классификация калиевых полевых шпатов по Розенбушу и Белянкину

Розенбуш				Белянкин			
Моноклинные полевые шпаты				Триклинные (псевдомоноклинные) полевые шпаты			
Калиевые		Натровые		Калиевые		Натровые	
Название	-2V, в °	Название	-2V, в °	Название	-2V, в °	Название	-2V, в °
Санидин	0—30	—	—	Санидин	0—40	Na-санидин	0—40
Ортоклаз	70—80	—	—	К-анортклаз	40—70	Анортклаз (не решетчатый)	40—80
Адуляр	70—80	—	—				
Триклинные				Ортоклаз (не решетчатый)	70—80		
Калиевые		Натровые					
Название	-2V, в °	Название	-2V, в °				
—		Анортклаз	40—60	Микроклин (решетчатый)	75—90	Na-микроклин (решетчатый)	75—90
Микроклин	75—90	—	—				

Отличить натровые и калиевые разности можно только по величине светопреломления. Вернее, измерением светопреломления можно учесть роль натровой (и кальциевой) частицы в составе того или иного полевого шпата. Количество изоморфной примеси натровой частицы к основному калиевому компоненту может колебаться в широких пределах — от 0 до 60—70%.

Возможность оптического различия полевых шпатов разных, выделенных Д. С. Белянкиным типов и большие практические выводы, получившиеся



Фиг. 3. Метод статистической обработки результатов изучения оптической ориентировки и угла оптических осей в калиевых полевых шпатах (по В. К. Моничу, 1953). Константы аноклаза из гранитов в верховье р. Баксан.

сейчас уже недостаточно отдельных определений, необходим статистический подход, с подробным изучением оптики ряда образцов. Отчасти

в результате петрографического выделения «неинтрузий», вызвали на Кавказе массовое измерение величины угла оптических осей в самых разнообразных по возрасту породах. При этом выяснилось, что в одной и той же породе встречаются нередко калиевые полевые шпаты, имеющие весьма различный угол оптических осей. Так, для Центрально-Абхазской (юрской) интрузии отдельные измерения давали от -40° до -72° ; для интрузий Баксана (третичной) (?) от -30° до -75° . Однако средние величины оказались достаточно постоянными и позволили сделать некоторые региональные сопоставления, указывающие в общем на большие численные величины этой константы у древних, по сравнению с молодыми, образований: у третичных интрузивных пород Главного хребта среднее значение $-2V = 52,05^\circ$ и у юрских пород Абхазии и Сванетии $-2V = 59,8^\circ$ (Белянкин и Петров, 1940). Дальнейшие цифры этого рода можно свести в нижеследующую табл. 2.

Таким образом, для более детальных выводов о природе калиевых полевых шпатов той или иной интрузивной породы

Таблица 2

Значение углов оптических осей аноклаза в породах разных кавказских интрузий

Месторождения	Колебания $-2V$, в°	Среднее $-2V$, в°
Интрузивные породы Центрального Кавказа (Казбек, Тепли, Урух и др.)	42—62	—50
Пятигорские лакколиты	52—68	57,6
Абхазия и Сванетия (юрские интрузии)	40—72	59,8
Аджария	48—72	61
Гурья	43—66	—56,6
Армения	58—70	64,1

такой метод был применен Л. А. Варданянцем (1937) при сопоставлении оптики анортклазов неинтрузий Большого Кавказа и особенно эффективно В. К. Моничем в 1953 г. (фиг. 3).

Еще несколько доказательств правильности предложенной Д. С. Белянкиным классификации полевых шпатов было получено в последние годы, когда был опубликован ряд химических анализов кавказских анортклазов из неинтрузий, свидетельствующих о преобладающем развитии здесь существенно калиевых полевых шпатов; сводка этих анализов дана в работе Е. Д. Белянкиной (1953), откуда в табл. 3 мы заимствуем только окончательные результаты пересчетов. В большинстве случаев количество калиевой (ортотлазовой) частицы здесь не меньше, чем в микроклинах древних кавказских пород, хотя и присутствуют отдельные существенно натровые минералы, например образец из своеобразного по составу цеолитсодержащего сиенита гурийского интрузива Дид-Вани. То же относится и к санидину кавказских пород.

Таблица 3

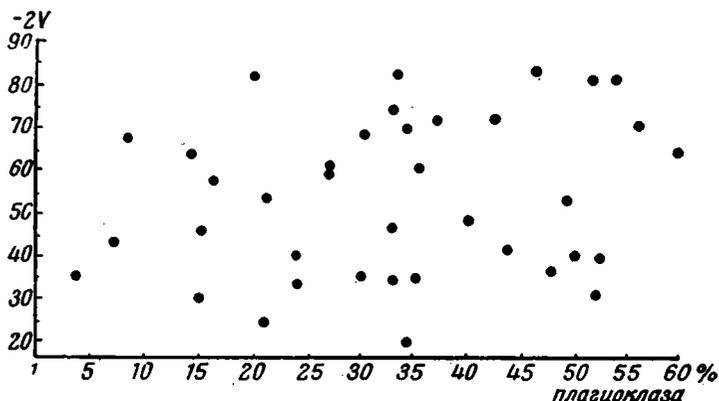
Состав щелочных полевых шпатов кавказских гранитоидов
(по данным пересчета химических анализов)

Минерал и возраст	Порода и месторождение	Количество элементарных полевощпатовых частиц (в пересчете на 100%)			Литературный источник
		Ортотлаз	Альбит	Анортит	
Микроклин, древний гранит	Пегматит; Шроша,	65,97	32,54	1,49	Курбатов, 1928 Белянкин, 1918 Топурия, 1938 Соловьев, 1940
	Гранит; Фаснал	80,12	19,68	0,20	
	Гранит; Рквия	80,68	16,52	1,20	
	Гранит; Баксан	66,13	29,15	4,42	
Ортотлаз древний	Гранит; Индыш	39,27	52,00	8,08	Белянкина, 1953
Анортотлаз третичный	Гранит; Баксан	66,18	30,84	2,61	Соловьев, 1940 Казахишвили и Топурия, 1939 Котляр, 1945 Белянкина, 1953 Казахишвили и Топурия, 1939
	Сиенит; Тав-Суреби	63,09	31,23	5,04	
	Нефелиновый сиенит; Памбак	65,49	31,15	2,95	
	Гранит; Дебаклу Анальцимовый сиенит; Дид-Вани	72,00 50,88	23,12 44,40	3,68 4,72	
Санидин третичный (?)	Трахит; гора Железная	64,50	32,02	2,51	Белянкин и Стефанов, 1926 Соловьев, 1940 Белянкина, 1953 То же
	Делевит; Баксан	{75,32	22,61	1,71	
		{74,71	21,83	2,73	
Трахит; с. Эльпин	65,21	28,50	4,72		

Из опубликованных анализов древних гранитов и санидинов мы выбрали здесь только некоторые, с нашей точки зрения, наиболее достоверные.

Очень эффективно отсутствие связи между составом калиевого полевого шпата и величиной —2V показала Е. Д. Белянкина (1953) на основании анализов, имеющих в мировой литературе (фиг. 4).

До сих пор неясны причины изменения величины $2V$ у калиевых полевых шпатов различных пород. Вплоть до последних лет зарубежные авторы (например, Спенсер) продолжают стоять на точке зрения температурных фазовых различий между разными типами щелочных полевых шпатов, объясняя температурой застывания породы образование того или иного типа полевого шпата. К сожалению, гидротермальный низкотемпературный синтез полевых шпатов не может быть воспроизведен в лабораторных условиях, вследствие чего нет возможности полностью опровергнуть цитированные только что предположения, однако в природных процессах



Фиг. 4. Зависимость величины угла оптических осей щелочного полевого шпата от содержания в нем изоморфных примесей плагиоклазовой (натровой) частицы.

имеются случаи, позволяющие усомниться в их справедливости (Белякич, 1944). Наиболее важные примеры такого рода следующие: 1) образование санидинообразных полевых шпатов с $-2V = 33-51^\circ$, при изменении дапатов под действием гейзеров (температуры $100-200^\circ$) Йеллоустонского парка, описанные Феннером; в одних случаях при этом образуются вытянутые по вертикальной оси кристаллы, содержащие до 50% альбитовой частицы, в других — таблитчатые разности, содержащие только 3% этой частицы (97% калиевых полевых шпатов); 2) в одинаковых условиях образуются полевые шпаты с разными величинами $2V$. Так, в случае чужского анортоклаза в одном зерне наблюдалось в середине зерна $-2V = 44^\circ$, а в краях -66 , -71° , причем общее светопреломление сохранялось неизменным, что говорит о постоянстве состава изученного образца.

Итак, не температура, а какая-то другая, пока не ясная причина приводит к появлению различий в полевых шпатах. Различия эти в известной мере близки к тем, которые имеются между кайнотипными эффузивными и их палеотипными разностями, поскольку, чем древнее порода, тем сильнее она сказывается и тем больше входящий в состав породы калиевый полевой шпат приближается к типичному микроклину. В пределах одной и той же породы (и даже одного и того же крупного кристалла) это изменение действует различно (поскольку различна величина $-2V$); кроме того, ее действие различно в разных районах. Для каждого данного участка земной коры эмпирическое правило — что в состав более молодых пород входит калиевый полевой шпат с меньшим углом оптических осей, чем в полевых шпатах более древних пород, — вполне справедливо; но отнюдь нельзя сравнивать породы, залегающие в разных геологических условиях. В вышеприведенной табл. 2, например, мы видели, что в состав юрских интрузивов Абхазии входит калиевый полевой шпат, обладающий

меньшим углом оптических осей, чем таковой из третичных гранитоидов Аджарии.

Все эти особенности распределения в горных породах калиевых полевых шпатов с различным $2V$ с трудом поддаются объяснению. Можно предположить, что причиной, сказывающейся на изменении $2V$ калиевого полевого шпата, являются тектонические воздействия. Если это верно, то повышенные значения этой величины и микроклиновую решетку нужно рассматривать как остаточные напояжения.

Геологическое значение аноклаза в неинтрузиях вне Кавказа и Закавказья

Несмотря на то, что мы не знаем причин различия щелочных полевых шпатов, мы с особым вниманием относимся к эмпирически установленной закономерности зависимости характера полевого шпата от возрастной принадлежности горной породы. Выше разбирались только кавказский материал, однако сейчас мы имеем определенные данные, чтобы утверждать, что эта же закономерность наблюдается и в других областях развития разновозрастных пород. Об андских материалах уже говорилось выше (стр. 8). Укажем здесь на замечательную работу В. К. Монича (1953), показавшего наличие аноклаза с относительно малым углом оптических осей — преимущественно $50-60^\circ$ — в наиболее молодом для Казахстана Семей-Тауском комплексе (послепермские интрузии липаритов, гранит-порфиры и пр.).

Для центральной части Охотско-Колымского водораздела имеются данные Р. П. Петрова (1945), которым изучен аноклаз из послевеерне-триасовых (посленижнеюрских) порфировых гранодиоритов и прорывающих последние субинтрузивных липаритов. Химически анализированный образец их порфировидных вкрапленников показал состав из 66,7% калиевой, 26,7% натровой и 1,7% кальциевой полевошпатовой частиц, а также характерные оптические свойства $N_p = 1,519$, $N_g = 1,523$, $-2V = -21^\circ$. При триклинной ориентировке колебания угла оптических осей в калиевых полевых шпатах различных образцов этой породы оказались в пределах $-21, -40^\circ$. В субинтрузивных липаритах идиоморфные вкрапленники калиевого полевого шпата отсутствуют, имеются лишь обломки, более или менее разрушенные. Углы оптических осей у аноклазов этой породы колеблются в пределах $-35, -47^\circ$.

В этой же статье Р. П. Петрова имеется указание на существование в Охотско-Колымском крае предальбских и более молодых интрузивных пород, несколько иного петрографического типа, содержащих аноклаз с углом оптических осей от -50 до -70° .

На Камчатке В. Я. Степановым (1946) описана аномтенская третичная (послемиоценовая?) гранитная интрузия с монцонитовыми краевыми фациями. Входящий в ее состав аноклаз сильно напоминает неинтрузивный аноклаз Кавказа, что специально подчеркивается В. Я. Степановым (там же, стр. 407). Светопреломление аноклаза — $N_p = 1,520$, $N_g = 1,525$, $-2V = 48-70^\circ$. Ему свойственна характерная триклинная ориентировка.

По данным Б. И. Пийпа, подобные же аноклазы (Степанов, 1946, стр. 411) указываются в гранитоидных породах р. Средней Авачи (с $N_p = 1,524$, $-2V = 46-50^\circ$, триклинная ориентировка).

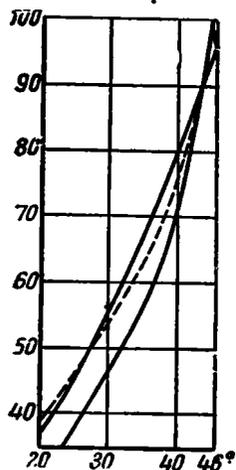
Весьма интересны, но несколько противоречивы данные М. А. Фаворской (личное сообщение) по интрузиям Дальнего Востока. В третичных интрузиях имеются разности с решетчатым микроклином и $-2V = 78^\circ$ (Фаворская, 1953) и разности с характерным аноклазом. Повидимому, аноклазовые разности относительно моложе микроклиновых. Однако

здесь много неясностей, необходимы дальнейшие работы в этом направлении.

Хотя все приведенные выше материалы по анортоклазам в гранитоидных породах различных частей Союза крайне отрывочны, они все же подтверждают, что закономерности, выявленные на Кавказе и в Закавказье, выдерживаются и в других областях; мы должны везде относиться к калиевому полевому шпату с особым вниманием, как к типичной петрографической особенности той или иной интрузии.

Изменчивость свойств других, кроме щелочных полевых шпатов, породообразующих минералов при тождественности химического состава

Плагиоклазы. Широкая изменчивость свойств плагиоклазов известна еще со времени детальных исследований В. В. Никитина и Е. С. Федорова. Особенно резко изменчивым в плагиоклазах одинакового



Фиг. 5. Угол погасания высоко- и низкотемпературных плагиоклазов (по А. Н. Заварицкому, 1951).

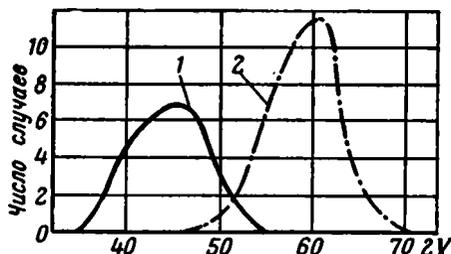
состава оказался угол оптических осей; он настолько изменчив, что сейчас эта константа считается непригодной для оптической диагностики плагиоклазов. В последнее время большое внимание привлек к себе вопрос о так называемых «высокотемпературных плагиоклазах» (обзор этого вопроса имеется у А. Н. Заварицкого, 1951). Работами ряда зарубежных специалистов (Тутль и Боуэн, Барт, Терч и др.; часть этих работ имеется в русском переводе в сборнике «Полевые шпаты», 1952) показано различие в углах погасания плагиоклазов одинакового состава в породах интрузивных и породах эффузивных, а также невозможность определять те и другие плагиоклазы по оптическим свойствам, пользуясь одними и теми же диаграммами (фиг. 5). Этим же объясняются наблюдавшиеся ранее (Левинсон-Лессинг, 1929) расхождения в определениях плагиоклаза по федоровскому методу и по показателю преломления.

К сожалению, до сих пор не были исследованы величины угла оптических осей в плагиоклазах разного происхождения, но мы не сомневаемся в том, что различия между «высокотемпературными» и «низкотемпературными» плагиоклазами принципиально те же, что и различия между «высокотемпературными» санидинами и анортоклазами и «низкотемпературными» микроклинами. На это указывают и результаты рентгеновских измерений Ф. Лавеса («Полевые шпаты», 1952).

В настоящее время в Советском Союзе почти не производится работ по изучению оптики плагиоклазов, и нам остается только повторить слова А. Н. Заварицкого (1951): «Приходится признать, что наши знания о высокотемпературных плагиоклазах еще недостаточны. Перед петрографами стоит нелегкая задача добыть более обильный и более надежный материал для точных оптических и химических исследований, чем тот, каким мы располагаем».

Пироксены. М. М. Веселовская (1950) при сопоставлении оптики и химизма пироксенов диопсид-авгитового ряда показала резкое различие углов оптических осей в пироксенах интрузивных и эффузивных пород при одинаковом химическом составе. Для пироксенов интрузивных и эффузивных пород ею предложены были самостоятельные диаграммы. Приведем краткую выдержку (табл. 4) из сравнительной таблицы М. М. Ве-

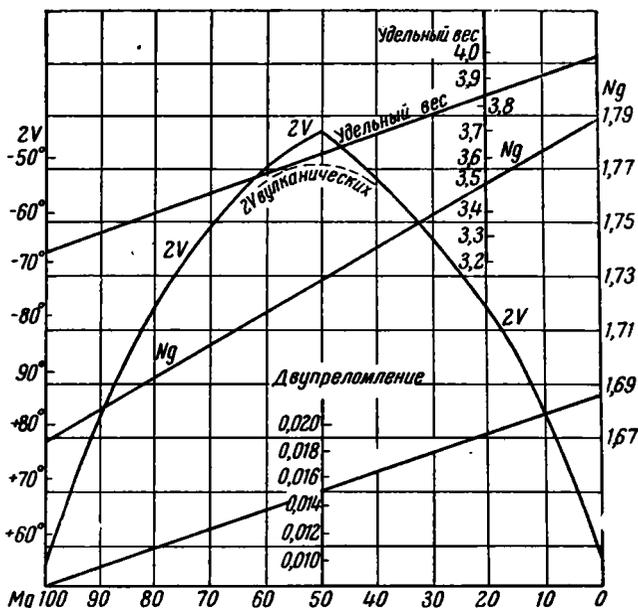
селовской (1950, стр. 102) и фиг. 6, показывающую согласное увеличение положительных значений угла оптических осей в эффузивных и интрузивных породах.



Фиг. 6. Углы оптических осей пироксенов примерно одинакового состава из эффузивных и интрузивных пород (по М. М. Веселовской, 1950).

1 — в пироксенах интрузивных пород; 2 — то же, эффузивных.

В недавней работе Хесса (Hess, 1952) также имеется указание на различие углов оптических осей пироксенов одинакового состава, но разного



Фиг. 7. Изменение свойств пироксенов Бушвельдского комплекса (по Hess, 1952). Показано различие свойств пироксенов, имеющих одинаковый состав, но происходящих из интрузивных и вулканических пород.

генезиса, из пород бушвельдского комплекса. Приводимые величины относятся к ромбическим пироксенам; они, возможно, несколько не совпадают с данными М. М. Веселовской, но интересен самый факт существования пироксенов, обладающих при одинаковом составе различными свойствами в зависимости от условий образования и залегания породы (фиг. 7). Хесс объясняет это явление различным содержанием окиси кальция

Различия в значениях углов оптических осей у пироксенов одинакового состава и разного происхождения

(в извлечении; по М. М. Веселовской, 1950)

Компоненты и константы	I		II		III		IV	
	Порфи-ры	Габбро	Анде-зит	Инtru-зивн. трапп	Из туфа	Из диабазы	Из лавы	Из инtru-зивн доле-рита
SiO ₂	51,05	50,39	50,74	50,26	49,66	49,82	50,60	48,50
Al ₂ O ₃	5,23	4,24	2,98	1,57	4,45	4,24	3,2	4,5
Fe ₂ O ₃ + FeO	8,25	8,55	12,41	11,70	7,26	8,05	9,20	9,52
MgO	14,18	14,19	14,24	14,45	14,75	14,75	14,90	15,06
CaO	19,10	19,72	17,88	17,98	20,05	20,82	20,2	19,32
+ 2V	58°	50—52°	55°	45—50°	60°	45°	54°	48—49°

в эффузивных и интрузивных пироксенах, не приводя для этого никаких доказательств.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В своих работах 1912—1918 гг. Д. С. Белянкин доказал существование на Кавказе молодых интрузивных пород — неинтрузий, играющих огромную роль в строении Кавказа. Одновременно показано было своеобразие полевого шпата этих неинтрузий, развитого здесь в форме калиевого анортноклаза (санидина), резко отличающегося от микроклина древних интрузий.

В настоящей статье автор попытался свести воедино все материалы по неинтрузиям, накопившиеся за последние годы, и показать, что молодой интрузивный магматизм Кавказа весьма разнообразен, но во всех случаях обладает рядом общих черт: 1) своеобразным обликом калиевого полевого шпата; 2) высокой ассимиляционной способностью; 3) контактными взаимоотношениями с вмещающими породами; 4) группировкой определенного типа интрузий в определенных геологических условиях.

В пределах неинтрузий Кавказа существует, по видимому, ряд отдельных типов: 1) гранитоидные интрузии умеренной глубинности (юрские и третичные), сопровождающиеся более основными гибридными разностями и щелочными дифференциатами; 2) гранитоидные гипабиссальные (отчасти «интродацитовые») интрузии третичного возраста; 3) лакколитовые приповерхностные образования; 4) тешенитовые интрузивные породы; 5) гибридные интрузии так называемого бакского типа.

Показано также, что анортноклазовая природа калиевых шпатов Кавказа зависит от условий залегания содержащих их горных пород и что характер анортноклаза различен в породах разного типа; кроме того, свойства их меняются в пределах одной и той же породы и изучение их не может обойтись без применения статистического метода.

Возрастная принадлежность анортноклазосодержащих пород к наиболее молодым проявлениям магматизма в разных районах была продемонстрирована литературным материалом не только для Кавказа, но и для других частей Союза.

Оптические свойства некоторых минералов, подобно калиевому полево-му шпату, меняются в зависимости от условий залегания включающей

их горной породы, даже в том случае, если состав их остается одинаковым. Имеющиеся сейчас факты говорят о существовании такой зависимости у плагиоклаза и пироксена.

Зависимость оптических свойств породообразующих минералов от условий их залегания, впервые отчетливо показанная Д. С. Белянкиным на примере анортоклаза кавказских неинтрузий, пока еще недостаточно учитывается петрографами. Теоретическое и практическое значение оптических свойств породообразующих минералов как показателей геологических особенностей горных пород исключительно велико. Расшифровка этой зависимости — задача, поставленная перед советскими петрографами Д. С. Белянкиным.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- А г а л и н Г. П. Некоторые данные о неинтрузивах Северо-Западного Кавказа. Геол. на фронте индустр., 1935, № 11—12.
- А д а м я н А. И. 1. О зональном строении нефелино-сиенитовых пегматитов Мегринского района Арм. ССР. Доклады Акад. наук СССР, 1949, 68, № 1.
- А д а м я н А. И. 2. Об анортоклазах Мегринского плутона. Доклады Акад. наук СССР, 1949, 64, № 2.
- А д а м я н А. И. 3. Об образовании полевошпатовых вкрапленников в порфировидных гранитах Мегринского района. Арм. ССР. Изв. Акад. наук Арм. ССР; 1949, т. 11, № 1.
- А з и з б е к о в Ш. А. 1. Горные породы Ганджинского района. Изв. Азерб. Красн. нефт. инст., 1935, вып. 8/15.
- А з и з б е к о в Ш. А. 2. Петрографический очерк нижнего и среднего течения р. Ганджа-чай и Кушнар-чай в Аз. ССР. Баку, Изд. Азерб. фил. Акад. наук СССР, 1935.
- А з и з б е к о в Ш. А. К петрографии Малого Кавказа. Тр. Азерб. филиала Акад. наук СССР, 1936, 26.
- А з и з б е к о в Ш. А. Малые интрузии в Курдистане. Тр. Азерб. инд. инст., 1940, Геол. сб. № 1/24.
- А з и з б е к о в Ш. А. Шамхорские интрузивы и их жильные дериваты. Баку, Изд. Акад. наук Азерб. ССР, 1945.
- А з и з б е к о в Ш. А. Геология и петрография сев.-вост. части Малого Кавказа. Баку, изд. Акад. наук Азерб. ССР, 1947.
- А з и з б е к о в Ш. А. и А б д у л а е в Р. Н. Основные черты геологии и петрографии Ордубадского плутона и вмещающих его пород. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1947, № 6.
- А з и з б е к о в Ш. А. и А б д у л а е в Р. Н. Геолого-петрографический очерк юго-западной части Конгуро-Аловгезской интрузии и вмещающих ее пород. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук Азерб. ССР, 1951, т. 14.
- А з и з б е к о в Ш. А. и К а ш к а й М. А. Магматизм и металлогения Азербайджана. В кн.: Тр. Конференции по вопросам региональной геологии Закавказья. Баку, изд. Акад. наук Азерб. ССР, 1952.
- А з и з б е к о в Ш. А. и П а ш а л ы Н. В. Скарны ю.-з. части Конгуро-Аловгезской интрузии. Доклады Акад. наук Азерб. ССР, 1949, 5, № 3.
- А з и з б е к о в Ш. А. и П а ш а л ы Н. В. Петрография серпентинитов Кельбаджарского района Азерб. ССР. Доклады Акад. наук Азерб. ССР; 1949, 5, № 6.
- А р а п о в Ю. А. и З о р а б я н В. С. О нефелиновых и щелочных сиенитах в восточной части Мегринского района. Изв. Арм. фил. Акад. наук СССР, 1942, № 8.
- А р а п о в Ю. А. и М о н а х о в Н. Я. Геолого-петрографический очерк восточной части Баовдальского хребта. Тр. Геол. инст. Акад. наук Арм. ССР, 1940, 1.
- Б а р к а н о в И. В. Геолого-минералогический очерк Мехмавинской группы полиметаллических и медных месторождений в Закавказье. Тр. Закавказск. Геол. треста, 1936, № 4.
- Б е л и к о в Б. П. Мраморы Грузии. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1940, вып. 34, петр. сер. (№ 12).
- Б е л и к о в Б. П. и К у з н е ц о в С. С. О габбровой интрузии на северо-восточных склонах Тривалетского хребта. Тр. Петр. инст. Акад. наук СССР, 1934, вып. 6.
- Б е л я н к и н Д. С. Тешениз из Курсеби и его положение в системе горных пород. Изв. СПб., Политехн. инст., отд. техн., естеств. и матем., 1912, 17, вып. 1.
- Б е л я н к и н Д. С. К изучению новейших изверженных горных пород Кавбека и его окрестностей. Изв. СПб. Политехн. инст., отд. техн., естеств. и матем., 1914, 21, вып. 1.

- Белянкин Д. С. Неограниты и кварцевые дациты с ледника Дых-Су в Центральном Кавказе. Изв. СПб. политехн. инст., отд. техн., естеств. и матем., 1915, 23, вып. 2.
- Белянкин Д. С. 1. К исследованию кавказских гранитов. Изв. Петр. политехн. инст., отд. техн., естеств. и матем., 1918, 27.
- Белянкин Д. С. 2. Новейшая кавказская интрузия в бассейнах рек Ардона и Уруха. Изв. СПб. политехн. инст., отд. техн., естеств. и матем., 1918, 27.
- Белянкин Д. С. Неоинтрузия Центр. Кавказа в истоках Фиагдона. Изв. Геол. ком., 1919, 38, № 8—10.
- Белянкин Д. С. К петрографии перевала Штулу-впек в Центральном Кавказе. Изв. Росс. Акад. наук, 6-я сер., 1923, 17, № 1, 2.
- Белянкин Д. С. Второе издание диаграммы светопреломления полевых шпатов. Зап. Мин. общ., сер. 2, 1925, 52.
- Белянкин Д. С. Об «анортклазе» в кавказитах. Изв. Акад. наук СССР, 6-я сер., 1927, 21, № 12—14.
- Белянкин Д. С. 1. Геолого-петрографические исследования в высокогорной Абхазии. В кн.: Экспедиции Академии наук СССР в 1933 г. Л., изд. Акад. наук СССР, 1934.
- Белянкин Д. С. 2. Магматические горные породы и некоторые полезные ископаемые Западной Грузии. Тр. Петрогр. инст. Акад. наук СССР, 1934, вып. 6.
- Белянкин Д. С. К определению понятия и к практике анортклязов. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1937, № 2.
- Белянкин Д. С. К вопросу о неоинтрузиях Центрального Кавказа. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1939, № 2.
- Белянкин Д. С. К минералогии кали-натровых полевых шпатов. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1944, № 5.
- Белянкин Д. С. Анортклязы и их положение в кристаллизационной схеме Боуэна. В кн.: Вопросы геологии Сибири, т. 1, М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1945.
- Белянкин Д. С., Еремеев В. П. и Петров В. П. Неоинтрузии Аджаристана и Гурии. В кн.: Материалы по геологии и петрографии Грузии. Вып. 1. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1935.
- Белянкин Д. С., Еремеев В. П. и Петров В. П. Новые данные по неоинтрузиям в бассейне р. Урух Центр. Кавказа. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1939, вып. 4, петр. сер., (№ 3).
- Белянкин Д. С., Еремеев В. П., Петров В. П. и Фаворская М. А. О неоинтрузиях Бакского (Эцерского) типа на Кавказе. Зап. Всер. мин. общ., 1943, 72, № 3, 4.
- Белянкин Д. С., Еремеев В. П. и Петров В. П. К изучению интрузии г. Тепли. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1941, вып. 59, петр. сер. (№ 20).
- Белянкин Д. С., Маслов К. С. и Петров В. П. Магматические проявления в северо-западной части Гурии в Закавказье. Тр. Петрогр. инст. Акад. наук СССР, 1939, вып. 14.
- Белянкин Д. С. и Петров В. П. Гибшит в Грузии. Доклады Акад. наук СССР, 1939, 24, № 4.
- Белянкин Д. С. и Петров В. П. 1. Заключительные замечания к неоинтрузиям Сванетии и Абхазии. Верхн. Сванетия и прилегающая часть Абхазской ССР. Тр. Сов. по изуч. производ. сил. СССР, 1940, вып. 24.
- Белянкин Д. С. и Петров В. П. 2. История исследования и новые данные по тешенитам и родственным с ними цеолитсодержащим породам на территории Грузии. Зап. Всер. мин. общ., 1940, 69, № 1, 2.
- Белянкин Д. С. и Петров В. П. 3. Тешенито-камptonито-мончинитовые интрузии окр. г. Ахалчиа. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1940, вып. 21, петр. сер. (№ 7).
- Белянкин Д. С. и Петров В. П. Петрография Грузии. Петрография СССР, вып. 11, 1945.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. и Петров Р. П. Первый нефелиновый сиенит в Закавказье. Доклады Акад. наук СССР, 1938, 19, № 1, 2.
- Белянкина Е. Д. Химико-минералогическое исследование кали-натровых полевых шпатов Кавказа и Закавказья. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1953, вып. 147, петр. сер. (№ 43).
- Бенделиани А. Е. Ценское (Цурунгальское) месторождение мышьяка в Верхней Сванетии. Разведка недр, 1937, № 2.
- Бернштейн П. С. Геологические исследования в бассейнах рр. Асрик-чай и Дзегам-чай в АССР. Зап. Рос. мин. общ., 1935, вып. 63.
- Богачев В. В. Мелкие геологические заметки: о возрасте известняков г. Кабахтапа и граводиоритовых интрузий на Малом Кавказе. Новости нефт. геол., Баку, 1935, № 10.
- Вардамянц Л. А. Опыт металлогенической характеристики Центрального Кавказа. Тр. Главн. геол.-разв. упр., 1931, вып. 22.

- В ар д а н я н ц Л. А. О металлогении Кавказа. Изв. Акад. наук СССР, 7 сер. 1933, № 8.
- В ар д а н я н ц Л. А. 1. Опико-минералогическая характеристика анортоклазов неоинтрузий Большого Кавказа. Зап. Мин. общ., 1937, ч. 66, № 3.
- В ар д а н я н ц Л. А. 2. Характеристика неоинтрузий Главного Кавказа. Пробл. сов. геол., 1937 № 7.
- В ар д а н я н ц Л. А. 1. Интрузивы Сев. Кахетии. Пробл. сов. геол., 1938, № 4.
- В ар д а н я н ц Л. А. 2. Об эволюции санидинов и анортоклазов Центрального Кавказа. Сов. геол., 1938, 8, № 11.
- В ар д а н я н ц Л. А. Неоинтрузии и их оруденение и связь с тектоникой в Главном Кавказе. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1939, № 2.
- В ар д а н я н ц Л. А. 1. Интрузивы Сев. Кахетии (Кавказ). Зап. Мин. общ., 1940, ч. 69, № 2—3.
- В ар д а н я н ц Л. А. 2. Молодые интрузивные породы Тырны-ауза. Сов. геол., 1940, № 2, 3.
- В ар д а н я н ц Л. А. О санидинах в липаритах Тырны-ауза на Сев. Кавказе. Изв. Акад. наук Арм. ССР, естеств. науки, 1947, № 1.
- В ар д а н я н ц Л. А. и Г а б р и э л я н А. А. О санидиновом трахите близ села Элпин (Арм. ССР). Доклады Акад. наук Арм. ССР, 1947, 6, № 2.
- В е с е л о в с к а я М. М. Химико-минералогические исследования в области пироксенов диоксид-авгитового ряда. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1950, вып. 86, сер. петр. (№ 39).
- В л о д а в е ц В. И. и Ш а в р о в а Н. Н. Об анортоклазе из лав Даригангской вулканической области. В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 2, М., Изд. Акад. наук СССР, 1953.
- Г е р а с и м о в А. П. Тешениты р. Иоры (Кахетия). Тр. Главн. геол.-разв. упр., 1931, вып. 29, № 170.
- Г е р а с и м о в А. П. Геологическое строение Минераловодского района. 2. Кристаллические породы северных локколитов Пятигорья. Тр. Центр. научно-исслед. геол.-разв. инст., 1937, вып. 93.
- Г р у ш е в о й В. Г. Медные месторождения в верховьях рр. Охчи-чай и Мегри-чай. Вестн. Геол. ком., 1925, вып. 5.
- Г р у ш е в о й В. Г. Алавердское медное месторождение в Закавказье. Тр. Главн. геол.-разв. упр., 1930, вып. 1.
- Г р у ш е в о й В. Г. Дсехское месторождение медных руд ССР Армении. Тр. 4 Всерос. конф. по цветн. металлам, 1932, вып. 2.
- Г р у ш е в о й В. Г. 1. Медные месторождения Алавердского района Арм. ССР. Тр. Центр. научно-исслед. геол.-разв. инст., 1935, вып. 36.
- Г р у ш е в о й В. Г. 2. Металлогения Закавказья. Пробл. сов. геол., 1935, 5, № 10.
- Г р у ш е в о й В. Г. и О з е р о в К. Н. Новые месторождения андалузита и джумортьерита в Армении. Разведка недр., 1935, № 3.
- Г р у ш е в о й В. Г. и Р у с а к о в М. Алавердское медное месторождение в Закавказье. Разведка недр, 1934, № 17 и 18.
- Г р у ш е в о й В. Г. Интрузивные породы юго-восточной части Армянской ССР, восточной части Нахичеванской АССР (Мегрианский, Кафанский и Ордубадский районы). Тр. Гос. геол. упр., 1941, вып. 11.
- Д о д и н А. Л. Геологическое строение Алавердско-Садахлинского района ЗСФСР. Тр. Всес. инст. мин. сырья, 1935, вып. 88.
- Д о д и н А. Л. Интрузивные породы бассейна р. Киги-чай. Тр. Гос. геол. упр., 1941, вып. 11.
- Д ь я к о н о в а - С а в е л ь е в а Е. Н. Геологические исследования в окр. Дилижана летом 1927 г. Л., Изд. Акад. наук СССР, 1929.
- Е р е м е е в В. П. Петрографическое исследование цеолитового габбро района сел. Гвердзинети в Грузии. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1940, вып. 36, петр. сер. (№ 11).
- Е р е м е е в В. П. К изучению неоинтрузий в районе оз. Кардывач (верховья р. Мзымты, Зап. Кавказ). Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1947, вып. 84, петр. сер. (№ 27).
- Е р е м е е в В. П. Дополнительные данные к изучению неоинтрузий Алжарии. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1948, вып. 89, петр. сер. (№ 28).
- Е р е м е е в В. П. и П е т р о в В. П. 1. Неоинтрузии Сванетии. Верхн. Сванетия и прилегающая часть Абхазской АССР. Тр. Сов. производ. сил. Акад. наук СССР, 1940, вып. 24.
- Е р е м е е в В. П. и П е т р о в В. П. 2. Петрографическое описание неоинтрузий, выходящих в бассейне р. Кодор. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазской АССР. Тр. Сов. по изучению производ. сил. Акад. наук СССР, 1940, вып. 24.
- Е р ш о в А. Д. О структуре (Ценского) Цурунгальского рудного поля. Пробл. сов. геол., 1938, № 4.
- Е р ш о в А. Д. и К о п е л л о в и ч А. В. Ценское арсено-пиритовое месторождение Верхней Сванетии. Мин. сырье, 1937, № 2.

- З а в а р и д к и й А. Н. О высокотемпературных плагиоклазах. Зап. Всес. Мин. общ., 1951, 80, № 3.
- З а р и д з е Г. М. Хевская неинтрузия. Бюлл. Геол. инст. Акад. наук Груз. ССР, 1938, 4, вып. 1.
- З а р и д з е Г. М. Габбро-диоритовая неинтрузия по Военно-Сухумской дороге устья р. Зима. Верхн. Сванетия и прилегающая часть Абхазской АССР. Тр. Сов. по изучению произв. сил. СССР, 1940, вып. 24.
- З а р и д з е Г. М. и Ч и ч и н а д з е К. И. Эперская неинтрузия на Кавказе. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1940, вып. 44.
- И н о с т р а н ц е в А. А., Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю. и К а р а к а ш Н. И. Через Главный Кавказский хребет. СПб., 1896.
- И ц и к с о н М. И. Гранитоидные породы Восточной Дигории Центр. Кавказа. Всес. геол.-разв. инст., 1941, вып. 132.
- К а з а х и ш в и л и Т. Г. и Т о п у р и я П. А. О некоторых сиенитовых породах р. Супсы (Зап. Грузия). Доклады Акад. наук СССР, нов. сер., 1939, 23.
- К а н т о р Б. А. Геологические исследования в районе Лысогорского перевала в АССР. Мат. Центр. научно-исслед. геол.-разв. инст., 1933, вып. 2.
- К а ш к а й М. А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Баку, изд. Акад. наук Азерб. ССР, 1947.
- К о н ю ш е в с к и й Л. К. Отчет о геологическом исследовании в Сухумском окр. и смежных частях Кутаисской области и Черном. губернии, производившемся в 1909—1911 гг. Мат. для геол. Кавказа, сер. 4, 1914, кв. 1.
- К о т л я р В. Н. Геологический очерк восточной части Даралагезского уезда ССР Армении (басс. верхн. течения р. Вост. Арпачай). Мат. по общ. и прикл. геол., 1930, вып. 136.
- К о т л я р В. Н. Гюмюшханское полиметаллическое месторождение Даралагезского уезда ССР Армении. Тр. Главн. геол.-разв. упр., 1931, вып. 81.
- К о т л я р В. Н. Материалы к изучению месторождений сев. части Армении. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., 1935, вып. 835.
- К о т л я р В. Н. Интрузия нефелиновых сиенитов на Кавказе. Зап. Всерос. мин. общ., 1938, ч. 67, вып. 2.
- К о т л я р В. Н. О возрастном расчленении интрузивов Малого Кавказа. Зап. Мин. общ., 1940, ч. 69, вып. 2, 3, стр. 249—259.
- К о т л я р В. Н. Интрузивные породы Центральной части Арм. ССР. Тр. Геол. упр. Груз. ССР, 1941, вып. 11.
- К о т л я р В. Н. Памбакский комплекс щелочных пород. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1945, № 5.
- К о т л я р В. Н. О шаровых габбро у с. Воскресенска Арм. ССР. Доклады Акад. наук СССР, 1945, 49, № 9.
- К р ж е ч к о в с к и й А. В. Геологический очерк западной части Даралагезского уезда ССР Армении. Мат. по общ. и прикл. геол., 1930, вып. 136.
- К р ж е ч к о в с к и й А. В. Газмивское полиметаллическое месторождение Даралагезского уезда ССР Армении. Тр. Главн. геол.-разв. упр., 1931, вып. 81.
- К р у т о в Г. А. Минералогия и генезис кобальтового орудесвения в Дашкесавском контактово-метасоматическом месторождении. Тр. Моск. геол.-разв. инст., 1937, 10.
- К р у т о в Г. А. и др. Месторождения кобальта на Кавказе. Тр. Всес. инст. мин. сырья, 1935, вып. 82.
- К у з н е ц о в И. Г. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Чвешури в Центральном Кавказе. Мат. Центр. научно-исслед. геол.-разв. инст., регион. геол. и гидрогеол., 1933, Сб 1.
- К у з н е ц о в И. Г. Проявление неинтрузии в Центральной и Восточной Балкарии (Северный Кавказ). Зап. Всес. мин. общ., 1940, ч. 69, вып. 2, 3.
- К у з н е ц о в И. Г. Интрузивные породы южного склона Главного Кавказского хребта. Тр. Геол. упр. Груз. ССР, 1941, вып. 11.
- К у з н е ц о в С. С. и Б е л и к о в Б. П. О габбровой интрузии на северо-восточных склонах Триалетского хребта. Тр. Петр. инст. Акад. наук СССР, 1934, вып. 6.
- К у з н е ц о в Е. В. Пегматитовые образования Закавказья. Вопросы петрографии и минералогии, т. 1. М., Изд. Акад. наук СССР, 1953.
- К у з ь м и н С. А. Изверженные породы Главного Кавказского хребта и Сванетии. Абхазско-Сванетск. петрогр. экспед. Акад. наук СССР. Л.—М., изд. Акад. наук СССР, 1936.
- К у р м а н И. М., В о р о ж е в а Е. М. и У с а ч е в а З. М. Боросодержащие породы гг. Бык и Золотой Курган. Тр. Научно-иссл. инст. удобр. и инсектофунг., 1934, вып. 117.
- Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю. Андезитово-базальтовая формация центральной части Армении. В кн.: Бассейн озера Севан, т. 1., Л., изд. Акад. наук СССР, 1929.
- Л е о н т ь е в Л. Н. Тектоническое строение и история неотектонического развития Малого Кавказа. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1949, т. 24, № 4.

- Леонтьев Л. Н. и Хайн В. Е. Верхнемеловые гипербазиты и офиолитовая формация на Малом Кавказе. Доклады Акад. наук СССР, 1949, 65, № 1.
- Лодочников В. Н. Кавказит не сандиновый, а анортоклазовый гранит. Тр. Ленингр. общ. ест. испыт., 1927, 57, вып. 1.
- Лупанова Н. П. Микроскопическое исследование двух интрузивных горных пород из Армении. Изв. науч. техн. кружка металл. и химиков при Ленингр. политехн. инст., 1925, вып. 1, 2.
- Лягин К. И. и Фриов Х. М. Арсенопирит месторождения горной Дигории. Мин. сырье, 1936, № 7.
- Ляхович В. В. Об одной особенности контактов гранита с роговиками (Сев. Кавказ). Вопросы минер. и петр. 1. М., Изд. Акад. наук СССР, 1953.
- Магакьян И. Г. Магматизм и металлогения Армении. В кн.: Труды Конф. по вопросам региональной геологии Закавказья. Баку, Изд. Акад. наук Аз. ССР, 1952.
- Мовсесян С. А. 1. Интрузивы центр. части Конгуро-Алонгезского хребта и связанные с ними полезные ископаемые. Изв. Арм. фил. Акад. наук СССР, 1941, № 2.
- Мовсесян С. А. 2. Лазулит в андалузито-серпичито-кварцевых породах Конгуро-Алонгезского хребта. Доклады Акад. наук СССР, 1941, 34, № 1.
- Монич В. К. Анортоклаз в магматических породах Казахстана. В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 2., М., Изд. Акад. наук СССР, 1953.
- Надирадзе В. Р. Интрузивные породы западной части Грузинской ССР (Аджария и Гурия). Тр. Геол. упр. Груз. ССР, 1941, вып. 11.
- Надирадзе В. Р. Сапирминская интрузия. Доклады Акад. наук СССР, 1952, 83, № 3.
- Павлянов В. Н. О структуре некоторых лакколитов района Кавказских Минеральных вод. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол. 1946, 21, № 2.
- Паффенгольц К. Н. 1. Дашкесан и Заглик. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1928, вып. 170.
- Паффенгольц К. Н. 2. Чирагядзор. Мат. по общ. и прикл. геол., 1928, вып. 102.
- Паффенгольц К. Н. Кедабек. Тр. Всес. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 218.
- Паффенгольц К. Н. 1. Армутлы Кульп. Тр. Всес. геол. развед. объедин., 1934, вып. 353.
- Паффенгольц К. Н. 2. Бассейн р. Восточный Арпа-чай. Геол. очерк. Тр. Всес. геол. развед. объедин., 1933, вып. 328.
- Паффенгольц К. Н. Интрузивные породы бассейнов оз. Севан и р. Веди-чай, Даралагеза и Нахкрая. Тр. Груз. геол. упр., 1941, вып. 11.
- Петров В. П. Лейцитовые породы Закавказья. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1947, № 2.
- Петров Р. П. Анортоклаз с верхний р. Талой. Зап. Мин. общ., 1945, ч. 74, № 3.
- Платонов Н. Х. Полезные ископаемые Дигории. Тр. С. К. асс. науч.-исслед. инст., № 62.
- Полевые шпаты. М., Изд. иностр. лит., 1952.
- Преображенский И. А. Кислая интрузивная порода из Курдистанского района АССР. Изв. Азерб. фил. Акад. наук СССР, 1936, 22.
- Радопуло Л. М. и Габриелян А. А. О возрасте интрузии у с. Ташалу Ведийского района Армян. ССР. Доклады Акад. наук Арм. ССР, 1948, № 1.
- Ремизов Н. А. Петрографическое исследование двух образцов щелочных гранитов из горной Осетии. Зап. Мин. общ., 1928, ч. 57, вып. 2.
- Саакян П. С. Геологическое строение и генезис Танадонского месторождения Центрального Кавказа. Тр. Всес. инст. мин. сырья, 1939, вып. 136.
- Савич-Заблоккий К. Н. Петрографическое исследование пород гранодиоритовой магмы Горной Осетии. Зап. Мин. общ., 1927, вып. 1, 2.
- Ситковский И. Н. Грейзены Кедабекского района (Азербайджанская ССР). Пробл. сов. геол., т. 8, № 1, стр. 67—72, 1938.
- Ситковский И. Н. Интрузивные породы северо-восточной части Азербайджанской ССР. Тр. Гос. геол. упр., 1941, вып. 11.
- Ситковский И. Н. Полиметаллическое месторождение Тырны-ауз в бассейне р. Бакал. Зап. Мин. общ., 1934, ч. 62, вып. 1.
- Смирнов Г. М. Интрузивные породы южной части Дзырульского массива. Тр. Геол. упр. Груз. ССР, 1941, вып. 11.
- Смирнов Г. М. и Заридзе Г. М. Неинтрузия в Дзырульском кристаллическом массиве. Доклады Акад. наук СССР, 1936, 11, № 1.
- Соловьев С. П. Чегемская вулканическая область и район р. Кестанты и Сакашиль. Тр. Центр. научн.-исслед. геол.-развед. инст., 1933, вып. 103.
- Соловьев С. П. 1. Рудоносный район Тырны-ауз. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1940.

- Соловьев С. П. 2. Щелочные полевые шпаты древних и молодых интрузий Кабардино-Балкарии и некоторые вопросы, с ними связанные. Зап. Мин. общ., 1940, ч. 69, в. 2, 3.
- Соловкин А. Н. К петрографии Малого Кавказа. Плагногранит из Нагорного Карабаха. Изв. Азерб. нефт. инст., 1933, № 5 (12).
- Соловкин А. Н. Основные породы Курдистанского района АССР и южной части Нагорного Карабаха. Тр. Азерб. фил. Акад. наук СССР, 1934, 14.
- Соловкин А. Н. О диоритовых интрузиях в А. О. Н. К. Изв. Азерб. нефт. инст., 1935, № 7 (13).
- Соловкин А. Н. 1. Интрузия и интрузивные циклы АССР. Изв. Азерб. филиала Акад. наук СССР, 1936, № 2.
- Соловкин А. Н. 2. Об одной малоизвестной неинтрузии в Азербайджане. Тр. Петр. инст. Акад. наук СССР, 1936, в. 7, 8.
- Соловкин А. Н. 1. Геолого-петрографический очерк Южного Карабаха и прилегающей части Курдистанского района Аз. ССР. Тр. Азерб. филиала Акад. наук СССР, Геол. инст. им. Губкина, 1939, т. 12.
- Соловкин А. Н. 2. Интрузивы верховьев Тертера и Акери в АзССР. Изв. Азерб. филиала Акад. наук СССР, 1939, № 3.
- Соловкин А. Н. 3. Интрузии и интрузивные циклы АзССР. Баку, Изд. Азерб. филиала Акад. наук СССР, 1939.
- Соловкин А. Н. Интрузивные породы юго-восточной части АзССР (Курдистана, Карабаха и Талыша). В кн.: Интрузивы Закавказья. Тбилиси, 1941 (Тр. Груз. гос. геол. упр., в. 11).
- Сопко П. Ф. О возрасте интрузивных пород Северной Армении. В кн.: Вопросы теоретической и прикладной геологии. М., 1947.
- Степанов В. Я. Кислые и основные неинтрузии центральной части Абхазской АССР. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии. Тр. Сов. по изуч. производ. сил, 1940, в. 24.
- Степанов В. Я. Ахотметская неинтрузия на Камчатке. В кн.: Академику Д. С. Белянкину к 75-летию со дня рождения. М., Изд. Акад. наук СССР, 1946.
- Стороженко И. Д. Неинтрузии Дигория и отношение их к рудным месторождениям. Зап. Мин. общ., 1937, ч. 66, № 4.
- Схиртладзе Н. Тешенитовая формация Зап. Грузии. Тр. Геол. инст. Акад. наук Груз. ССР, сер. мин. и петр., 1943, 1.
- Фаворская М. А. Неинтрузии Верхней Сванетии. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1947, вып. 84, петрогр. сер. (№ 27).
- Фаворская М. А. Роль процессов контаминации и метасоматоза в образовании третичных интрузий монцититового типа некоторых районов Дальнего Востока. Тр. Инст. геол. наук, 1953, в. 148, петр. сер. (№ 44).
- Федоров Е. С. Горные породы Кедабека. Зап. Акад. наук, 1903, 14, № 13.
- Флоренский А. А. и Устиев Е. К. Петрография и полезные ископаемые Центральной части Нахичеванской АССР. Тр. Сов. по изуч. производ. сил, сер. Закавказье, 1935, в. 16.
- Харашвили Г. И. Каробское месторождение молибденита в Грузии. Разведка недр, 1936, № 11.
- Харашвили Г. И. Геолого-петрографический очерк Каробского месторождения и условия его формирования. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1939, № 5.
- Хмельевская Л. В. Неинтрузия в верховьях р. Мзымты в Сочинском районе. Геол. на фронте индустр., 1935, № 1—3, стр. 33—36.
- Чирвинский П. Н. Кварцевый диорит из Кедабека в Азербайджане. Изв. Донск. политехн. инст., 1928, 11.
- Чичинадзе К. И. Металлогения горной Рачи и Сванетии в связи с геологическим строением области. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1945.
- Чхотуа Г. Р. Интрузивы Абхазии. В кн.: Интрузивы Закавказья (Тр. Груз. Геол. упр., в. 11), Тбилиси, 1941.
- Шония Н. Ф. Сакауруская неинтрузия в Верхней Раче. Тр. Инст. геол. наук: Акад. наук СССР, 1940, вып. 44, петр. сер. (№ 14).
- Chudoba K. Über die Feldspäte der Einschlüsse im Basalt des Dächelsberges und über den «Sanidinanorthoklas» vom Drachenfels. Zbl. Min., Abt. A., 1930, № 4.
- Dervies V. Notes sur quelques roches eruptives des environs de Nachitsevan. Geneve, 1912.
- Hess H. H. Orthopyroxenes of the Bushveld type, ion substitutions and changes in unit cell dimensions. Amer. Journ. Sci., 1952, Bowen vol., Pt. 1, p. 173—187.
- Tučan Fran. Syenite, Granite und Dazite von Lojane in der Skopska Crna Gora: Acad. Yougoslave Sci., Cl. Sci. Math. et Nat., B. Intern. livr. 29—30, p. 68—87, 2 pls., 1936.

В. П. ЕРЕМЕЕВ И Л. Д. ШОРЫГИНА

ГЛИНЫ И СУГЛИНКИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТУВИНСКОЙ АВТОНОМНОЙ ОБЛАСТИ

Одним из важнейших видов сырья, которое требуется в каждом населенном пункте, даже при небольшом строительстве, является кирпичная глина. На громадной территории Тувинской автономной области месторождения кирпичных глин до сих пор были почти не известны. Исключение составляет район г. Турана в северной части Тувы. Учитывая важность и необходимость проведения исследований в этой области, нами были изучены, с точки зрения пригодности для изготовления кирпича, широко распространенные в Туве суглинки, а также и более пластичные красные кирпичные глины.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ГЛИН

Кирпичные глины в Туве приурочены к отложениям двух различных стратиграфических горизонтов, представленных различными генетическими типами.

Первый, более древний горизонт приурочен к третичным отложениям, широко распространенным в пределах склонов горно-холмистого и мелко-сопочного рельефа, развитого во впадинах Тувы, и прилегающих к нему среднегорных участков Танну-Ола и Алашского плато. Вторым является значительно более молодым и относится, вероятно, к верхнечетвертичным отложениям, развитым в пределах речных долин, прорезающих впадины, и по склонам самих впадин.

Более древний из выделенных горизонтов представлен глинами, которые иногда содержат некоторое количество более или менее мелкой щебенки, а иногда значительное количество галек. Для этого горизонта характерна его яркая краснобурая окраска, обусловленная наличием в нем коллоидных солей железа, входящих в ряде случаев в состав его глинистых минералов. Положение в рельефе, условия залегания и характерная окраска сближают описанный горизонт с подобными же отложениями Монголии, Алтая, Казахстана, Урала, Приуралья и других районов, где возраст подобных образований, исходя из стратиграфического положения и обнаруженных в них остатков млекопитающих, определяется как третичный. В различных районах Тувы он представлен различными генетическими типами.

В пределах речных долин, прорезающих склоны хребтов, прилегающих к Кемчикской впадине, плиоценовые отложения обычно имеют аллювиальное происхождение и представлены галечниками, включенными в краснобурый суглинок или супесь, содержащие значительную примесь песка.

Галька в этих отложениях хорошо окатана и несколько выветрела, отчего легко распадается при малейшем механическом воздействии. Поверхность галечника часто в значительной степени обесцвечена выветриванием, благодаря чему почти вся галька, независимо от ее петрографического состава, имеет с поверхности светлосероватый цвет. Отмеченные галечники илилагают поверхность 100—120-метровой террасы, или выходят в цоколе более низких террас ряда речных долин.

Хорошие разрезы, характеризующие упомянутый генетический тип третичных отложений, обнаружены в долинах рек Кемчика, Алаша, Чиргака и в приустьевой части р. Холь-Ежу, где видимая мощность их колеблется от 4 до 10 м.

Второй тип краснобурых третичных отложений, представленный делювиально-пролювиальными осадками, развит значительно шире, чем первый. Отложения этого типа располагаются в ряде участков в пределах нижней или средней части склона речных долин или сухих ложбин, широко развитых в мелкосопочном и среднегорном рельефе. Они представлены яркими краснобурыми суглинистыми образованиями и супеснями, содержащими примесь песка и небольшое количество более или менее разложившейся от выветривания щебенки.

В том случае, когда третичные делювиально-пролювиальные отложения развиты среди мягких пород осадочной серии, щебенка в них отсутствует.

Второй из описанных генетических типов третичных отложений по своим литологическим качествам является одним из наиболее ценных разновидностей кирпичного сырья. Однако иногда ценность его довольно сильно снижается из-за повышенной карбонатности.

В связи с тем, что описываемые отложения обычно перекрыты плащом более молодого, четвертичного делювия, они редко вскрываются в естественных обнажениях и видны обычно в канавах, ямах или промоинах, нарушивших покров делювия. Делювиально-пролювиальные третичные отложения обнаружены в ряде пунктов в северной части Кемчикской впадины, причем широко они развиты в окрестностях г. Чадана и около с. Шанджи, где они приурочены к основанию склонов древних широких балок-ложбин. По долинам рек Шеми и Хандагайты рассматриваемые отложения обнаружены в условиях среднегорного рельефа и залегают в нижней, пологой части склона речных долин. Таково же их положение по долине р. Алаша.

В более восточных частях Тувинской автономной области подобные же отложения обнаружены в тех же морфологических условиях среднегорного рельефа в районе р. Чаа-Холь, в пределах впадины оз. Хадын и близ оз. Чагытай. Вероятно, они имеют широкое развитие и в ряде других участков Улуг-Хемской и Кемчикской впадин и прилегающих участков средневысотных гор, где в ближайшее время могут быть обнаружены. Их области распространения являются областями слабо развитой четвертичной эрозии, благодаря чему здесь сохранились некоторые черты рельефа третичного времени, являющиеся в настоящее время реликтовыми.

Другой горизонт, используемый для кирпичных глин, как уже указывалось, относится к верхнечетвертичным отложениям и включает такие генетические типы осадков, как пролювио-аллювий, пролювио-делювий и обычный делювий.

Все они часто литологически близки друг к другу и представлены суглинками различной глинистости. Они более разнородны и содержат примесь щебенки в том случае, когда залегают на склонах и представляют собой делювий, и более сортированы, слонсы в том случае, когда представляют собой пролювио-аллювий и залегают в пределах пролювиально-

аллювиальных конусов выноса. Общим для этих отложений является значительно меньшее содержание глинистых частиц, чем в породах третичного возраста. Тонкий материал четвертичных аллювиально-пролювиальных суглинков в значительной степени состоит не из иловатых, а из пылеватых частиц, в связи с чем вяжущие свойства их значительно слабее.

Отмеченные свойства глинистых пород различных стратиграфических горизонтов являются следствием различных физико-географических условий третичного и четвертичного периодов, в течение которых выветривание имело различный характер. В то время как в третичном периоде выветривание приводило к химическому разрушению и обогащению пород глинистыми минералами, в четвертичный период выветривание в основном происходило физическим путем, причем значительная роль принадлежала морозному выветриванию и ряду других физических факторов. Результатом такого выветривания явилось предельно мелкое дробление пород, приведшее к накоплению пылеватых частиц, отсортированных в дальнейшем от более крупного материала водными струями.

Четвертичные аллювиально-пролювиальные отложения, которые могут быть использованы для кирпичного сырья, обнаружены в ряде пунктов, основные из которых следующие: аллювиальный конус выноса р. Чиргака около с. Курумтаг, такие же конусы выноса р. Ак-Суг около с. Суг-Аксы, р. Чаа-Холь около с. Чаа-Холь и выше около с. Ак-Туруг и Булун-Терек.

Делювиально-пролювиальные отложения развиты достаточно широко, но использование их затруднено, так как они обладают значительной мощностью и более сортированным литологическим составом только в тех случаях, когда располагаются на плоских поверхностях террас, распаиваемых под посевы.

Делювиально-пролювиальные суглинки и супеси широко используются в качестве сырья для кирпичного производства на одной из низких правобережных террас Енисея против г. Кызыла. Здесь они залегают на древнеаллювиальном галечнике террасы, достигая более двух метров мощности. В пределах других участков развития подобных суглинков они в настоящее время еще не эксплуатируются и ждут своей очереди в качестве объектов разведочных работ. К таким участкам относятся делювиально-пролювиальный чехол в окрестностях приустьевых частей р. Большого Шангана к западу и юго-западу от дер. Успенки и ряд других участков.

Значительно уже, чем описанные выше генетические типы четвертичных отложений, развиты делювиальные отложения, которые также могут быть использованы в качестве сырья для кирпичных глин. Основным недостатком их является значительная примесь щебенки, которая сносится с прилегающих склонов вместе с более мелким материалом. Мало пригодны делювиальные суглинки в тех случаях, когда они располагаются в области развития песчаников, так как в результате их разрушения получаются только песчаные частицы и щебенка.

Делювиальные шлейфы в настоящее время не используются даже для кустарного кирпичного производства, но это не исключает возможности наличия среди них некоторых участков с пригодным сырьем, особенно в области среднегорного и мелкосопочного рельефа.

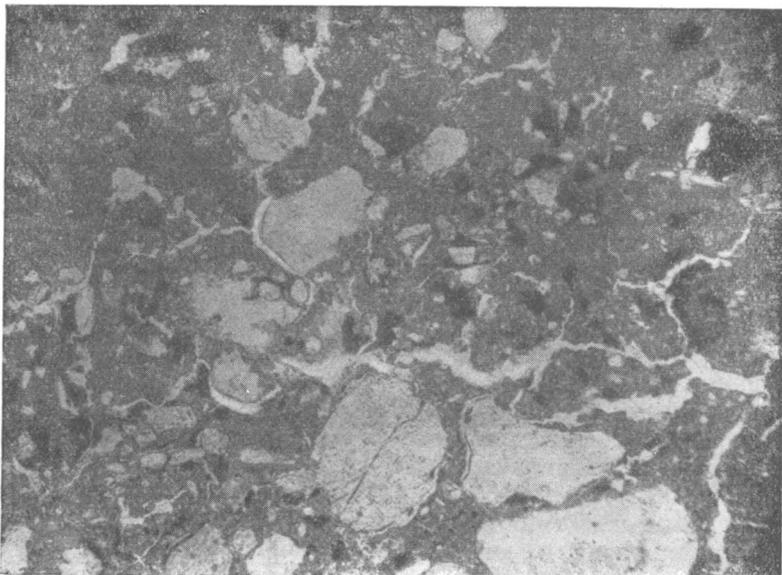
Ниже нами приводится описание важнейших месторождений глин и суглинков, известных в центральной части Тувы. В первую очередь описываются красные (плиоценовые) глины как наиболее интересные с практической стороны, а затем более молодые (четвертичные) суглинки, представляющие меньший интерес как сырье для изготовления кирпича хорошего качества.

КРАСНЫЕ КИРПИЧНЫЕ ТРЕТИЧНЫЕ ГЛИНЫ

Наибольший интерес для производства стенового кирпича представляют, несомненно, красные третичные глины, которые в центральной части Тувы выявлены около озер Хадын (южнее г. Кызыл), в бассейне р. Кемчик (около с. Шанджи и ниже с. Кызыл-Мажалык) и в других пунктах.

Месторождение глин в районе группы озер Хадын

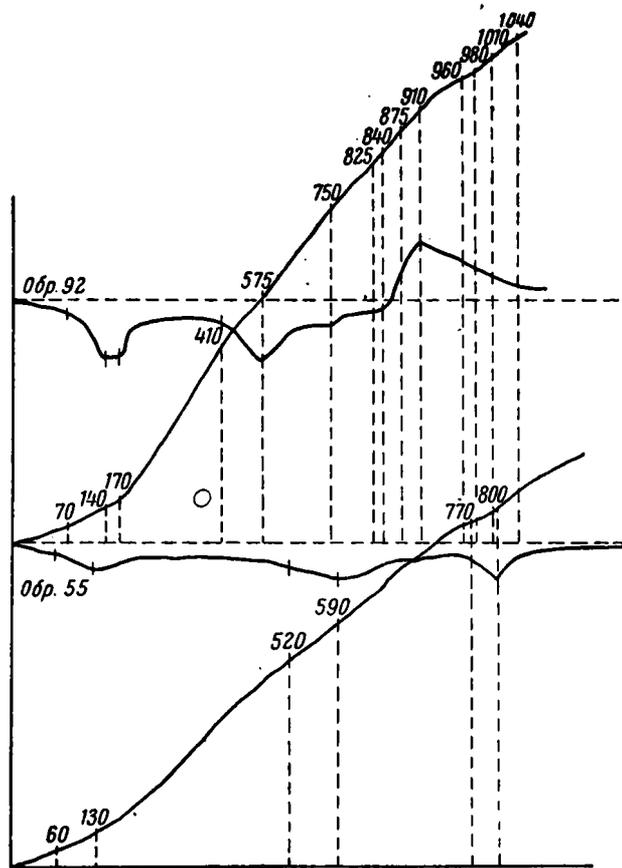
В районе озер Хадын, к югу от г. Кызыл, встречены довольно мощные выходы красных кирпичных глин, залегающих непосредственно на поверхности или под растительным слоем в 20 см. Мощность глин не выявлена, так как шурфы, пройденные в нескольких местах на глубину до 5 м, нигде не вскрыли подстилающие их породы.



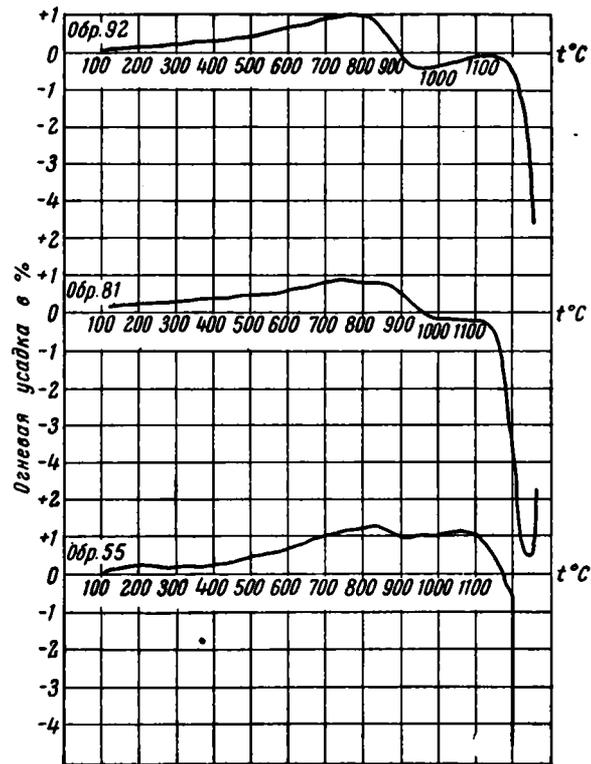
Фиг. 1. Глина из месторождения у оз. Сватикова. Обр. 92×46. Без анализатора.

Исследованы две пробы глин данного месторождения. Одна из них (обр. № 92) была взята из шурфа у оз. Сватиково с глубины около 1,5 м, другая же (обр. № 81) была взята С. Л. Кушевым километрах в пяти к юго-западу от данного шурфа в районе оз. Кач-Холь (у ручья в 3,5—4 км южнее озера) с глубины 2 м.

В обр. № 92 под микроскопом видно довольно большое количество глинистого материала, представленного монтмориллонитом, среди которого наблюдается много крупных (1,5 мм) угловатых обломков кварца (фиг. 1). Реже встречается плагиоклаз, местами почти нацело замещенный серицитом. Местами присутствует также решетчатый микроклин. Из цветных минералов иногда встречаются кристаллы роговой обманки и, реже, эпидот и биотит. Довольно много зерен магнетита. Крайне характерным для этой глины является присутствие в ней обломков кальцита размером до 2 мм, окрашенных окислами железа в буроватый цвет. Судя по петрографическому составу песчанистого материала этих глин, среди них



Фиг. 2. Кривые нагревания глин. Обр. 92 из месторождения у оз. Сватикова; обр. 55 из месторождения у с. Шанджи.



Фиг. 3. Кривые непрерывной усадки глин. Обр. 92 и 81 из месторождения у оз. Хадын; обр. 55 из месторождения с. у. Шанджи.

присутствуют продукты разрушения гранитов, возможно из обнажений, находящихся недалеко от месторождения.

Результат химического анализа этой породы (обр. № 92), произведенного в лаборатории Института геологических наук и приведенного в табл. 1, а также кривая нагревания (фиг. 2), полученная в лаборатории экспериментальной петрографии, в согласии с микроскопической характеристикой, говорят о железисто-монтмориллонитовом характере преобладающего минерала. Конечно, и на химическом составе, и на кривой сильно сказываются примеси.

Данные керамических лабораторных испытаний, проведенных в керамической лаборатории Мосгеолнерудтреста (табл. 2 и 3; фиг. 3), показывают непригодность этой глины для изготовления кирпича в связи с наличием в нем большого количества кальцита в виде крупных обломков, которые видны были и под микроскопом.

Значительно больший практический интерес представляют глины, собранные С. Л. Кушевым. Они (обр. № 81) довольно близки к описанным, однако существенно отличаются под микроскопом присутствием очень малого количества карбонатных зерен, что, конечно, не может не сказаться на качественной характеристике этого полезного ископаемого. В остальном же минералогический состав их очень близок к составу глины обр. № 92. Произведенный химический анализ этой породы (см. табл. 1) также показывает значительно меньшее содержание CaO, чем в предыдущем образце.

Т а б л и ц а 1

Химический состав красных глин и суглинков центральной части Тувы (в %)

Компоненты	Обр. 92 Красная глина, оз. Хадын (оз. Сваткино)	Обр. 81 Красная глина, оз. Хадын (оз. Кач-Холь)	Обр. 55 Красная глина, с. Шанджи	Обр. 30 Суглинок, у г. Кызыл
SiO ₂	47,04	58,80	59,76	53,92
Al ₂ O ₃	16,70	17,23	16,65	15,00
Fe ₂ O ₃	6,06	5,20	4,26	2,03
FeO	0,23	0,88	1,72	3,53
MgO	1,74	2,17	3,35	2,54
CaO	9,45	4,69	3,16	8,79
Na ₂ O	1,66	2,32	1,79	2,13
K ₂ O	1,77	1,51	1,93	1,72
H ₂ O + CO ₂	11,88	7,08	5,89	10,44
H ₂ O ⁻	3,59	1,28 *	1,26	2,08 *
SO ₃	0,16	0,01	0,02	0,05
С у м м а	100,28	99,89	99,79	99,95 *

* Процентное содержание всех окислов рассчитано на вещество, высушенное при 110°. В этой графе приведено содержание влаги, выделяющейся при температуре 110°; в общей сумме анализа эта величина не учитывалась.

По данным керамических исследований (см. табл. 2 и 3; фиг. 3 и 4), — это трудно спекающаяся высокодисперсная пластичная глина, которая лишь при температуре 1100° дает значительное вспучивание. Поэтому керамическая лаборатория, производившая испытания, приходит к заключению о пригодности этих глин для изготовления кирпича хорошего качества.

Таблица 2

Керамическое испытание глины и суглинков центральной части Тувинской автономной области

№ образца	Название и место взятия породы	Водоватворение		Пластичность по Аттербергу		Временное сопротивление сжатию в кг/см ² до обжига	Механическая прочность на сжатие в кг/см ² после обжига при 1000°	Воздушная усадка (в %)	Огневая усадка (в %)						Водопоглощение на холоду (в %)					
		на сырую	на сухую	число	класс				Температура обжига в °С						Температура обжига в °С					
									900	950	1000	1050	1100	1150	900	950	1000	1050	1100	1150
92	Глина красная, оз. Сватиково	19,9	24,8			26,8	292,7	7,3	1,3	2,0	1,0	1,0	1,7	1,0	14,8	14,7	14,5	14,0	14,2	14,1
81	Глина красная, юго-запад. оз. Сватикова	24,3	27,07	12,5	11			9,0		0,7	1,0	1,0	0,3		12,5	12,4	12,3	11,8		
55	Глина красная, с. Шанджи	15,3	18,0			26,0	341,5	4,0	±0,2	0,7	0,0	0,0	0,3	0,7	14,5	13,4	14,4	13,7	13,4	12,8
30	Лёссовидный суглинок, г. Кызыл. Шихта из обр. 81 и 30 (в %)	17,73	21,55	2,2	111			3,6		0,6	±0,3	0,3	0,3		20,3	19,8	20,2	20,0		
	Шихта из образцов 81 и 30 (в % обр. 81)																			
	80	18,92	23,44	37,1	111		249	5,0		0,3	0,3	0,3	0,3		18,2	18,3	18,4	18,2		
	60	19,21	23,78	6,9	111		327	6,6		0,6	0,6	0,3	0,3		16,6	16,8	16,6	16,5		
	50	19,82	24,73	7,0	11		357	7,6		0,3	0,0	0,0	0,3		16,1	15,8	15,5	16,0		

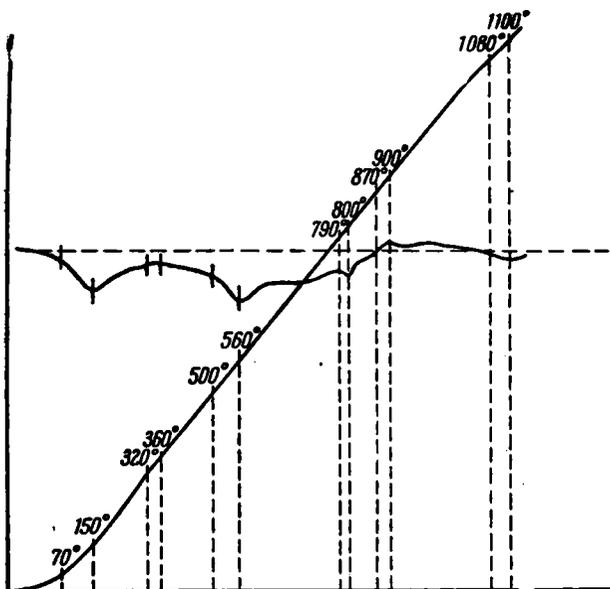
№ образца	Название и место взятия породы	Водопоглощение при кипячении (в %)						Объемный вес						Коэффициент морозостойкости (в %)					
		Температура воздуха в °С						Температура обжига в °С						Температура обжига в °С					
		900	950	1000	1050	1100	1150	90	950	1000	1050	1100	1150	900	950	1000	1050	1100	1150
92	Глина красная, оз. Сватиково	18,0	18,4	17,7	17,4	17,5	17,8	1,82	1,82	1,83	1,85	1,83	1,82	0,82	0,79	0,81	0,80	0,81	0,79
81	Глина красная, юго-запад. оз. Сватикова		13,4	13,5	13,2	13,3			1,93	1,95	1,96	1,95			0,93	0,92	0,93	0,89	
55	Глина красная, с. Шанджи	15,1	15,0	15,4	15,3	15,3	15,1	1,93	1,94	1,92	1,93	1,92	1,93	0,96	0,89	0,93	0,89	0,89	0,85
30	Лёссовидный суглинок, г. Кызыл. Шихта из обр. 81 и 30 (в %)		22,0	22,3	22,4	22,8			1,70	1,69	1,69	1,69			0,91	0,90	0,90	0,88	
	Шихта из образцов 81 и 30 (в % обр. 81):																		
	80		19,4	20,1	20,2	20,7			1,76	1,75	1,75	1,74			0,93	0,91	0,91	0,88	
	60		17,3	18,7	18,2	18,7			1,80	1,79	1,80	1,79			0,91	0,90	0,91	0,88	
	50		17,6	17,5	17,8	18,3			1,81	1,82	1,82	1,80			0,91	0,90	0,87	0,87	

Таблица 3

**Гранулометрический состав глин и суглинков центральной части Тувинской автономной области
(после обработки 10% HCl)**

№ образца	Название породы	Место взятия породы	Навеска (в г)	Вес фракции механического анализа (в %)				Вес тяжелой и легкой фракции (в %)		% нераствор. остатка
				>0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01	тяжелая фракция	легкая фракция	
92	Глина	У оз. Сватиково	7	1,25	8,45	11,08	79,22	2,06	97,94	76,64
81	То же	Юго-запад. оз. Сватикова	»	1,20	3,70	39,60	55,50	»	»	»
55	» »	С Шанджи	7	7,88	8,37	31,60	52,15	0,36	99,64	88,30
35	Лёссовидный суглинок	С. Булун-Терек	»	12,10	42,62	20,14	25,14	2,58	97,42	89,52
32	То же	С. Ак-Друг	»	7,43	12,54	44,08	35,95	3,16	96,84	84,20
59	» »	Г. Шагонар	10	—	0,19	60,18	39,63	1,29	98,71	88,58

Глины подобного состава, но несколько худшего качества, встречаются и в других местах этого района. Так, к югу от оз. Хадын, с левой стороны р. Мажалык (в 9 км от оз. Чагытай) в обрывах берега наблюдаются



Фиг. 4. Кривая нагрева глины (обр. 81) из месторождения юго-западнее оз. Сватикова (оз. Кач-Холь).

выходы красных глин. Значительно худшего качества глины (с большим количеством карбонатных обломков) встречаются у села Сосновки и в других местах.

Месторождения глин в бассейне р. Кемчик

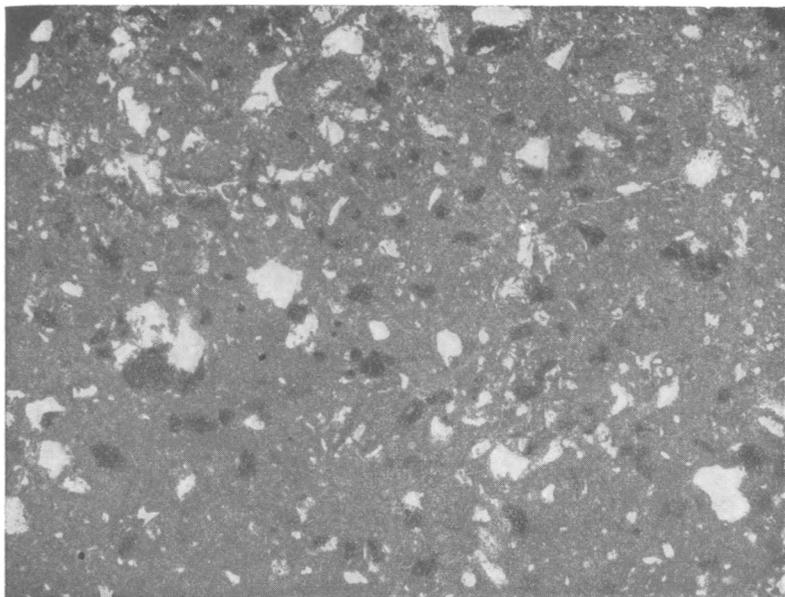
Довольно хорошего качества глины встречаются в бассейне Кемчика. Так, с правой его стороны, километрах в трех к югу от с. Шанджи, глины залегают в замкнутой долине, расположенной в горной части, на красных девонских песчаниках. Они также представляют собой третичные делювиально-пролювиальные отложения. Площадь распространения, как это выяснилось при предварительном осмотре, довольно большая.

Нами на площади около 1—1,5 км² был пройден ряд шурфов на глубину в среднем в 1,5 м. Глины во всех шурфах залегают близ поверхности, ни в одном случае не были вскрыты подстилающие породы.

Для характеристики разреза толщи из типичного шурфа в центральной части долины было взято пять образцов (от № 49 до № 53) с интервалом между ними в 25 см.

Макроскопически все образцы представляют собой сравнительно однородную, довольно пластичную массу коричневатого-серого цвета. Исследование их под микроскопом показало в образце № 49, взятом на глубине 0,25 м от поверхности, присутствие значительного количества обломочного, слабо окатанного материала, представленного преимущественно кварцем и реже плагиоклазом альбитового состава. Глинистая масса, преобладающая в породе, представлена железистым монтмориллонитом, среди которого встречается значительное количество кальцитовых зерен, а также мелкие рудные зерна (магнетита).

Среди глинистого материала присутствуют мелкие листочки биотита, хлорита, серицита и редкие зерна эпидота. По составу эта глина неоднородна: в ней наблюдаются мелкие участки угловатых очертаний, состав которых отличен от состава основной глинистой массы. В общих чертах эти участки можно разделить на три группы. Одни более песчанисты и сложены преимущественно мелкозернистым кварцем, среди которого



Фиг. 5. Глина из месторождения у с. Шанджи. Обр. 50. $\times 46$.
Без анализатора.

встречаются зерна плагиоклаза, серицита и магнетита; все это цементировано небольшим количеством бурой глины. В других участках преобладают мелкие чешуйки серицита, среди которых встречается полевошпат. Наконец, к третьей группе относятся участки, в которых преобладает глинистый монтмориллонитовый минерал.

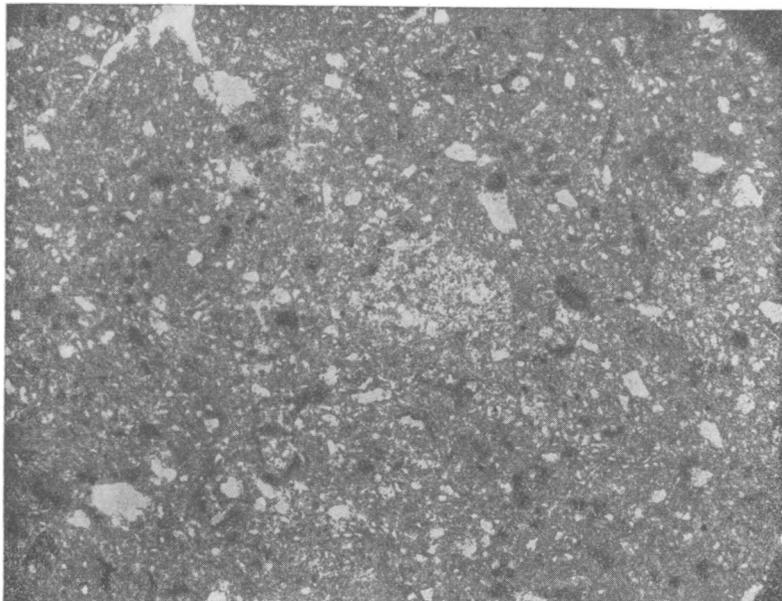
Образец № 50, взятый с глубины 0,5 м, отличается от описанного выше образца большим количеством глинистого вещества. Он состоит преимущественно из монтмориллонита, окрашенного в бурый цвет (фиг. 5), среди которого встречаются угловатые обломочки кварца, реже плагиоклаза и еще реже эпидота. В глинистой массе присутствуют отдельные песчанистые участки размером от 0,5 до 2—3 мм, резко отличные от преобладающей породы по составу преимущественно из кварц-полевошпатового материала, сцементированного серицитом и эпидотом. Кое-где здесь встречается также магнетит.

Взятый на глубине 0,75 м обр. № 51 имеет близкий состав, но здесь наблюдаются, хотя и редко, отдельные участки, обогащенные карбонатом. В глинистой массе несколько больше обломочного материала, представленного преимущественно зернами кварца размером до 0,6 мм, а также небольшими обломками кварцита и песчаника.

Порода на глубине 1 м (обр. № 52 и технологическая проба № 55) отличается от описанных выше прежде всего значительно меньшим содержанием и меньшей крупностью обломочного материала. В этой породе встречаются только единичные мелкие карбонатные стяжения (фиг. 6).

На глубине 1,25 м взят обр. № 53, отличающийся от предыдущего только меньшим размером обломков. Карбонатов мало и они мелкие.

Таким образом, рассматривая разрез месторождения глины на глубину до 1,5 м, мы видим, что сверху вниз убывает количество и размер песчаных зерен, а также и карбонатных образований; глина с глубиной становится более однородной и количество глинистого вещества в ней увеличивается.



Фиг. 6. Глина из месторождения у с. Шанджи. Обр. 55. $\times 46$.
Без анализатора.

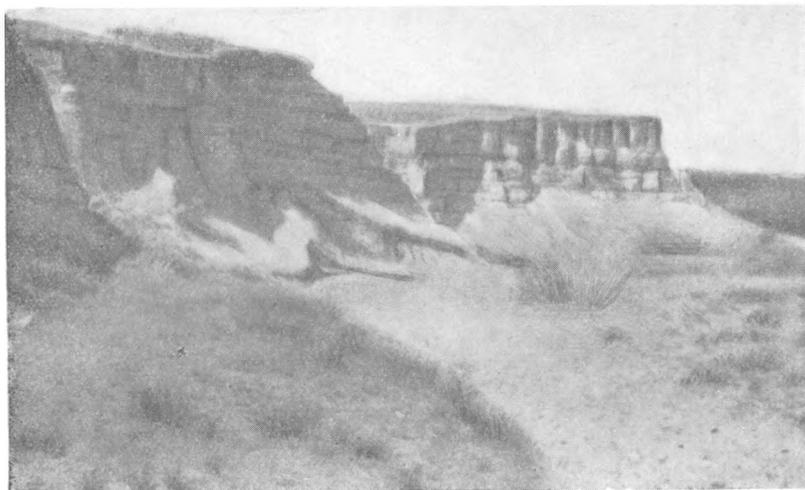
Для обр. № 55 имеются химический анализ (см. табл. 1) и кривая нагревания (см. фиг. 2).

В табл. 2 даны результаты керамических испытаний пробы, произведенные в керамической лаборатории Мосгеолнерудтреста. На основании этих испытаний Н. Г. Чибуновским сделаны следующие выводы: проба № 55 дала хороший черепок, без деформаций при обжиге от 900 до 1150°, только при температуре около 1200° начинается быстрое спекание и размягчение, как показывает кривая непрерывной усадки (см. фиг. 3). По предварительным соображениям, глина должна представлять интерес для производства кирпича по способу сухого прессования. Н. Г. Чибуновский считает целесообразным дальнейшее изучение этого месторождения глины. Подобные красные глины встречаются в бассейне верховья р. Кемчика, километрах в 10—12 ниже с. Кызыл-Мажалык на левом берегу р. Эдыгей.

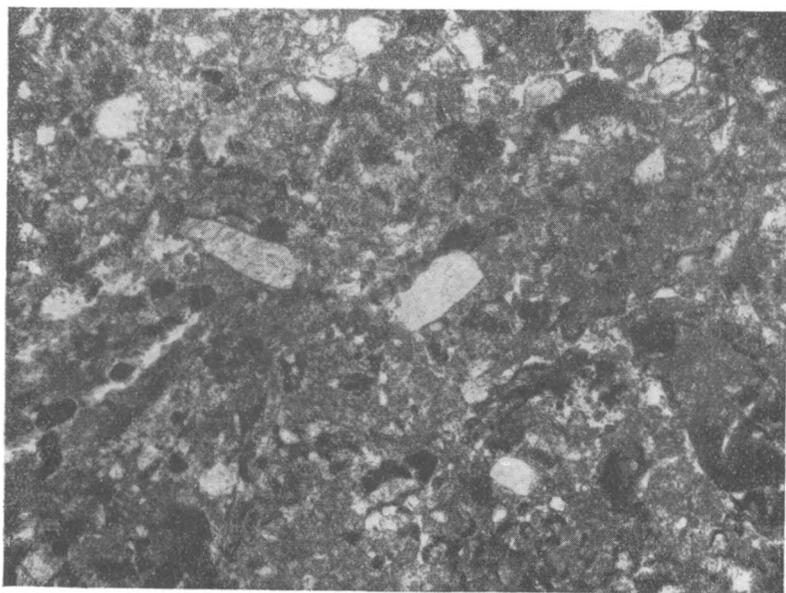
Лёссовидные четвертичные суглинки

В центральной части Тувы широко развиты лёссовидные делювиально-пролювиальные отложения, которые особенно распространены в бассейне Енисея и его притоков и используются иногда как сырье для изготовления кирпича. Так, в с. Ак-Друг (в 12 км от с. Кара-Суг) и с. Булун-Терек (в 25 км от с. Чаа-Холь, фиг. 7) местными колхозами кустарно изготавливается

кирпич из лёссовидных суглинков с примесью речного песка. Аналогичный кирпич выжигается в городах Кызыл и Шагонар. Готовый кирпич отличается, однако, малой прочностью и разрушается от сырости. Лёссо-

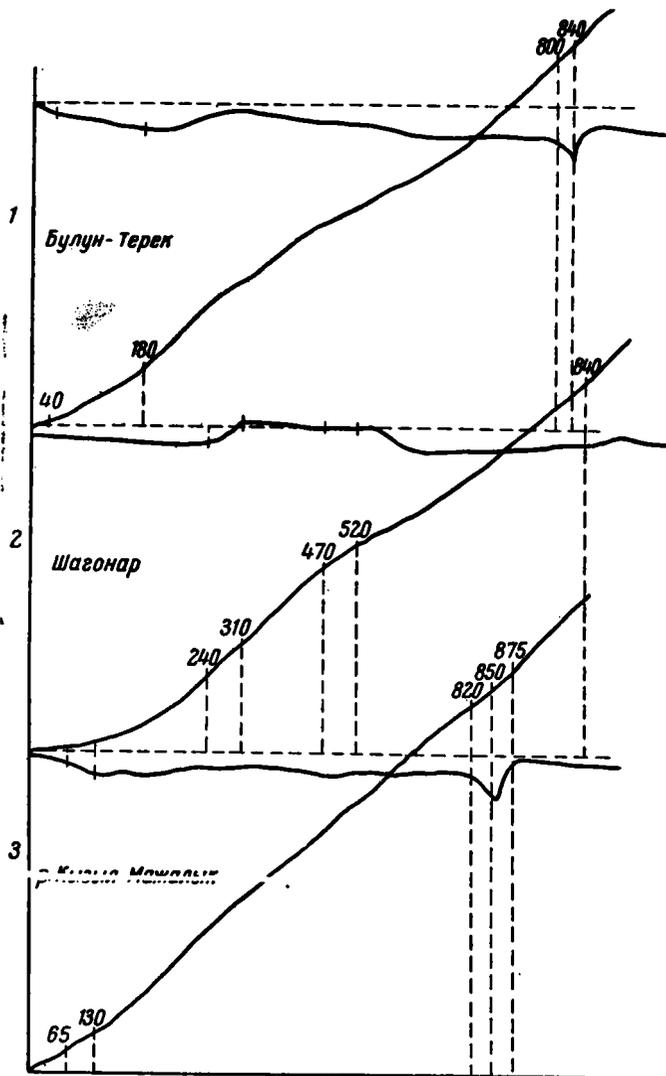


Фиг. 7. обнажение суглинков у с. Булун-Терек.



Фиг. 8. Суглинок из месторождения у с. Булун-Терек. Обр. 35. $\times 46$. Без анализатора.

видный суглинок (обр. № 35), взятый в районе с. Булун-Терек, состоит из глинистого материала (около 20—30%), гидрослюд и железистого монтмориллонита; остальное — песчаная часть, представленная угловатыми обломками кварца, реже плагиоклаза и ортоклаза (фиг. 8). В виде отдельных обломков встречаются роговая обманка, эпидот, оливин, хлорит,



Фиг. 9. Кривые нагревания лёссовидных суглинков.

1 — обр. 35; 2 — обр. 59; 3 — обр. 100.

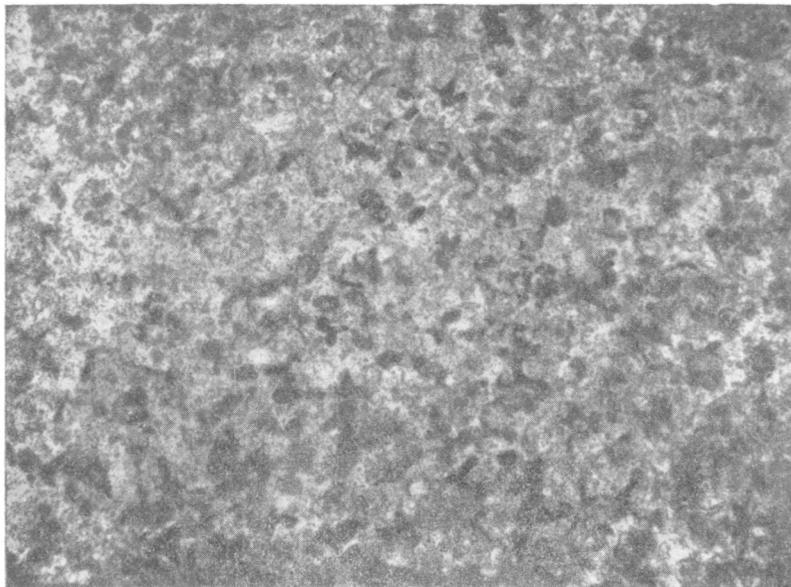
мушкетит и магнетит. В значительном количестве в этих породах присутствуют стяжения кальцита, причем местами довольно крупных размеров (до 1 мм).

Результат механического анализа этой породы приведен в табл. 2. Кривая нагревания образца приведена на фиг. 9. Из нее явствует гидрослюдястый характер глины и наличие карбонатов.

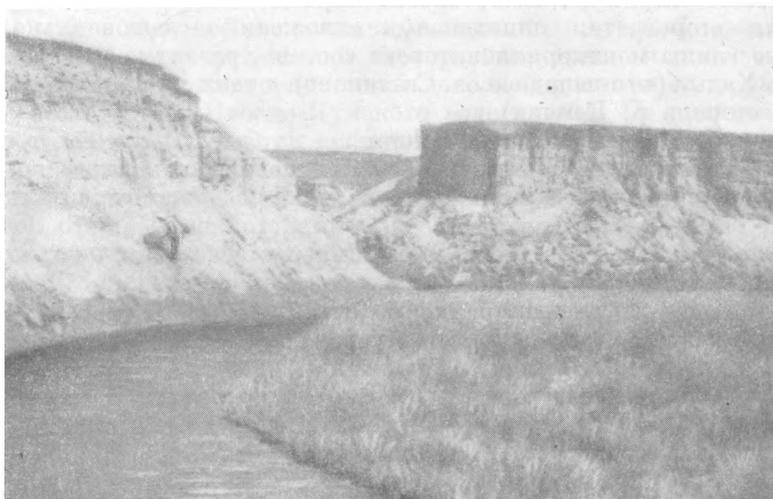
Аналогичные суглинки находятся также у с. Ак-Друг (см. табл. 3).

Суглинки из месторождения Шагонар отличаются от описанных выше суглинков тем, что в них (обр. № 59) порода сравнительно равномерно зернистая и не содержит крупнообломочного материала (фиг. 10). Характерной особенностью этих суглинков является присутствие в них небольшого количества каолина. В песчаной части породы имеются мелкие угловатые обломочки кварца, плагиоклаз и углистое вещество. Реже

встречаются кристаллы роговой обманки, карбонатные частицы, биотит и отдельные зерна циркона. Гранулометрический анализ этой породы (обр. № 59) приведен в табл. 3. Термическая кривая дана на фиг. 9.



Фиг. 10. Суглинок из месторождения у г. Шагонар. Обр. 59. $\times 46$.
Без анализатора.



Фиг. 11. Обнажение суглинков по р. Кызыл-Мажалык.

Аналогичные делювиально-пролювиальные суглинки встречаются также на левом берегу р. Кызыл-Мажалык (см. таблицу кривой нагревания фиг. 9, обр. 100 и фиг. 11), а также у г. Кызыла. В поисках путей улучшения качества кирпича в керамической лаборатории Мосгеолнерудтреста произведены лабораторные исследования шихты суглинков г. Кызыла

(см. химический анализ в табл. 1 — обр. № 30) с описанными выше красными кирпичными глинами (обр. № 81), залегающими в 40 км к югу от г. Кызыла, в районе оз. Хадын. К суглинкам прибавлялась красная глина в разных соотношениях; результаты испытаний приведены в табл. 2.

На основании этих испытаний лаборатория приходит к выводу, что суглинки в смеси с глинами в пропорции 50 : 50 или 60 : 40 могут быть использованы для производства кирпича методом пластического формования. Температура обжига изделий должна находиться в пределах около 1000°. Ввиду дисперсности и равномерного распределения карбонатов в изучаемых пробах, они не оказывают отрицательного влияния на обожженный черепок.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании проведенных исследований глин и суглинков центральной части Тувы можно прийти к выводу, что они приурочены к отложениям двух различных стратиграфических горизонтов, представленных различными генетическими типами.

Более древний горизонт приурочен к третичным отложениям и представлен двумя типами.

1. Аллювиальными образованиями в виде галечника, включенного в краснобурый глинистый материал, содержащий примесь песка.

2. Значительно более распространенными делювиально-пролювиальными осадками в виде ярких краснобурых глинистых образований, также содержащих небольшую примесь песка и мелкой щебенки.

Более молодые образования представлены делювиально-пролювио-аллювиальными отложениями, относимыми нами предположительно к верхнечетвертичному периоду, и сложены суглинками и супесями различной глинистости.

В качестве сырья для изготовления кирпича, несомненно, заслуживает внимания второй тип плиоценовых отложений — делювиально-пролювиальные глины монтмориллонитового состава, развитые особенно в районе озер Хадын (юго-западнее оз. Сватиково), а также в районе с. Шанджи (правая сторона р. Кемчик).

Возможно также изготовление кирпича на базе кызылских суглинков с добавлением в шихту третичных глин из района оз. Сватиково. Глины и суглинки других указанных месторождений содержат значительное количество стяжений кальцита и бедны глинистой частью, что делает их слабо пластичными и трудно спекающимися, а следовательно, и непригодными для изготовления кирпича хорошего качества.

Проведенные исследования являются первой попыткой дать краткую качественную характеристику выявленных месторождений сырья для изготовления кирпича. В дальнейшем необходимо не только произвести разведку указанных месторождений, но и продолжить поиски новых с целью приближения их к крупным населенным пунктам и в первую очередь к городам Кызылу, Шагонару и с. Чаа-Холь.

П. П. СМОЛИН

ЮРСКИЕ ОГНЕУПОРНЫЕ ГЛИНЫ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

ВВЕДЕНИЕ

Месторождения огнеупорных глин на Северном Кавказе известны давно.

Первое сообщение в печати относится к 1900 г. (Денисов, Меллер), а практическое использование, правда, периодическое и в весьма ограниченных размерах, началось еще с 1899 г. Однако довольно многочисленные сообщения об огнеупорных глинах были крайне отрывочны и зачастую неточны. Только после Великой Октябрьской социалистической революции в 20 и 30-х годах, были изучены два месторождения огнеупорных глин — Красногорское и Учкеекенское.

Все глинопроявления описываемого типа приурочены к одному стратиграфическому горизонту, а именно к песчано-глинистой свите, относимой к келловейскому ярусу верхней юры. В результате предкелловейского размыва эта свита налегает на различные горизонты средней юры, а в долине Эшкакона — непосредственно на «красные» граниты.

Район описываемых глинопроявлений довольно значителен и располагается по обе стороны Кубано-Кумского водораздела. От крайней восточной точки глинопроявлений — Учкеекенского месторождения, расположенного в долине р. Эшкакон, в 30 км от г. Кисловодска, до западной — Шисского месторождения, расположенного в долине р. Большой Зеленчук, расстояние около 100 км.

Наряду с довольно широким распространением для юрских огнеупорных глин характерны хорошие качественные показатели. Основная масса наиболее изученных красногорских огнеупорных глин по большинству своих показателей не уступает лучшим сортам латвийских и часоварских глин. В большей части они относятся к основному сырью и пригодны для производства шамота классов А и Б, а по ряду показателей удовлетворяют и ответственным специализированным изделиям (Кюнер, 1934).

Качественные разности учкеекенских огнеупорных глин по температуре плавления в 1710—1780° также относятся к высшим классам А и Б, но по другим показателям — гранулометрическому составу, меньшей пластичности, непрерывному увеличению усадки в интервале 1000—1400° — они несколько уступают красногорским глинам.

КРАСНОГОРСКИЕ ОГНЕУПОРНЫЕ ГЛИНЫ

Красногорские глины обнажаются в склонах долины Кубани и примыкающих к ней балок несколько севернее станицы Красногорской (Усть-Джегутинский район Ставропольского края).

Наиболее благоприятен для изучения глин левый берег Кубани, подмываемый водами реки. На правом склоне долины широко развиты оползни, что, по нашему мнению, связано с характером залегания водоупорного горизонта — сланцеватых глин средней юры: при падении осадочной толщи на северо-запад, она наклонена в сторону р. Кубани. Вследствие этого огромные массы верхнеюрских и нижнемеловых пород, залегающих выше по разрезу, сползли по водоупорному горизонту и, продолжая движение по крутым склонам долины, создали на II и III террасах (из четырех развитых здесь) многочисленные холмы, сложенные породами в нарушенном залегании.

Вследствие этого большая часть геологических работ проводилась на левом склоне долины р. Кубани.

Осадочная толща, вмещающая глины, имеет падение на северо-запад и север. Азимут линии падения от СЗ 330—340° в южных частях глинопроявления изменяется закономерно до СВ 5—9° в самой его северной части. Угловых несогласий, ввиду малых углов наклона (5—7°), отметить не удастся. Только из сопоставления с условиями залегания глиноносной свиты келловейского же горизонта в соседних районах удастся установить ее трансгрессивность. То же можно сказать и о налегающей на продуктивную свиту секван-кимериджской толще, хотя уже в пределах глинопроявления намечается перерыв между отложениями келловей и секвана.

Сбросы, указывавшиеся некоторыми исследователями (Сазонов, 1936; Федосеев и Самойлов, 1937), нами не наблюдались. Вероятнее всего, выделение дизъюнктивных нарушений основано на местных несогласиях, вызванных фациальным замещением, и обязано аналогии с широким проявлением разрывных дислокаций на расположенном поблизости Хумаринском каменноугольном месторождении, где развиты более древние породы нижней и средней юры. Большая часть этих нарушений имеет внутрилейасовый возраст — они упираются в горизонт ааленских песчаников. Более молодые сбросы, секущие аален, вероятно, связаны с предкелловейской орогенической фазой и не затрагивают пород верхней юры. В связи с этим можно, очевидно, сделать важное в практическом отношении заключение о ненарушенности пласта огнеупорной глины.

В районе Красногорского глинопроявления наиболее древние обнажающиеся породы относятся к средней юре, а наиболее молодые — к нижнему мелу. Ниже приводится их более детальное описание.

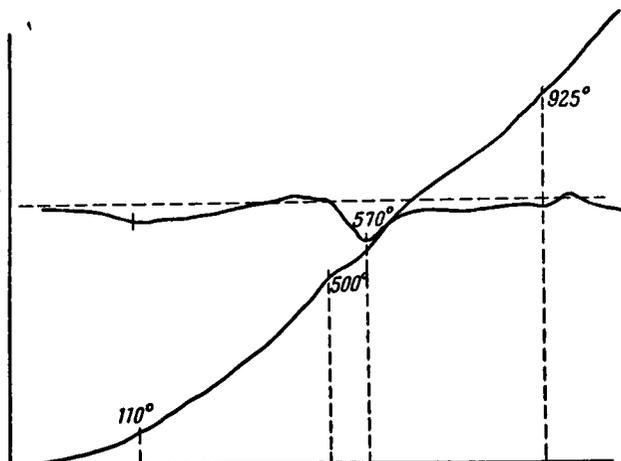
Средняя юра

Отложения доггера широко распространены на участке глинопроявления, обнажаясь в балках и на склонах II террасы Кубани. Средняя юра представлена однородной толщей пепельносерых сланцевых глин и глинистых сланцев. Изредка встречаются прослойки мелкозернистых песчаников, железисто-кремниевых стяжений и прослойки, содержащие в большом количестве сферосидериты. Сферосидериты часты во всей толще средней юры. Кроме сферосидеритов, в глинах макроскопически обнаруживается примесь мелких обломков кварца, вкрапленность пирита, слюда. Глины тонкосланцеваты, на ощупь почти не жирны.

Под микроскопом в породах низов толщи видна примесь кальцита (3—4%). Большая часть его находится в виде бесформенных, расплывчатых, без четких ограничений выделений микрозернистого строения. Некоторые карбонатные включения сферической или вытянутой формы имеют реликтовое органогенное строение. В одном шлифе встречен участок, сложенный скрытокристаллическим кальцитом, цементирующим корродированные зерна кварца. Кварц встречается и в основной глинистой

массе (до 5%) в виде неокатанных зерен 0,01—0,01 мм в диаметре, окруженный параллельно ориентированными чешуйками глинистых минералов. В глинистой массе, почти изотропной, обнаруживающей слабое чешуйчатое погасание, выделяются мелкие вытянутые листочки гидрослюды.

Эти глины исследовались с целью определения возможностей их практического применения. Анализ дал следующие результаты: SiO_2 — 60,74%, Al_2O_3 — 18,43%, TiO_2 — 0,74%, Fe_2O_3 — 5,64%, CaO — 1,43%, MgO — 1,50%, K_2O — 4,02%, Na_2O — 0,73%. Потери при прокаливании составляют 6,55%. Глины легкоплавки.



Фиг. 1. Кривые нагрева батских сланцеватых глин (обр. 94).

В толще сланцеватых глин А. Я. Затворницким (1914) обнаружена фауна. В нижней части она определена как байосская (*Strenoceras subfurcatum*, *Parkinsonia parkinsoni*). Верхние 50 м этой толщи по фауне относятся к бату (*Oppelia* aff. *fusea* Q u e n s t., *Hapluceras psilodiscus* S c h e n.). Границу между ярусами четко установить не удастся. Верхний аален в районе отсутствует.

Мощность среднеюрских отложений в районе станции Красногорской около 400 м; к западу она увеличивается, достигая в разрезе по р. Малой Лабе 600 м (Ребиндер, 1909). Изменение мощности среднеюрской толщи объясняется трансгрессивным налеганием келловей.

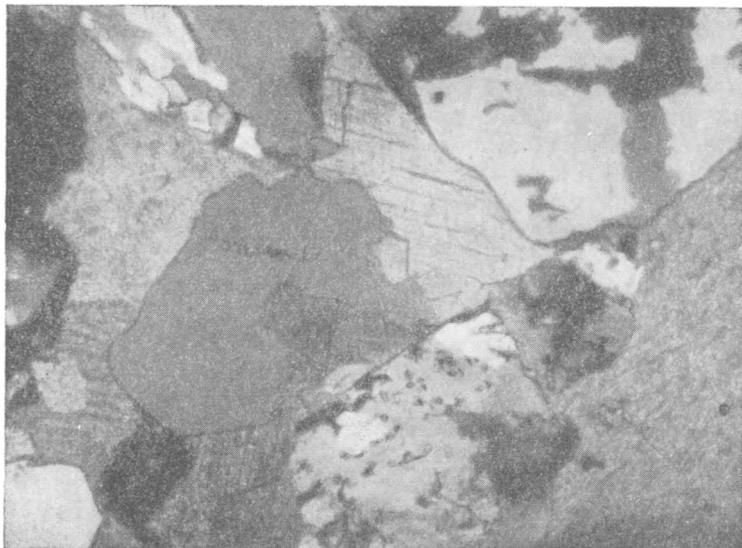
Верхняя юра

Верхняя юра представлена тремя толщами: 1) нижней песчано-глинистой, относимой к келловейскому времени, 2) карбонатной, относимой к секван-кимериджу и 3) гипсоносной (пестроцветной) титонского возраста.

Келловей. Самым нижним горизонтом келловей в изученном районе являются серые песчаники, образующие пласт общей мощностью до 6 м. В нижних частях песчаники мелкозернистые темносерого цвета, с отдельными более темными прослоями и некоторой сланцеватостью. Выше они более грубозернисты и местами переходят в конгломерато-песчаники, включая округлую гальку кварца до 1 см в диаметре. Иногда в песчаниках наблюдается косая слоистость. Цемент — глинисто-железистый.

Образец песчаника, взятый в балке Глубокой, состоит из окатанных зерен кварца со слабым волнистым погасанием. В меньшей части зерен волнистое погасание выражено более отчетливо, некоторые зерна с мозаичным погасанием. В единичных зернах кварца обнаружены мелкие включения турмалина, роговой обманки и сфена. Часть зерен покрыта железистой коркой. Размеры зерен достигают 2,5 мм, причем большинство зерен крупные, >1 мм. Мелкие зерна ($< 0,5$ мм) составляют не более 25% от общего числа их. Цемент выполнения пор железистый, занимает около 13% шлифа.

Выше слоя песчаника залегает пласт огнеупорной глины мощностью до 4,5 м, который будет описан ниже.



Фиг. 2. Шлиф 109. Песчаник кровли залежи, с крупнокристаллическим кальцитовым цементом. Кварцевые зерна образуют характерные кварцитоподобные сростки. $\times 46$. Ник. $+$.

На огнеупорную глину налегает пласт серожелтого песчаника, начинающий горизонт перемежающихся слоев песчаников и глин. Мощность этого пласта колеблется от 0,6 м в районе балки Глубокой до 0,3 м на северном участке месторождения в карьере Грознефти. Песчаник этот состоит из слабо окатанных кварцевых зерен, размеры которых колеблются преимущественно в пределах 0,7—1,3 мм, с резким волнистым и мозаичным погасанием. В нескольких зернах замечены включения турмалина. Некоторые псевдотермофильные зерна состоят из многих индивидов кварца и напоминают по структуре кварцит (фиг. 2). Кроме кварца, изредка встречаются единичные зерна плагиоклаза. Цемент песчаника, составляющий 20—30%, в большинстве случаев базальный глинистый, реже — карбонатный. В северной части месторождения нижняя часть этого пласта песчаника, непосредственно покрывающая огнеупорную глину и имеющая мощность 0,25 м, сильно пиритизирована. В шлифе видно, что пирит образует цемент между кварцевыми зернами и составляет 12—13%. Обычно присутствуют мелкие черные углистые зерна. Иногда встречаются целые прослойки угля, 2—3 см мощностью, быстро выклинивающиеся при горизонтальном или пологом залегании.

В разрезе келлоева в балке Глубокой на описанный уже песчаник кровли залежи глин (мощность 0,6 м) налегает более глинистый мелкозернистый песчаник, мощностью 0,2 м.

Выше идет серая песчанистая глина с преобладанием кварцевых зерен 0,01—0,05 мм в диаметре. Единичные зерна достигают 0,2—0,4 мм. Содержание песчаного материала составляет около 50%. Цемент глинистый со скрытокристаллическими карбонатными выделениями. Мощность этого слоя 0,3 м.

На эту глину налегает слой известковистого песчаника. В образце, взятом из нижней тонкозернистой части этого слоя, зерна кварца имеют размеры 0,006—0,02 мм. Колебания в содержании обломочного кварца вызывают микрослоистость. Цемент — базальный, кристаллически-зернистый, зерна кальцита в цементе имеют размеры 0,01—0,04 мм. Мощность этого песчаника 1,1 м. Выше залегает зоогеновый секванский известняк.

В разрезе карьера Грознефти (северный участок месторождения) на нижний песчаник налегает сильно песчанистая глина. Запесоченность ее увеличивается кверху. Песчинки представлены неокатанными зернами кварца (0,03—1,6 мм) с волнистым и мозаичным угасанием. Встречаются крупные кварцитоподобные зерна и редкие зерна плагиоклаза. Цемент — однородный, глинистый, с большим количеством углистых зерен — составляет до 40% породы. Мощность этого слоя 0,7 м.

Выше залегает прослой коричневой глины мощностью 0,15 м. Примесь песчаного материала (0,01—0,1 мм) не превышает 2%. Примесь углистых частиц составляет 3—4%. Глинистый материал в большей части почти изотропен, а местами двупреломляет, имеет слабо намечающееся волокнистое угасание. В однородной глинистой массе видны отдельные листочки гидрослюды. Глинистая масса, по данным термического анализа, сложена каолинитом.

На глину налегает пачка, состоящая из крупнозернистого серого и желтоватого песчаника с песчано-глинистыми прослоями, с некоторой примесью пирита. В песчанике преобладают крупные (до 1,5 мм) кварцевые неокатанные зерна с мозаичным погасанием. Мелкие зерна (0,06 мм и меньше) редки, преобладают зерна диаметром 0,5 мм. Цемент песчаника кальцитовый, крупнокристаллический. Иногда один кристаллический индивид кальцита цементирует несколько зерен кварца. Весьма характерны также псевдооолитовые образования из скрытокристаллического кальцита, окружающие зерна кварца. Иногда один или несколько мелких обломков кварца окружены такими псевдооолитинами значительных размеров; наоборот, вокруг крупных зерен образуется незначительная, по отношению к величине зерна, кайма скрытокристаллического кальцита; в некоторых случаях кайма даже не полностью окружает зерно. Псевдооолитовые образования окружены кристаллическим цементом кальцита. Соотношение между цементом и песчаной составляющей примерно 1:1.

Идущий выше песчано-углисто-глинистый прослой имеет мощность 0,4 м. Размеры песчаных зерен колеблются от 0,02 до 1,7 мм. Цемент в шлифе распределен неравномерно — на отдельных участках он преобладает, на других наблюдаются обратные соотношения. В основном — он глинистый с большим количеством органики. Местами углистое вещество преобладает в цементе или слагает его целиком.

Средний углисто-песчано-глинистый прослой подобен предыдущему, но углистого вещества в нем больше — до 45% всей породы. Выше в сланцеватом песчано-глинистом прослое количество органики уменьшается до 25% породы.

Для всей этой пачки характерны зерна кварца с кварцитовой структурой. Общая ее мощность 2,6 м.

Выше залегает среднезернистый песчаник с глинисто-железистым цементом, с тонкими песчаными прослоями. Мощность его около 3 м.

Отложения оксфорда в разрезе отсутствуют, а на различные слои келловейских глин и песчаников ложится с разрывом слой зоогенового известняка секван-киммериджского возраста, содержащий обильную фауну. Встречаются в большом количестве кораллы, неринеи, брахиоподы. Фауну определяют В. Ф. Пчелинцев (1926, 1933). Были встречены следующие формы: *Pururoidea lapierrea* В и в., *Natica hemisphaerica* Р о е м., *Pseudomelania heddingtonensis* S o w., *Sequania lorioli* C o s s m., *S. confusa* Р ч е л., *Sequania* sp. indet., *Pseudonerinea clio* d' O r b., *Nerinea sequana* T h i r r i a, *N. alexandrae* Р ч е л., *N. tuberculosa* D e f r., *Nerinea* sp. n. indet. ex. gr. *sculpta* E t., *Nerinea* pl. sp. indet. *Endiatrachelus monsbeliardensis* C o n t e j., *Bactroptyxis cubanensis* Р ч е л., *Ptugmatis intermedia* Р ч е л., *Pt. intermedia* var. *turita* var. nov., *Pt. intermedia* var. *dilatata* var. nov., *Pt. sp.* indet. ex. gr. *intermedia* Р ч е л., *Pt. pseudobruntanana* G e m m., *Iteria caucasica* Р ч е л., *Phaneroptyxis caucasica* Р ч е л., *Plesiocuprina cubanensis* Р ч е л., *Lima* cf. *monsbeliardensis* C o n t e j., а также кораллы, среди которых есть роды: *Convexastrea*, *Stylinea*, *Alveopora*, *Microsolen*, *Thamnastrea*, *Leptoria*, *Epismilia*, *Leptophyllina*.

Под микроскопом в образце зоогенового известняка из балки Глубокой видно, что это массивный равномернозернистый известняк. Величина зерен кальцита в нем колеблется в пределах 0,02—0,08 мм. Наблюдаются реликтовые остатки мелкой фауны и единичные окатанные зерна кварца 0,02—0,04 мм в диаметре.

Мощность зоогенового известняка около 2 м в районе балки Глубокой и уменьшается до 0,3 м в северных частях месторождения.

Выше этих известняков залегает метровый слой перемежающихся серых песчаных глин и глинистых сланцев с углистыми линзами, который перекрывается песчанисто-железистыми глинами зеленого цвета с примесью гипса и слюды. Общая мощность этого горизонта до 4 м.

Вышележащий слой песчано-глинистого известняка, содержащий фауну пластинчатожаберных моллюсков *Lima tumida* Р о е м (Пчелинцев, 1926), имеет мощность от 0,20 до 1,00 м и переходит вверх в крупнозернистый песчаник с известковистым цементом мощностью до 3,5 м, в котором наблюдаются прослои до 0,20 м мощностью песчаных глин с углистыми включениями.

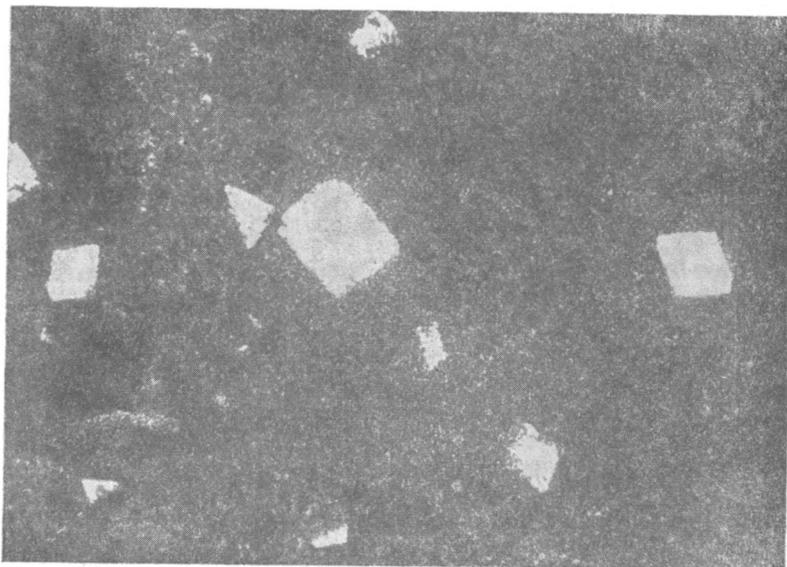
Выше залегает известняково-мергельная толща, состоящая из чередования массивно-плитчатых крепких известняков литографского типа и тонкорассланцованных серых и зеленовато-серых глинисто-мергелистых прослоев. В известняках встречаются пирит, мелкие частицы угля. В нижних 2,5 м толщи — примесь песчаного материала. В основной скрытокристаллической кальцитовой массе наблюдаются отдельные зерна доломита характерных ромбических очертаний (фиг. 3). Примесь доломита не превышает 5%.

Вся известняково-мергельная толща рассечена крутопадающими трещинами шириной от 2 мм до 1 см.

В разрезе толщи по балке Глубокой мощность ее около 95 м. Определенная фауна В. Ф. Пчелинцевым (1933) показало нижнекиммериджский возраст известняков. Были встречены следующие формы: *Pleurotomaria* sp. indet. ex. gr. *Hesione* d' O r b., *Nerinea* sp. indet. ex. gr. *nantuacensis* d' O r b., *Nerinella satagea* L o r., *Nerinella* sp. indet., *Aporrhais* (*Cyphosolenus*) sp. indet., *Pinna* sp. indet., *Lima tumida* Р о е м., *Lima* sp. indet., *Chlamys* sp. indet., *Ostrea* (*Alectryonia*) *pulligera* G o l d f., *Ostrea* (*Exogyra*) *quadrata* S t a l l., *Ostrea* (*Exogyra*) sp. indet., *Actromytilus* sp. indet., aff. *subpectinatus* d' O r b., *Modiola spindel* ex. gr. *alquiplicata* S t r o m b., *Astarte* sp. indet. ex. gr. *suplacoralina* d' O r b., *Pharomy-*

tilus perplicatus E t., *Protocardium* sp. indet., *Pleuromya* sp. indet. ex. gr. *Aeduini* B r o n n., *Pholadomya exaltata* A g. var., *Pholadomya* sp. indet.

Известняково-мергельная толща образует склон второй террасы — крутой скальный обрыв в 20—90 м высоты. С поверхности известняки покрыты тонкой пленкой красноватых железистых натечков, в результате чего весь известняковый эскарп, особенно издали, кажется окрашенным в красный цвет. Это и послужило причиной названия близ расположенной станицы Красногорской.



Фиг. 3. Шлиф 90. Микрористаллический кальцит с ромбами доломита (литографский известняк). $\times 46$. Ник. +.

Т и т о н. Пестроцветная толща титона, перекрывающая известняково-мергельную нижнекемериджскую толщу, сложена в основном глинистыми и слабцементированными песчаными породами, легко поддающимися эрозии, а потому по большей части сильно задернована и завалена обломками вышележащих пород. Составить ее детальный разрез не удалось.

Отложения титонского яруса подстилает горизонт брекчиевидных известняков. Обломки брекчии состоят из очень мелкокристаллической и равномернозернистой кальцитовой массы с размером зерен от 0,005 до 0,04 мм. В правом борту балки Ебреевой в этих известняках обнаружена слабая пloyчатость, там же замечен прослой тонкослоистых известняков со слоями серой и желтоватой окраски. Причиной микрослоистости является то, что отдельные слои сложены зернами кальцита разной величины.

Общая мощность брекчиевидных известняков около 12 м.

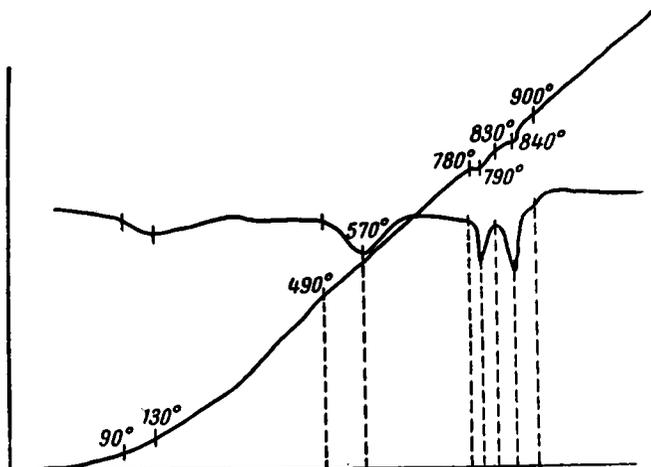
В балке Ебреевой вышедший разрез задернован на расстоянии 60 м, после чего обнажаются меловые известняки с фауной.

Несколько южнее месторождения на плато, примыкающем к горе Джангура, удалось записать следующее продолжение вверх разреза титона:

	Мощность в м
1. Брекчиевидный известняк	9—10
2. Тонкоплитчатый серый известняк	2
3. Пласт белого гипса	1,5
4. Переменяемость прослоев мощностью 0,5—0,7 м тонкослоистых кремнистых мергелей и пропластков гипса мощностью 0,4—0,5 м. Общая мощность этой пачки	6,5
5. Литографские крепкие сырые известняки	4
6. Красноцветная глина, переходящая в задернованный склон.	

Общая мощность отложений титона около 90 м.

К этой толще приурочены линзы мраморовидного алебастра. Две такие линзы на правом берегу образуют Учкурское и Яманское месторождения гипса.



Фиг. 4. Кривые нагревания красной титонской глины (обр. 88).

Яманская линза гипса включает небольшой прослой зеленой глины и прослой тонкоплитчатого серого доломитизированного известняка. Резко несогласно (внутриформационное несогласие) карманом в этой линзе залегают красная глина с базальной известняковой брекчией.

Прослой тонкоплитчатого серого известняка под микроскопом состоит в основном из кристаллического кальцита с размером зерен 0,1—0,4 мм, с примесью только небольшого количества доломита.

Зеленая глина содержит около 2% зерен кварца, 0,2—0,5 мм в диаметре, а также отдельные кристаллы доломита, отчасти зонарные. Глинистая масса имеет волокнистое строение. Высокое двупреломление глинистых волокон указывает на монотермитовый состав глины. Кривая нагревания имеет характерные для монотермита эндотермические остановки при температуре 140 и 570°. Небольшие эндотермические пики при 800 и 840° свидетельствуют о примеси доломита.

Базальная известняковая брекчия под микроскопом определяется как однородный микрокристаллический известняк с отдельными ромбическими кристаллами доломита.

Кривая нагревания красной титонской глины (фиг. 4) указывает также на аналогичный ее состав — минимумы при температурах 130, 570, 780, 840°. Эндотермические остановки, соответствующие доломиту, более отчетливы и характерны. На примесь гидрокислов железа указывает очень слабый излом на дифференциальной кривой при температуре около 300°.

Нижний мел

Самый нижний горизонт меловой толщи в районе балки Глубокой представлен мелкозернистым известняком с неправильно-угловатыми зернами от 0,04 до 0,2 мм в поперечнике.

Макроскопически эти известняки характеризуются желтовато-серым цветом, наличием в нижней части крупных обломков фауны, а также тонкоплитчатостью. Толщина пластующихся отдельностей составляет 0,3—0,4 м. Общая мощность горизонта около 13 м.

На этот горизонт налегает глинисто-известковистый массивный песчаник. Под микроскопом обнаруживается, что песчаная составляющая в нем представлена неокатанными зернами кварца. Размеры обломков колеблются преимущественно в пределах от 0,01 до 0,08 мм, единичные зерна достигают 0,2—0,4 мм. Содержание зерен кварца около 50%. Цемент базальный глинисто-карбонатный с преобладанием глинистого материала. Мощность песчаника 2,1 м.

Описанный песчаник перекрывается тонкослоистым известняком, мощностью 1,7 м, с конкрециями халцедона и опала, а также жеодами целестина размером от 0,1 до 0,5 м. Величина зерен кальцита в нем преимущественно 0,01—0,04 мм.

Выше на протяжении 13 м идут перемежающиеся массивноплитчатые пластующиеся крепкие известняки и мергели. Последние содержат внизу отдельные жеоды целестина с опалом, выше же только опалово-халцедоновые конкреции. Известняки мелкокристаллические, с примесью до 3—4% слабоокатанных зерен кварца размером 0,02—0,04 мм.

Выше по разрезу идет желтый глинистый известняк, выветрелый и ячеистый с поверхности. Глинисто-известковистая масса его почти изотропна со слабым агрегатным угасанием; она содержит до 4% примеси зерен кварца размером 0,01—0,1 мм. В самых верхних частях этого известняка встречен прослой мощностью 2 см, обогащенный мелкой слабоокатанной галечкой кварца и кристаллических пород. Общая мощность этого известняка 1,7 м.

Венчается разрез мела однородной 12—13-метровой толщей массивного крепкого микропористого известняка, состоящего в основном из псевдооолитовых образований, выполненных микрозернистым кальцитом, а снаружи окруженных крустификационной каемкой кристаллов кальцита. Имеется примесь (до 20%) кварцевых зерен. Поры между оолитами составляют 10—12% объема породы.

Общая мощность мела в районе балки Глубокой 40—45 м.

В меловых известняках, обнажающихся на плато, в балке, впадающей в Бетал-Чапган, обнаружен горизонт тонкослоистых известняков, содержащих более значительное, чем в районе балки Глубокой, количество опалово-халцедоновых жезд и линз. Характерно, что целестин здесь не был встречен.

Аналогичные образования наблюдаются и южнее Красногорского глинопроявления, на плато, примыкающем к горе Джангура.

Предыдущие исследователи не описывают в этом районе целестинового и агатового горизонтов. Только на правом берегу р. Кубани И. Я. Микеем (1936) описаны жеоды, содержащие целестин и халцедон.

И. Я. Микей считает целестины образованиями гидротермального происхождения. Однако из более поздних работ известно, что целестиновый горизонт имеет широкое распространение на Северном Кавказе, что говорит в пользу его осадочного происхождения.

Севернее описанного глинопроявления по Кубани развиты более молодые породы — верхние горизонты нижнего мела, верхнемеловые известняки (между станицей Усть-Джегутинской и с. Джаганас) и третич-

ные мергели, песчаники и известняки, выходы которых начинаются в 4—5 км севернее с. Джаганас.

Условия отложения осадочной толщи

Палеогеографические условия при формировании осадочной толщи, обнажающейся в районе Красногорского глинопроявления, неоднократно менялись, о чем свидетельствует смена фаций в вертикальном разрезе.

Преобладающим был режим неглубокого моря. Только отложения продуктивного горизонта — келловейского яруса несут черты континентальных отложений, о чем идет речь в разделах, касающихся непосредственно огнеупорных глин.

Нижний член осадочной толщи — сланцеватые глины доггера имеют характер отложений шельфа и отчасти континентального склона. В пользу отложения этой толщи в мелководных условиях свидетельствует найденная в ней донная фауна (см. стр. 49) и прослой сферосидеритов. Присутствие выделений пирита скорее говорит о восстановительной обстановке континентального склона. Есть указания о венчающем этот горизонт прослое конгломератовидного известняка, отложившегося, вероятно, в прибрежных условиях, что может указывать на обмеление бассейна к концу отложения осадочной толщи средней юры.

Секван-кимериджская толща формировалась также в условиях неглубокого моря. Причем нижние ее горизонты, содержащие значительное количество терригенного материала, отдельные углистые включения, донную фауну (см. стр. 52), отложились, вероятно, в более мелководных, часто меняющихся условиях, чем залегающая выше однородная известняково-мергельная толща.

Известняково-мергельная толща, в нижних частях также имеющая довольно значительную примесь обломочно-песчаного материала и прослоечки и включения угля, очевидно, вначале формировалась в более мелководных условиях, тогда как верхняя и большая ее часть, характеризующаяся значительной однородностью и в основном сложенная хемогенными доломитизированными известняками, чередующимися с прослоями мергелей, несет черты отложений неглубокого морского бассейна с устойчивым режимом, подверженным незначительным циклическим изменениям вследствие соответствующих колебаний морского дна или других причин.

В конце верхней юры преобладающее развитие получили замкнутые засоленные бассейны типа лагун, в которых отлагались титонские красноцветные глины и гипсы.

Нижнемеловые отложения, существенно известковистые и отчасти песчано-терригенные со значительным количеством донной фауны, свидетельствуют о вновь установившемся режиме открытого мелководного морского бассейна.

Состав красногорских глин

Общая характеристика

В естественном состоянии красногорские глины лишены пластичности и обладают значительной прочностью; однако относить их к группе «сахарных глин» нельзя, так как они довольно хорошо распускаются при лежании в воде и тогда способны образовывать пластичную массу.

Поверхности сланцеватости в глинах большей частью глянцевитые со штрихами скольжения; поверхности очень прихотливо меняют свое

положение в пространстве, пересекая глины во всевозможных направлениях, что создает впечатление перемятости всего пласта.

В естественном состоянии глина имеет коричневую окраску различной интенсивности: от почти черной до светлой коричневато-серой. Это обусловлено выделением прежними исследователями двух разновидностей глин — темно- и светлокоричневой. Однако такое подразделение условно, так как четких границ между этими разновидностями наметить не удается и часто на протяжении какого-нибудь метра как по горизонтальному, так и по вертикальному направлению интенсивность окраски несколько раз меняется. Окраска эта вызвана микроскопическими включениями органики, присутствующими в большем или меньшем количестве.

Все вышесказанное относится к основной части залежи, к «жирным» глинам. Характерной особенностью их, отраженной в самом названии, является и то, что они жирны на ощупь.

Для большинства же глин южного участка — для «песчанистых глин» характерны тонкая сланцеватость, параллельная плоскости напластования, серый цвет, отсутствие жирности. Органические примеси здесь также имеют другой характер, встречаясь в виде отдельных сажистых включений и иногда отчетливых растительных остатков.

Минералы примеси

Макроскопически в глинах удается выделить некоторые минералы, относящиеся к загрязняющим примесям.

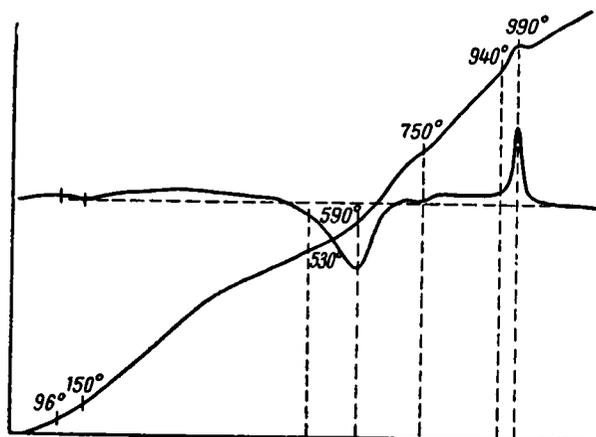
Наиболее распространенная примесь — гипс. Он встречается в виде белых столбчато-волокнистых агрегатов, выполняющих крутопадающие (75—90°) трещины оползневой характера. Такие трещины, содержащие гипс, развиты во всех верхнеюрских породах, залегающих ниже титонской гипсоносной толщи. Кроме того, гипс выделяется в глине и по поверхностям сланцеватости. Здесь он образует бесцветные, часто волянопрозрачные пластины с прекрасно выраженной спайностью, ориентированной параллельно поверхности сланцеватости. В некоторых случаях спайность гипса ориентирована перпендикулярно поверхности сланцеватости; тогда можно наблюдать слабую S-образную изогнутость листочков гипса. В одном образце гипса обнаружен комок глины, захваченный при кристаллизации. Все эти факты, возможно, могут свидетельствовать в пользу выделения этого гипса в момент метаморфизации глины и образования в ней сланцеватости. Слабые тектонические подвижки в глине обусловили или ориентированность гипсовых пластин параллельно поверхностям сланцеватости, или изгибание их по спайности.

Если в первом случае связь гипса с титонской гипсоносной толщей совершенно очевидна, то о происхождении гипса, приуроченного к поверхностям сланцеватости, нельзя говорить с уверенностью. Ясно только, что он не сингенетичен глине.

Кроме гипса, на поверхностях сланцеватости местами имеются красно-желтые охристые налеты. Было установлено под микроскопом, что они в основном состоят из лимонита и иногда из ярозита. Количество их уменьшается с глубиной. Можно полагать, что эта загрязняющая примесь связана с процессами окисления пирита, который в большом количестве присутствует в углисто-глинистом прослое в подошве залежи. Здесь он образует почковидные агрегаты значительных размеров (в сантиметрах) и псевдоморфозы по древесным обломкам и растительным остаткам. В самой глине пирит встречается местами в виде неправильных стяжений и, реже, кристаллов кубической формы. Такие вкрапленники пирита обычно имеют размеры не более 6 мм. Другим продуктом разложения пирита являются встречающиеся изредка кристаллы мелантерита.

Глинистые минералы. Красногорские глины в значительной части однородны и слагаются скрытокристаллическим, почти изотропным глинистым материалом; реже встречаются чешуйчатые агрегаты и отдельные кристаллические индивиды.

Показатель преломления глинистого вещества в агрегатах $N_{ср} = 1,560 (\pm 0,005)$, что говорит о его каолиновой природе. Это подтверждается и кривыми нагревания (фиг. 5).



Фиг. 5. Кривые нагревания жирной глины. (обр. 81).

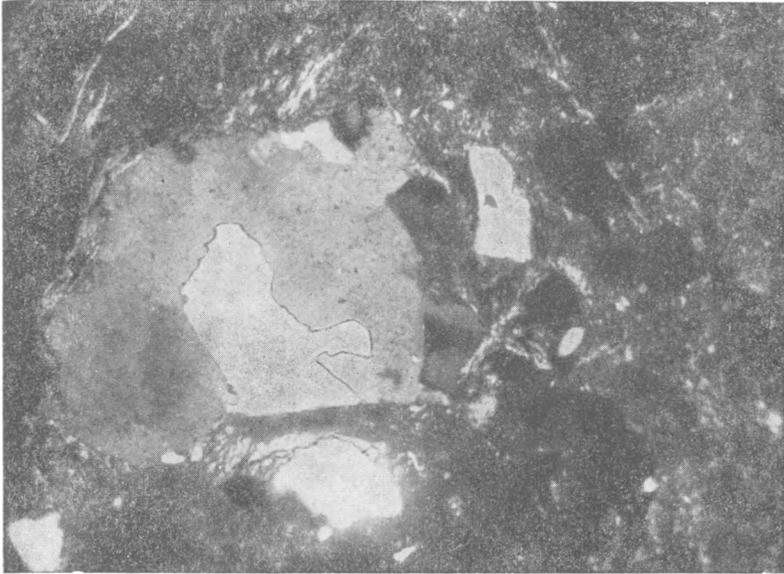
Кроме преобладающего типичного каолинита, в породе встречаются участки, волокна и агрегаты, которые отличаются от каолинита более высоким двупреломлением и меньшим светопреломлением. Повидимому, их следует отнести к монотермиту. Последним, наименее распространенным глинистым минералом является гидрослюда, представленная мельчайшими вытянутыми листочками (0,01—0,04 мм); только в одном шлифе в жирных глинах замечены листочки гидрослюды, достигающие 0,2 м длины.

Минералы, отощающие примеси. Наиболее распространен кварц. В жирных и песчанистых глинах он встречается в виде остроугольных или слабоокатанных, очень мелких (0,005—0,05 мм в диаметре) обломков, обволоженных глинистым материалом. Содержание кварца обычно не велико — 1—5%, но в «песчанистых» глинах южного участка его может быть 25—30%.

Совершенно иной характер имеют зерна кварца в запесоченных глинах, на участках, примыкающих к пережигам пластов; это — обычно несортированный песчаный материал, размеры зерен которого колеблются в пределах 1,5—0,06 мм; в большинстве случаев они представлены неокатанными трециноватыми обломками с волнистым и, частично, резко выраженным мозаичным погасанием. Иногда в них наблюдаются включения роговой обманки, турмалина, циркона, биотита. Встречены характерные обломки кварца, состоящие из отдельных индивидов, имеющих друг с другом очень извилистые границы. Такие кварцитоподобные сростки характерны для песчаников кровли (фиг. 6).

Помимо кварца, в песчанистой фракции встречено несколько зерен обычных минералов песков, которые здесь следует отметить. Наиболее интересным из них является каолинизированный двойник плагиоклаза, обнаруженный в жирных глинах. Встречены здесь также зерна турмалина с пле-

охризом от синего до бесцветного; циркон в виде нескольких мелких призмочек; апатит, присутствующий в форме бесцветных и голубоватых призматических зерен с очень низким двупреломлением; гранат, образующий зерна неправильных очертаний; биотит. Все это может говорить о гранитной природе исходного песчаного материала красногорских глин.



Фиг. 6. Шлиф 51. Запесоченная глина у места выклинивания пласта. Наблюдаются характерные кварцитовидные сростки. $\times 46$.
Ник. +.

Органические примеси

Примесь органики встречается во всех без исключения шлифах. Как правило, органические включения занимают меньше 3% площади шлифа. Чаще всего это равномерно распределенные, очень тонкие включения (0,04 мм и меньше, вплоть до ультрамикроскопических). В одном шлифе наблюдались только равномерно распределенные включения ультрамикроскопических размеров. В некоторых случаях встречаются более крупные (в десятых долях миллиметра) бесформенные черные органические выделения. В одном шлифе отмечен органический остаток со структурой растительной ткани. В части шлифов намечается неравномерное распределение описанных органических примесей. Очевидно, такая неравномерность в макромасштабе, совместно с неравномерностью распространения в глине гидроокислов железа, и вызывает изменение окраски глины от темно- до светлокорицневой, образуя всевозможные переходы.

Гранулометрический состав

Гранулометрический состав красногорских глин характеризуется преобладанием тонких фракций. На участке наиболее распространенных жирных глин содержание тонких фракций очень велико и постоянно. Меньше их в южных частях месторождения на выделенных предыдущими работами участках так называемых «смешанных» и «песчаных» глин.

Таким образом, намечается общая закономерность в распределении тонких фракций — содержание их увеличивается по направлению на север.

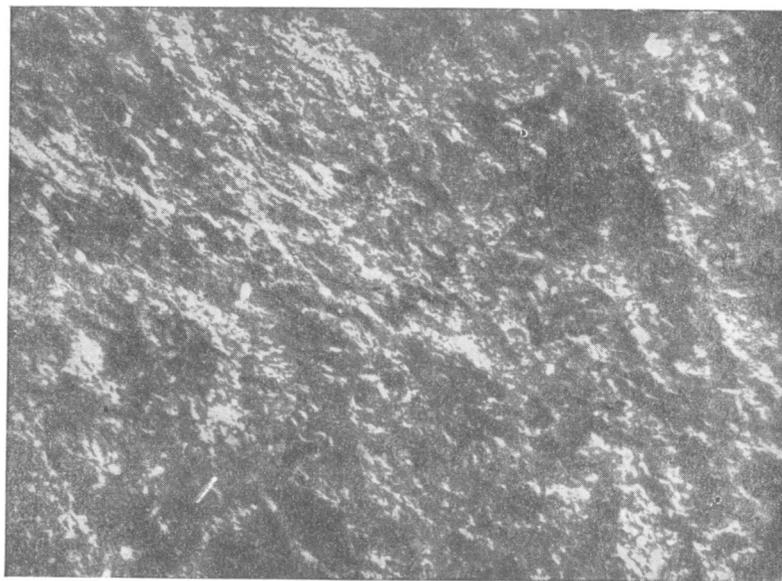
Крайние значения и средний состав приведены по участку песчаных глин из 22 анализов, по участку смешанных глин из 5 анализов, по участку жирных глин: для Южной линзы¹ из 28, Центральной¹ — 47 и Северной¹ — из 6 анализов.

Гранулометрический состав

Число анализов	Название глин	Франция 0,01	Франция 0,001
17	Жирные	91,1—98,4 ср. 95,26	2,95—65,1 ср. 45,51
1	Смешанные	85,88	38,25
2	Песчаные	63,2—71,4 ср. 67,3	20,9—23,9 ср. 22,4

Структура глин

В практике микроскопического изучения глин часто структуры определяются по количественным взаимоотношениям песчаной, алевроитовой и пелитовой составляющих. Если определять структуры с этой точки зрения, то для красногорских глин можно отметить все переходы от пелитовой до псамопелитовой.



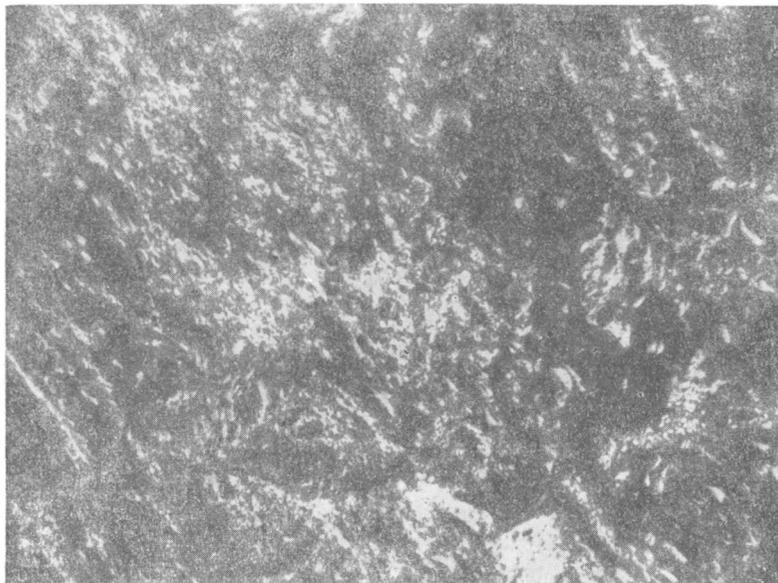
Фиг. 7. Шлиф. 63. Чешуйчатая структура жирных глин. × 46.
Ник. +.

Однако понятие о структуре глины правильнее связывать не с количеством различных фракций, а с взаимоотношениями компонентов основной глинистой массы. Можно выделить несколько структур, определяю-

¹ См. стр. 64 и 65.

щихся размерами и ориентировкой чешуйчатых и волокнистых агрегатов глинистых минералов. Эти структуры образуют друг с другом ряд переходов и грубо могут быть систематизированы следующим образом.

Чешуйчатая структура. Под этим названием разумеется однородная структура со значительным количеством скрытокристаллического глинистого вещества и наличием чешуйчатых неориентированных выделений каолинита, отчетливо заметных при большом увеличении (фиг. 7).

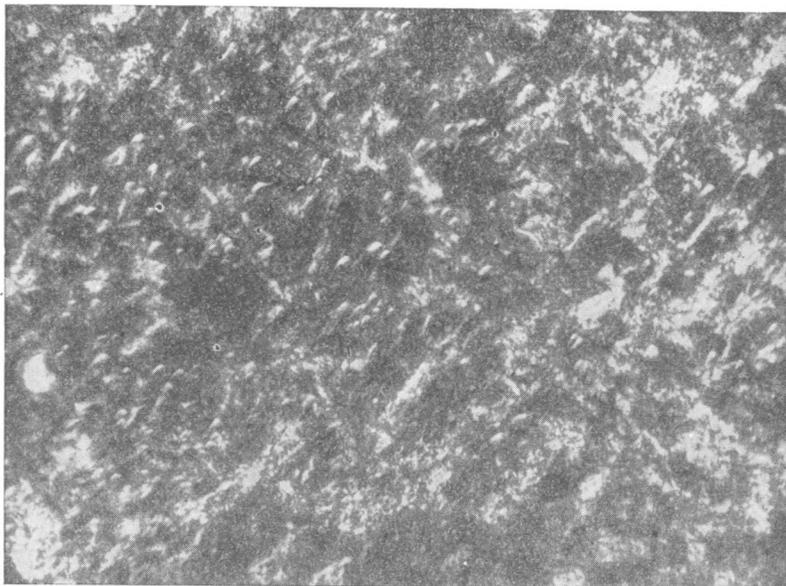


Фиг. 8. Шлиф. 60. Мазково-чешуйчатая структура жирных глин.
× 46. Ник. +.

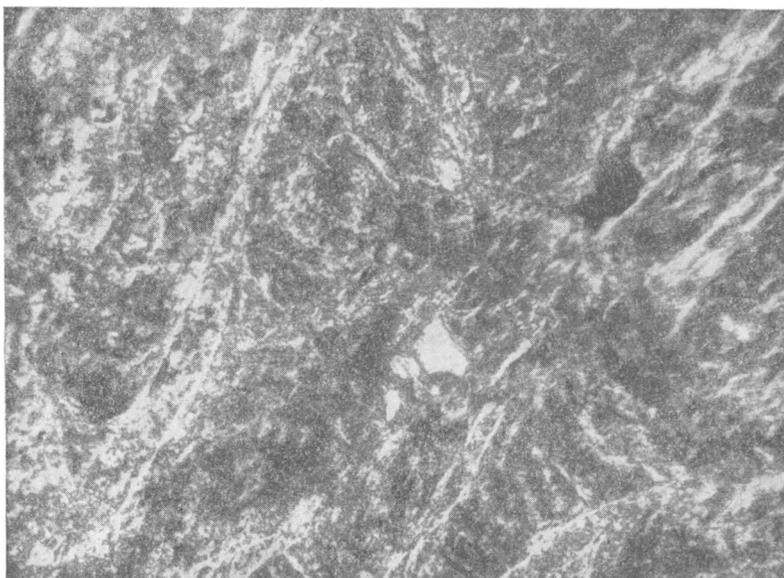
Мазково-чешуйчатая структура. Характеризуется меньшим количеством изотропного вещества и значительными, хорошо заметными при средних увеличениях, неориентированными расплывчатыми чешуйчатыми агрегатами каолинита, внешне напоминающими мази (фиг. 8).

Ориентированно-волокнистая структура. Характерной особенностью этой структуры является наличие значительного количества относительно длинных, волокнистых образований монотермита, в меньшей степени гидрослюды и еще реже каолинита, с noticeable ориентировкой их в одном направлении, а также присутствие изотропного вещества. В случае подавляющего преобладания, помимо волокон, чешуйчатых агрегатов над изотропным материалом, образуются чешуйчато-волокнистые и волокнисто-чешуйчатые структуры, в зависимости от количества волокон.

Беспорядочно-волокнистая структура. Образуется большим количеством совершенно неориентированных, коротких, отчетливо заметных только при большом увеличении волокон монотермита и отчетливых листочков гидрослюды. В сочетании со значительным преобладанием, помимо волокон, чешуй над изотропным веществом, образуется смешанная беспорядочно-волокнисто-чешуйчатая структура — одна из наиболее распространенных (фиг. 9).



Фиг. 9. Шлиф 65. Беспорядочно-волокнистая структура жирных глин. $\times 150$. Ник. +.



Фиг. 10. Шлиф 84. Волокнисто-сетчатая структура жирных глин. $\times 90$. Ник. +.

Волокнисто-сетчатая структура. Это название подразумевает намечающуюся в двух направлениях ориентировку волокон монотермита, каолинита и листочков гидрослюда. В результате этой двойной ориентировки образуются нечеткие, приближающиеся по очертаниям к прямоугольным, участки, выполненные скрытокристаллическим и чешуйчатым материалом (фиг. 10).

Сетчатая структура. Обнаружена в одном шлифе. Под этим названием нами понимается заметное при средних увеличениях

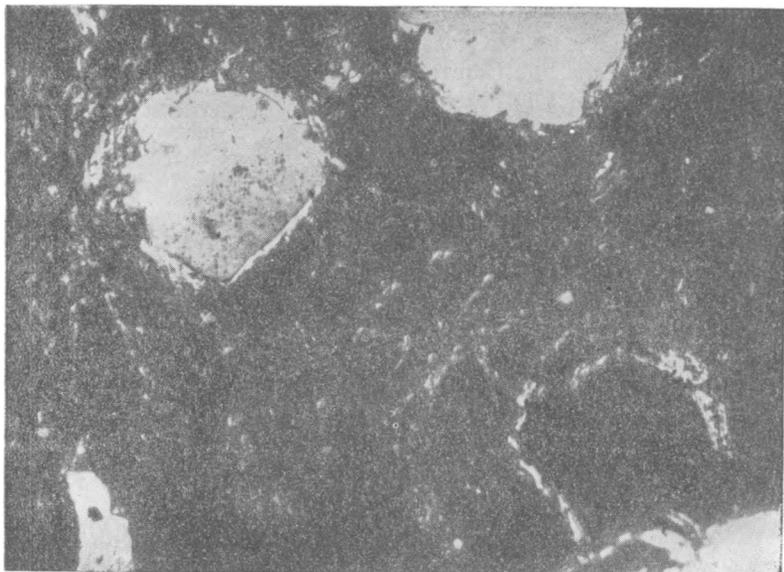


Фиг. 11. Шлиф 73. Сетчатая структура жирных глин. $\times 20$.
Ник. +.

расположение по трещинкам волокнистых выделений монотермита и гидрослюда, а также гидроокислов железа. Трещинки обособляют неправильной формы участки со значительным количеством скрытокристаллического вещества и редкими мелкими волоконцами монотермита и листочками гидрослюда (фиг. 11).

Образование всех этих структур, повидимому, нужно связывать с процессом метаморфизации глин. Первоначально глины, вероятнее всего, в большей части были скрытокристаллическими. Во время проявления тектонических усилий они частично раскристаллизовались. В связи с этим возникла некоторая слабая ориентировка раскристаллизованных волокон глинистых минералов. Известно, что гидрослюда иногда может образовываться в каолинитовых и монотермитовых глинах при метаморфизме. Можно полагать, что значительное количество выделений гидрослюда сформировалось подобным образом. Возможно, что происхождение волокнисто-сетчатой структуры объясняется наличием очень слабо намеченной первоначальной слоистости в глине, вызвавшей проявление ориентированности в одном направлении, тогда как второе направление ориентировки возникло за счет тектонических усилий. Повидимому, наибольшая ориентированность возникает в глине в пределах участков, расположенных подле поверхностей сланцеватости, и наименьшая — в удалении от них.

Сетчатая структура, очевидно, также возникла при метаморфизации. Правла, М. Ф. Викулова (1940) образование сетчатой структуры карбоновой огнеупорной глины Подмосковского угольного бассейна связывает с пронизыванием корнями росших на ней растений.



Фиг. 12. Шлиф 51. Запесоченная глина. Видны ориентированные по границам песчаных зерен волокна глинистых минералов.
× 20. Ник. +.

Морфология залежи красногорских глин

Красногорское месторождение, судя по левому склону долины Кубани, имеет вид пластообразной залежи. Границы залежи вполне определены только на юге и на севере. Условная северная граница проходит несколько южнее впадения в Кубань р. Бетал-Чапган, где пласт огнеупорных глин уходит под уровень реки. Южная граница на левом берегу Кубани проходит по балке Жако, где установлено постепенное замещение глины более грубозернистым материалом.

Пласт огнеупоров разделен запесоченными участками на три линзы — Южную, Центральную и Северную.

Максимальная мощность пласта 3,6 м, средняя мощность колеблется преимущественно в пределах от 1,6 до 2,2 м.

Контакт пласта огнеупоров с подстилающими песчаниками, поскольку его удалось наблюдать, как правило, очень ровный. Контакт пласта с кровлей часто также относительно ровный. Так, например, в одном случае изменение мощности пласта за счет неровностей кровли на протяжении 50 м колеблется в пределах всего лишь 0,1 м, в другом случае на расстоянии 100 м — в пределах 0,2 м.

Иногда можно наблюдать в кровле пласта впадины, заполненные песчаником. Чаще они невелики (0,1—0,2 м), однако в одном случае встречены подобные карманы в виде округлых впадин до 0,7 м глубиной.

Такова кровля на участках, удаленных от пережимов пласта. Изредка внутри пласта, среди жирных глин, встречаются отдельные мелкие, мощностью не более 0,5 м, линзы запесоченной глины (фиг. 12), глинистого песчаника и песчано-углистого вещества. Но это не характерное явление.

По мере уменьшения мощности огнеупорной глины, вследствие приближения к пережигам пласта, кровля становится все более неровной, а там, где происходит окончательное замещение, уже среди песчаника, залегают небольшие линзы сильно запесоченной глины.

Пережи́мы пласта огнеупоров, трактовавшиеся ранее как тектонические, в связи с вышеизложенным более правдоподобно признать результатом фациального замещения. При этом характер почвы и кровли пласта наводит на мысль о постгенетическом размыве пласта огнеупорных глин. Это предположение подтверждается и изложенными ранее микроскопическими наблюдениями — размерами и характером обломков кварца в запесоченных участках близ пережигов, резко отличными от кварца в остальных частях залежи; они напоминают здесь зерна кварца из песчаников кровли залежи.

Постгенетический размыв отдельными потоками имеет локальное распространение, большая же часть залежи характеризуется выдержанной мощностью.

Химический состав

Красногорские глины, если не учитывать песчанистых глин южного участка, имеют типичный химический состав каолинитовых огнеупорных глин. Состав их довольно однороден. Колебания в содержании отдельных окислов, как правило, незначительны.

Приведем таблицу химического состава глин, заимствованную из статьи А. Д. Федосеева и В. Ф. Самойлова (1937).

Химический состав красногорских глин (в %)

Наименование участков месторождения	П. п. п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃ + TiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O+Na ₂ O	SO ₃	
Песчанистые глины	от	3,52—	68,22—	7,45—	1,05—	0,05—	0,08—	0,25—	0,04—
	до	6,94	81,88	21,30	5,61	6,95	0,94	2,56	1,35
	среднее	5,32	73,02	15,62	3,04	1,11	0,36	1,12	0,45
Смешанные глины. Южная линза	от	4,13—	49,80—	11,30—	1,40—	0,54—	0,21—	0,0—	0,0—
	до	11,30	75,59	34,50	2,86	2,88	0,73	1,22	1,76
	среднее	9,44	58,24	26,87	2,10	1,44	0,53	0,57	0,48
Жирные глины. Южная линза	от	9,97—	45,46—	30,72—	0,60—	0,14—	Следы—	Следы—	Следы—
	до	14,02	51,66	36,58	2,92	4,02	1,40	2,60	1,78
	среднее	11,74	49,03	34,34	1,87	0,96	0,47	0,67	0,68
Центральная линза	от	4,43—	44,80—	11,52—	0,53—	0,05—	Следы—	Следы—	0,08—
	до	14,18	80,63	37,62	6,08	3,25	1,30	3,15	2,00
	среднее	11,69	50,18	33,53	2,01	0,80	0,51	0,62	0,89
Северная линза	от	10,24—	46,91—	31,82—	2,14—	0,40—	0,35—	Следы—	Следы—
	до	12,22	51,03	36,13	4,58	1,35	0,86	1,47	0,86
	среднее	11,30	48,42	34,34	2,68	0,84	0,62	0,29	0,17

Максимальное содержание кремнезема (80,63%) и минимальное глинозема (11,52%) по Центральной линзе кажутся непредставительными. Вероятно, они относятся к образцу, взятому из запесоченного участка.

Содержание кремнезема в общем увеличивается с севера на юг. На участке жирных глин оно по преимуществу колеблется в пределах 46—51%.

Распределение глинозема обратно распределению SiO_2 .

Содержание окиси железа в общем возрастает параллельно содержанию кремнезема.

Повышенное содержание щелочей, повидимому, объясняется присутствием среди глинистых минералов гидрослюда и монотермита, а не полевых шпатов, как указывалось ранее.

Потери при прокаливании характерны для глин каолинитового типа. Для жирных глин они преимущественно составляют 11—13%.

УЧКЕКЕНСКИЕ ОГНЕУПОРНЫЕ ГЛИНЫ

Учкекенское глинопроявление расположено в 32 км от г. Кисловодска в ущелье глубиной до 300 м, промытом рекой Эшкаконом. Выходы имеются по обоим берегам реки и ее притоков — р. Быкла-Карылган (левого) и р. Уллу-Баганалы (правого).

Эшкакон размывает доюрские («красные», или «северные») граниты и юрские и меловые породы.

При падении осадочной толщи на северо-запад юрские отложения, обнажающиеся в склонах долины в районе глинопроявления, скрываются под меловыми у впадения Эшкакона в Подкумок. Склоны долины Подкумка сложены только меловыми породами.

В Эшкаконском ущелье меловые известняки слагают верхний карниз обнажения.

Приведем кратко литологический разрез пород, развитых в районе глинопроявления (снизу вверх, в м):

I. «Красные», или «северные» граниты	50
II. Юрские отложения	
1. Песчаник-конгломерат с крупной галькой кварца	1
2. Желтый кварцево-полевошпатовый песчаник	9
3. Глиноносная свита коричневых глин с незначительными прослойками песчаных и слюдяных глин	8—12
4. Слабо сцементированный кварцевый песчаник	3
5. Переменяемость рыхлых песчаников с прослойками серых и красных глин	25
6. Слабо сцементированный белый песчаник с крупными зернами кварца	4
7. Песчаный мергель желтобурого цвета	4
8. Известковый песчаник	7
9. Крепкий сахаровидный песчаник с известковым цементом, дающий по долине Эшкакона карниз розоватого цвета	25
10. Мергелистый известняк	98
III. Нижний мел	
11. Известняково-доломитовая толща валаджина	75

Ранее горизонты, непосредственно вмещающие глиноносную свиту (1—5), относили к батскому ярусу средней юры, горизонт 6 — к келловейскому ярусу верхней юры, 7 — к оксфордскому, 8 — к кимериджскому, 9—10 — к титону.

Однако такое толкование требует решительного пересмотра. Глиноносную свиту и непосредственно вмещающие ее горизонты необходимо, основываясь на параллелизации с другими районами, относить к кел-

ловейскому ярусу верхней юры. Соответственно изменится и возраст вышележащих горизонтов. Трудность заключается в том, что фауна в этих горизонтах не обнаружена.

Морфология и разрез залежи каолиновых глин

Залежь каолиновой глины имеет на обследованных участках пластообразный характер. Мощность пласта глины — 7—10 м, падение на северо-восток 10° под углом 5—7°.

Пласт глины играет роль водоупорного горизонта. Задержанные им подземные воды вызывают оползни и оплывы вышележащей толщи, на выходах иногда изменяющие мощность залежи.

Все глинопроявление покрыто элювиальным песчано-глинистым покровом и почвенно-растительным слоем мощностью 0,5—2,5 м. В одном месте обнаружен древний конус выноса, содержащий крупные обломки вышележащей толщи и нацело заместивший размытую в этой части залежи огнеупорную глину.

Поверхностный покров состоит из продуктов перемыва вышележащей толщи. В результате в верхних частях пласта глины выделялись белые, светлосерые, розовые и красные разности глин. Однако это переотложенные глины, содержащие примесь известняково-доломитового материала и вышележащих красных глин.

Коренные глины представляют собой однородную массу коричневых глин разных оттенков от светлокоричневых почти серых, до темных шоколадно-коричневых, с небольшими прослоями слюдистых глин этих же цветов.

В основании пласта залегают черные глины, иногда с прослоями сажистого органического вещества со значительным количеством растительных отпечатков. В одном случае в черных глинах отмечен пирит.

Выше черных глин располагается основная масса коричневых глин разных оттенков с прослоями слюдистых глин мощностью не более 80 см. Для коричневых глин характерно отсутствие слоистости и незакономерное распределение окраски, тогда как слюдистые глины обладают слоистостью. Коричневые глины плотные и выкалываются кусками с угловатым изломом.

Выше коричневых глин по склону размыва залегают уже отмеченные вторичные розовые, белые и серые глины слоем в 1—1,5 м.

Из вредных примесей в коренных глинах имеются уже отмеченные пирит (в черных глинах) и слюды (в слюдистых).

Таким образом, описываемые глины отличаются от красногорских несколько худшими технологическими свойствами, большей мощностью и более сложным, неоднородным строением залежи, а также наличием прослоев слюдистых глин. Все это характеризует некоторую неравномерность в формировании залежи.

ГЕНЕЗИС ЮРСКИХ ГЛИН ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО КAVKAZA

На основании всех материалов, имеющихся по юрским каолиновым глинам, представляется полная возможность пересмотреть прежние представления об их генезисе.

Наиболее ранние предположения о происхождении глин относятся к 1917 г. Приводим выдержку о красногорских глинах из отчета А. Н. Криштофовича и А. Д. Стопневича (1917): «Огнеупорные глины между станцией Джегутинской и Красногорской представляют довольно значительное гнездо, в значительной степени уже выработанное, в флювиогляциальных отложениях долины реки Кубани. Никаких мощных пластов каолина, как о том сообщалось в литературе, наблюдать не удалось. Воз-

можно, что ряд таких гнезд имеется по правому и левому берегу Кубани» (стр. 371).

Упомянутые в этой выдержке пласты каолина — это, вероятно, сланцеватые глины доггера, которые ошибочно и в более позднее время принимали за огнеупорную глину.

Представление о флювиогляциальном происхождении глин возникло в связи с тем, что глины северного участка, на основании которых сделано подобное заключение, залегают в непосредственной близости от реки и перекрыты аллювиально-ледниковыми отложениями.

И. В. Пуаре (1930) ограничилась предположением, что «повидимому, отложение всей толщи глин горизонта «Е» (т. е. келловейского яруса.— П. С.) происходило в небольшом морском бассейне» (стр. 19).

Такой же точки зрения придерживались И. Я. Микей (1927) и другие исследователи.

Фациальная изменчивость в вертикальном направлении, т. е. смена подстилающих песчаников огнеупорными глинами и вновь песчаниками, объяснялась колебаниями дна моря.

Данные микроскопических исследований, термического и химического анализов глин показывают, что среди глинистых минералов преобладает каолинит. Исследования месторождений каолинитовых глин привели к установившемуся взгляду об их континентальном происхождении. О том же говорят и эксперименты Нолля, которые показали, что необходимым условием образования каолинита является кислая среда. Такие условия возможны только в пресных водах, морская же среда характеризуется щелочностью. Уже один этот довод позволяет не соглашаться с приведенным выше мнением и побуждает рассматривать юрские глины как континентально-пресноводное образование.

Другие данные только подтверждают это мнение. Среди реликтовых минералов под микроскопом было установлено присутствие зерен апатита. Известно, что апатит может сохраниться только при переносе и выпадении в пресных водах, тогда как в морских условиях этот минерал переходит во вторичные фосфаты.

Структуры глин все относятся к группе структур замедленной коагуляции. Образование подобных структур возможно только в пресных водах, так как в морской воде, вследствие присутствия электролитов — щелочей, происходит быстрая коагуляция.

Ни в самих огнеупорных глинах, ни во вмещающих песчаниках не было найдено морской фауны; наоборот, растительные остатки встречаются часто. Постоянное присутствие в глинке органических примесей и растительных остатков, а также нахождение Тришкинского месторождения бурого угля, подчиненного келловейскому ярусу, в 20 км к западу от Красногорского глинопроявления — все это свидетельствует о континентальности огнеупорных глин и вмещающей свиты.

Подстилающие песчаники имеют диагональную слоистость, что указывает на их отложение не в условиях моря, а из текучих вод.

Большая часть глин Красногорской залежи представлена очень тонкодисперсными разностями. Содержание частиц менее 0,01 мм в диаметре составляет более 95%, а среди них в свою очередь, как правило, преобладают частицы менее 0,001 мм. Отложение значительного количества такого тонкого материала возможно только при условии, если скорость течения не превышает 0,08 м/сек.

Скорость течения крупнейших равнинных рек, даже в периоды межени, в несколько раз превышает эту величину. Отсюда следует, что отложение таких глин могло происходить только из стоячих вод.

В пользу озерного генезиса свидетельствует и морфология залежей. Если для аллювиальных залежей характерны небольшие размеры, вы-

тянутые формы, быстро меняющиеся мощности, то залежи красногорских и учкекенских глин совершенно не подходят под подобную характеристику. Даже ограниченные исследованные участки глинопроявлений свидетельствуют о значительных их размерах (в особенности для красногорских глин), форма их скорее изометричная, элементы залегания и мощность отличаются значительным постоянством, за исключением участков, где изменение их обусловлено, по нашим материалам, позднейшим размывом и замещением.

Наконец, характерно закономерное увеличение в наиболее изученном Красногорском глинопроявлении содержания грубозернистой составляющей к югу, за исключением местного увеличения песчаных фракций в местах пережимов, что обусловлено позднейшими процессами. Такая закономерность присуща отложениям крупных озер. Озерные глины без резких границ переходят от чрезвычайно тонкого материала в центре озер к менее тонкому по краям.

Снос глинистого материала для формирования крупных, широко пространственных залежей должен был происходить с весьма значительной площади. Поэтому связывать огнеупорные глины с какой-нибудь отдельной породой или даже целым комплексом пород не представляется возможным.

Можно предположить только, что материал для формирования глин поступал из областей размыва коры выветривания магматических пород.

Учкекенское глинопроявление весьма близко Красногорскому. История его формирования, очевидно, сходна. Однако при рассмотрении их различий можно отметить прежде всего, что накопление глинистого материала в Учкекене происходило или интенсивнее, чем в Красногорске, или в более длительный срок, о чем свидетельствует большая мощность глин Учкекенских месторождений. Вероятно, сказались в какой-то мере оба эти фактора. Исходя из того, что келловей с востока на запад ложится последовательно на более молодые горизонты, можно предполагать, что в восточных районах раньше установился континентальный режим и время формирования глиноносной толщи было более продолжительным. В связи с этим необходимо провести также параллель с глинами Шисского месторождения, мощность которых около одного метра (по недостаточно достоверным данным, в связи с тем, что они изучались только на выходах). Таким образом, возможно, что есть некая общая закономерность падения мощностей юрских огнеупорных глин с востока на запад.

Относительно большая общая крупнозернистость учкекенских глин может свидетельствовать в пользу большей скорости их поступления и накопления. Прослой слюдястых глин говорят о колебаниях режима поступления, связанных, очевидно, с изменением характера выветривания в областях сноса в сторону некоторого усиления физического выветривания. При усилении физического выветривания разложение алюмосиликатов в коре выветривания областей сноса не успевало повсеместно доходить до образования каолинита, и материал оттуда частично выносился в виде слюды. Это также может свидетельствовать в пользу некоторого ускорения темпов осадконакопления.

Красногорские глины находились, очевидно, пространственно в более благоприятных условиях — здесь накапливался наиболее однородный тонкий материал. Кроме того, возможно, что период накопления красногорских глин синхронен одному из поздних этапов формирования учкекенских глин, с преобладающим развитием в областях сноса продуктов химического выветривания над продуктами физического выветривания.

Приведенный материал позволяет сделать некоторые палеогеографиче-

ские выводы, неизбежно вытекающие из результатов исследований юрских огнеупорных глин и новых взглядов на их генезис.

Прежде всего решительным образом нужно указать на континентальный, а не морской режим в келловее, не только в районе известных глинопроявлений, но и по всей весьма обширной области, прилегающей к глинопроявлениям, так как формирование ряда крупных залежей переконгломерированных континентальных глин могло происходить только при наличии обширных областей сноса.

Тонкодисперсность огнеупорных глин свидетельствует о сильной непленизации этого континента к моменту их формирования, так как в случае существования поблизости каких-либо, даже незначительных горных сооружений, отлагался бы более грубый материал и, во всяком случае, было бы невозможно накопление обширных и широко распространенных тонкодисперсных образований.

Заключение о равнинно-озерном рельефе и о существовании до времени глиноотложения в районе Кубань — Подкумок мощной коры выветривания с неизбежностью вытекает из наших данных и в общем согласуется с имеющимися на этот счет геологическими материалами.

ЛИТЕРАТУРА

- Виколова М. Ф. Вещественный состав и морфология залежей огнеупорных глин нижнего карбона Боровичско-Любытинского района. Литол. сб. ВСЕГЕИ, 1940, вып. 1.
- Денисов М., Мёллер В. Полезные ископаемые и минеральные воды Кавказского края. СПб., 1900.
- Заторницкий А. Я. Среднеюрские глины по р. Кубани. Изв. Геол. ком., 1914, 33, № 5.
- Криштофович А. Н. и Стопневич А. Д. [Каменноугольные отложения в Баталпаинском отд. Кубанской обл.] Отчет о состоянии и деятельности Геологического комитета в 1916 г. Изв. Геол. ком., 1917, 36.
- Кюнер К. Н. Заводские испытания красногорских огнеупорных глин на семилукском шамотном заводе. Огнеупоры, 1934, № 9.
- Микей И. Я. Красногорское месторождение огнеупорных глин. Мин. сырье, 1927, № 7.
- Микей И. Я. О целестине из юрских отложений р. Кубани. Геолог. на фронте индустр., 1936, № 8—9.
- Пуаре И. В. Красногорское месторождение огнеупорной глины на Северном Кавказе. Л., Геол. изд. Гл. геол.-разв. упр., 1930.
- Пчелинцев В. Ф. Юрская фауна долины Кубани близ станицы Красногорской. Тр. Геол. муз. Акад. наук СССР, 1926, 1.
- Пчелинцев В. Ф. Некоторые данные о фауне верхнеюрских отложений Кубанской обл. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., 1933, вып. 115.
- Ребиндер Б. Б. Возраст юрских отложений в долине р. Малой Лабы (Сев. Кавказ). Тр. Геол. муз. им. Петра Великого Акад. наук, 1909, 2.
- Сазонов И. Ф. Огнеупорные глины на Северном Кавказе. Разведка недр, 1936, № 22.
- Федосеев А. Д. и Самойлов В. Ф. Огнеупорные глины Красногорского месторождения. Огнеупоры, 1937, № 4—5.

Е. Д. БЕЛЯНКИНА

К МОРФОЛОГИИ МУСКОВИТОВ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ

Мусковит пегматитов, образующий важнейшую их часть, бывает обычно не однородным. В пределах одной и той же пегматитовой жилы он различается по своим свойствам.

Еще А. Е. Ферсман (1940), характеризуя минералы пегматитов, подразделяя мусковиты на следующие типы, соответствующие отдельным геофазам пегматитового процесса:

1. В геофазу D (начало фазы E) мусковит выделяется одновременно с окончанием выделения биотита. Характеризуется ромбическим сечением кристаллов, имеет красноватый цвет.

2. На границе геофаз E—F — ромбические серебристые кристаллики. Образуют нередко гексагональными зелеными краями.

3. Геофаза F включает ряд генераций зеленых слюдок. Это уже не промышленная слюда.

Н. В. Петровская (1940) при описании мусковита Мамской тайги устанавливает ряд известных разновидностей мусковита и характеризует их следующим образом:

I. Мусковит пегматоида — коричневый.

II. Мусковит замещающего комплекса — красноватый, рубиновый.

III. Мусковит пневматолитовых геофаз — светлозеленый.

IV. Мусковит в трещинках пегматита, геофаз G—H, — бесцветный, с серебристым оттенком.

Собственно промышленными являются два первых типа.

В. Д. Никитин (1950), много занимавшийся слюдяными пегматитами Карелии, также выделяет несколько генераций слюды в пегматитовых жилах. Его мусковит первой генерации отвечает мусковиту кварц-мусковитового комплекса Н. В. Петровской. Мусковит второй генерации В. Д. Никитина — мусковиту пегматоида Н. В. Петровской — пластинчатая разновидность таблитчатых слюд. Слюда третьей генерации, по В. Д. Никитину, преимущественно биотит, еще более позднее образование.

Во всех случаях В. Д. Никитин считает процесс идущим таким образом, что биотит замещает мусковит.

Это соотношение подробно изучалось в свое время Д. П. Григорьевым (1939), установившим при этом или случаи совместного выделения биотита и мусковита, или, наоборот, замещение биотита мусковитом.

Изучая в последние годы месторождения слюдоносных пегматитов Сибири, мы также наблюдали ряд генетических разновидностей мусковитов. Такими разновидностями являются:

1. Мусковит письменных и других структур, развивающийся по биотиту.

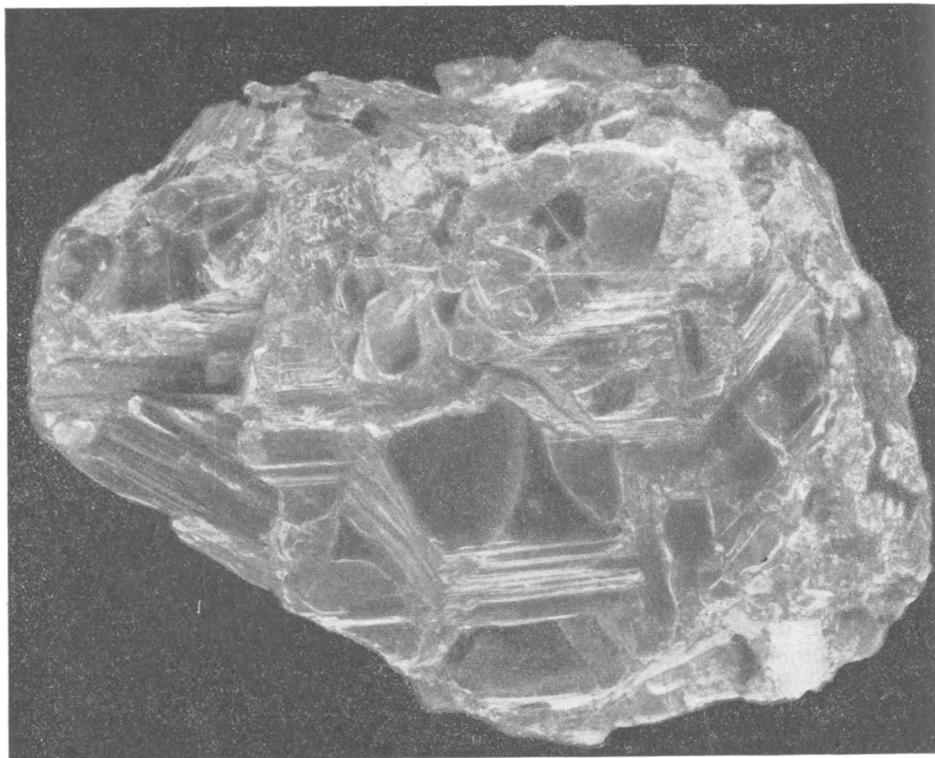
2. Мусковит пегматоида (фиг. 2, 4).

3. Мусковит кварц-мусковитового комплекса (фиг. 1).

4. Вторичные слюдки.

Промышленное значение имеют первые три из четырех названных типов.

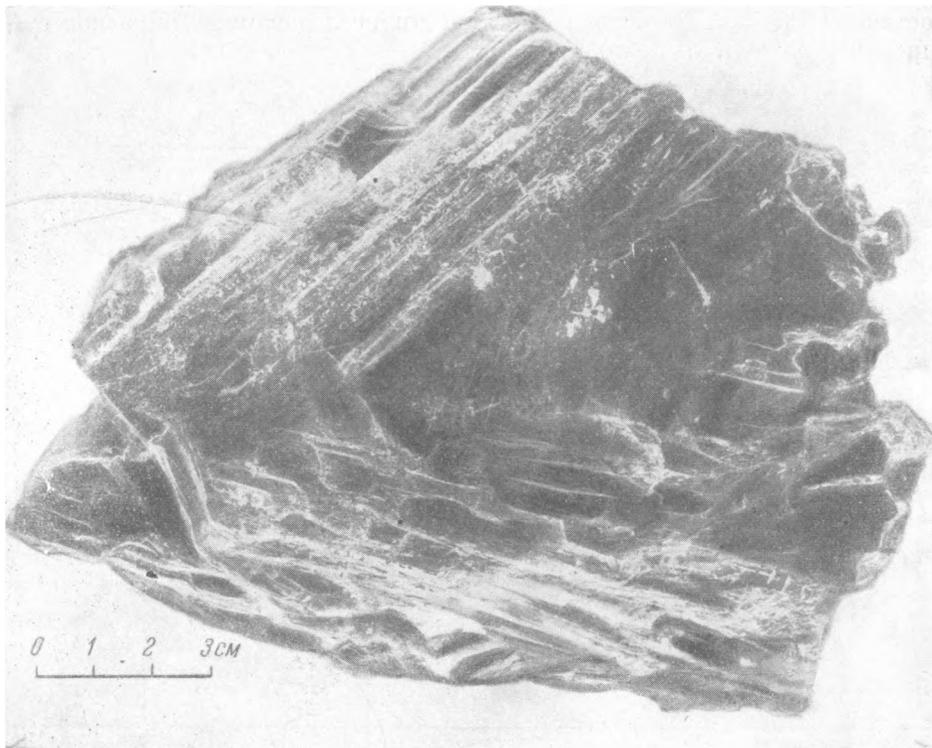
В ряде жил на контактах пегматитовой жилы с вмещающими породами наблюдаются дополнительные выделения мусковита. Всего ближе они стоят к мусковитам из пегматоидных структур.



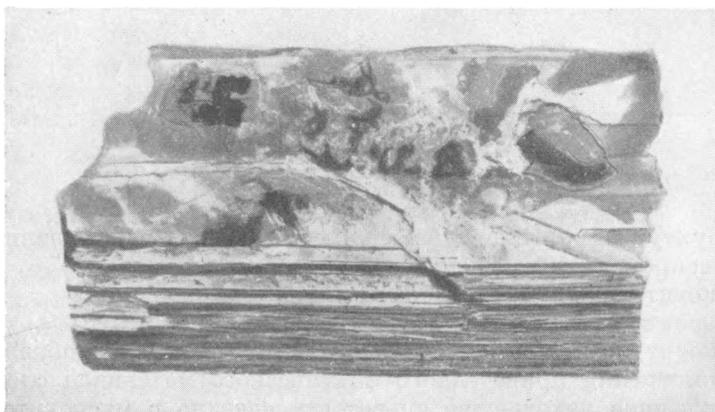
Фиг. 1. Кварц-мусковитовый комплекс.

Как следует из всего перечисленного, наши данные отвечают в основном представлениям Н. В. Петровской (1940). Мы также склонны к признанию взгляда Д. П. Григорьева (1939) относительно образования мусковита по биотиту, а не обратно, как думает В. Д. Никитин.

Это общие выводы по мусковиту получены нами в результате изучения довольно большого количества жил слюдоносных пегматитов. Кроме того, более подробно нами было изучено около 60 образцов мусковита различных выделенных типов. Мусковиты мы характеризуем при этом исключительно по их морфологическим и структурным особенностям, не затрагивая пока конституции слюды, вопросов ее химического состава и оптических свойств. Нами изучены, таким образом, следующие свойства мусковитов: 1) цвет и размер выделений; 2) наличие ельчатости, т. е. как бы штриховки, находящейся в плоскости спайности мусковита (фиг. 2); 3) наличие ленточности, т. е. ленточной отдельности, делящей мусковит на полоски и ленты, проходящие в плоскости спайности мусковита (фиг. 3); 4) клиновидность кристаллов, т. е. неравномерное наложение отдельных спайных листочков мусковита и возникновение вследствие



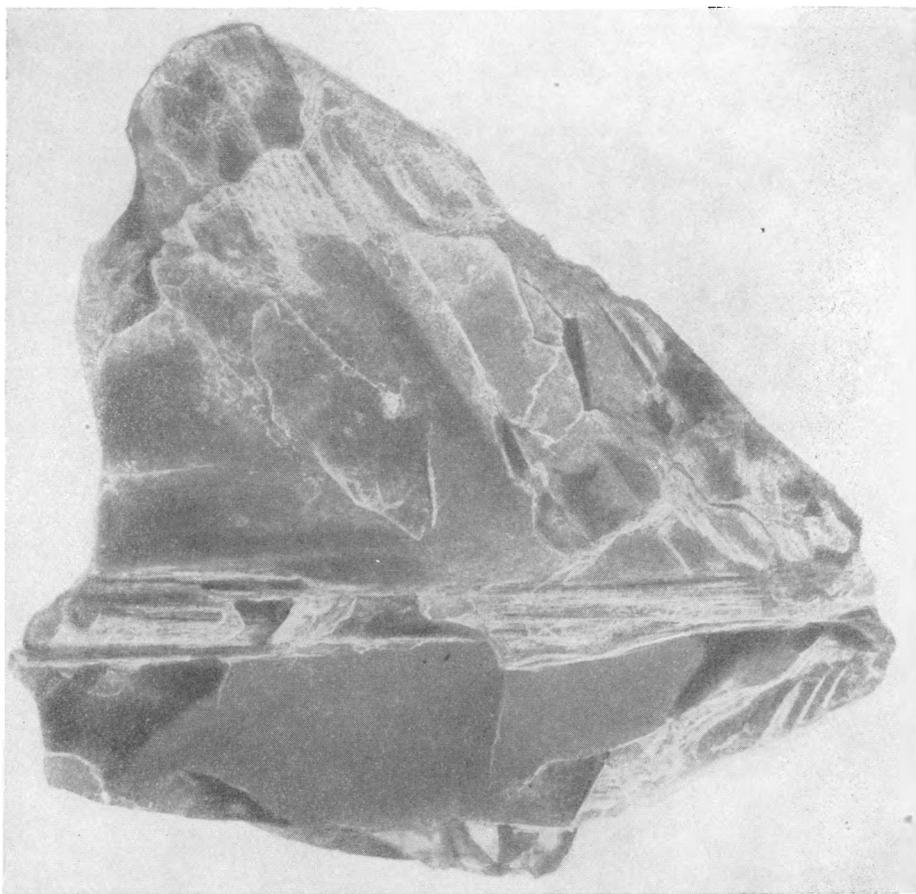
Фиг. 2. Ельчатость в мусковите.



Фиг. 3. Ленточность в мусковите.

этого кристаллов, постепенно утолщающихся к одному концу (фиг. 4); 5) пластинчатость кристаллов; 6) наличие пятнистости как таковой, без качественной пока характеристики этой пятнистости; 7) включения других минералов в мусковите и особенности их распределения (фиг. 5—7).

Все образцы представляют собой мусковиты из 31 жилы пегматитов Восточной Сибири. Свойства и особенности исследованных образцов суммированы в табл. 1 количественно.



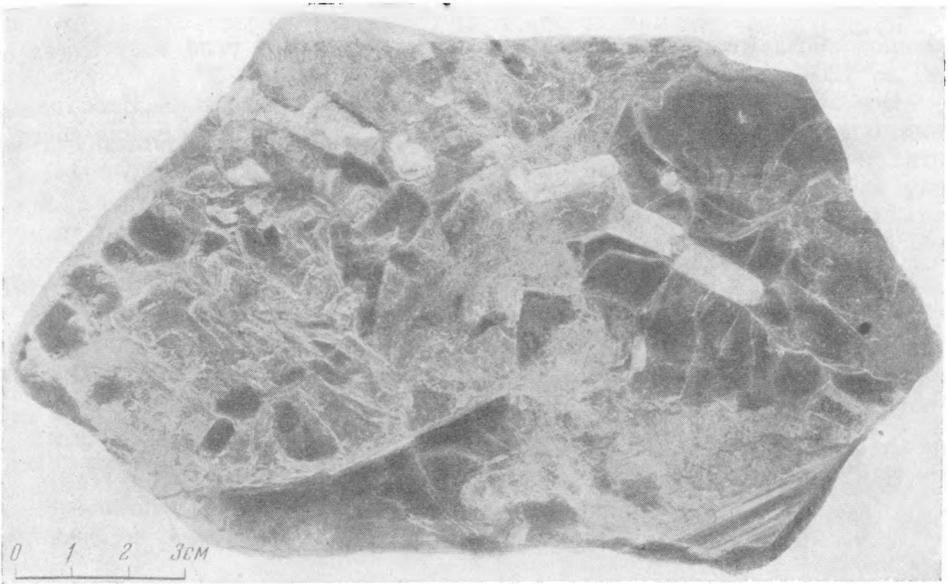
Фиг. 4. Клиновидный кристалл.

По структурным разновидностям «пегматита» исследованные нами образцы распределились следующим образом:

1. Мусковит письменного «пегматита» — 15 образцов.
2. Мусковит из пегматоида — 19 образцов.
3. Мусковит из кварц-мусковитового комплекса — 27 образцов.

Из рассмотрения приведенного фактического материала следует, что преимущественное нахождение ельчатости связано с мусковитом пегматоида и что клиновидность также приурочена к мусковиту этого типа.

В противоположность этим свойствам, ленточность встречается во всех мусковитах. Характерно, что она всегда направлена перпендикулярно к одному из лучей фигуры удара в слюде. Повидимому, она представляет собой результат воздействия постгенетических усилий, т. е.



Фиг. 5. Апатит в мусковите.

действующих уже на закристаллизованную жилу. Мусковит, как наиболее легко поддающийся этим усилиям, реагирует образованием ленточности, располагающейся по линиям скрытой спайности мусковита.

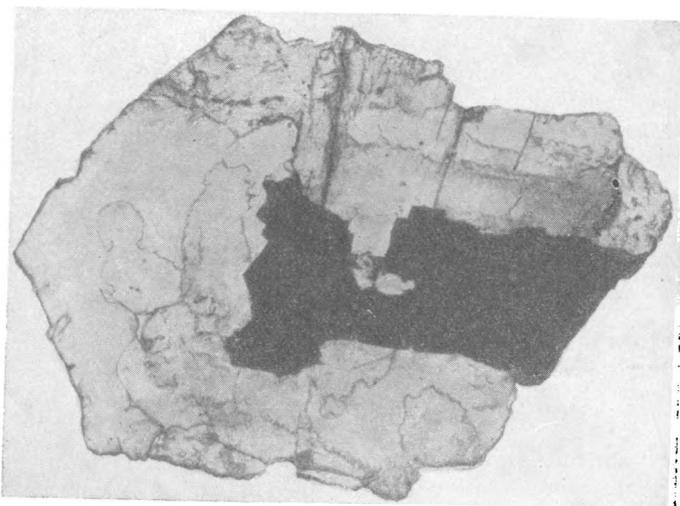
Т а б л и ц а 1
Свойства и особенности исследованных образцов мусковита
(% образцов, содержащих данный дефект,
от общего числа образцов)

Тип мусковита	Из письменного пегматита	Из пегматойда	Из кварц-мусковитового комплекса
Количество образцов	15	19	27
Наличие ельчатости	6	95	40
Наличие ленточности	24	32	37
Клиновидность	—	53	—
Пластинчатость	100	47	100
Пятнистость	96	95	92
Включения			
Кварца	73	58	66
Сульфидов	12	21	4
Граната	—	10	4
Апатита	12	10	26
Бiotита	12	30	55
Полевого шпата	6	10	7
Мусковита под некоторым углом к спайности основного кристалла мусковита	—	10	7

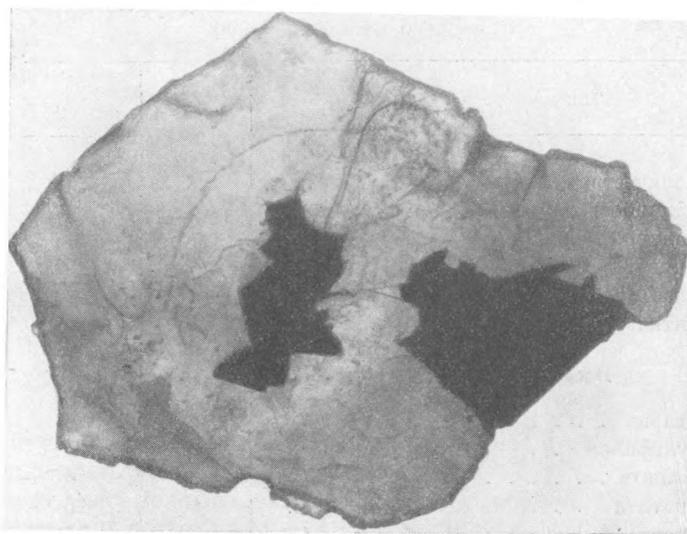
Хотя угол между штриховкой ельчатости имеет обычно величину около 60°, что отвечает кристаллографической структуре минерала, но одновре-

менно отмечаются и значительные отклонения этого угла в пределах от 40 до 120°.

Все образцы в одинаковой мере обладают пятнистостью. Необходимо в дальнейшем направить внимание на более детальное изучение состава этих пятен.



Фиг. 6. Биотит в мусковите.



Фиг. 7. Биотит в мусковите.

Что касается включений различных минералов, то в мусковитах из пегматоида по сравнению с другими их типами в наибольшем количестве находятся сульфиды. В мусковитах же кварц-мусковитового комплекса преобладает апатит (см. фиг. 5). Относительное количество полевого шпата и кварца примерно одинаково в мусковитах всех типов.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Ельчатость зависит от условий кристаллизации.
2. Лентчатость не зависит от условий кристаллизации слюды и является результатом последующих тектонических воздействий.
3. Распределение включений апатита и сульфидов в мусковитах указывает на иные температурные условия образования мусковитов кварц-мусковитового комплекса по сравнению с мусковитом пегматоида.

ЛИТЕРАТУРА

- Григорьев Д. П. О взаимоотношениях биотитов и мусковитов в пегматитовых жилах. Бюлл. Моск. общ. исп. природы, 1939, 17 (45).
- Никитин В. Д. К генезису мусковитоносных пегматитов Северной Карелии. Зап. Всес. мин. общ., 1950, № 4.
- Петровская Н. В. Пегматиты Мамско-Витимского слюдоносного района, 1940. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР (Приложение к работе А. Е. Ферсмана «Пегматиты», т. I).
- Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. I. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1940.

М. Д. ИГНАТОВА

**СТРУКТУРНЫЕ РАЗНОВИДНОСТИ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ
СОСТАВ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ
ВИТИМО-ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ**

Как известно, пегматитовые образования имеют различную текстуру и структуру. Текстура бывает обусловлена взаимным расположением составных компонентов, а структура — их величиной и формой.

Структура и текстура гранитных пегматитов отражают особенности их генезиса и, по видимому, главным образом температурные условия кристаллизации пегматитового расплава. Явления вторичного изменения в пегматитах не играют существенной роли, в отличие от сульфидных месторождений, где они приводят к существенным изменениям первоначального облика рудных тел.

По работам академика А. Е. Ферсмана и других исследователей пегматитовых образований известно, что проявление того или иного типа пегматита зависит от многих причин и, в частности, от:

1) расстояния от гранитного очага, давшего начало пегматиту; на более высоких гипсометрических уровнях происходит более быстрая раскристаллизация пегматитового расплава, чем на более низких, так как при всех прочих равных условиях этот расплав находится в обстановке более охлажденных вмещающих пород, что сказывается на скорости кристаллизации, отражающейся на текстурных и структурных особенностях пегматитов;

2) величины внутреннего давления и газопроницаемости вмещающих пород, ибо при относительно большой их газопроницаемости пегматитовый расплав легко освобождается от пневматолитов, благодаря чему он быстрее раскристаллизовывается и не создает условий для развития процессов замещения, что резко сказывается на текстурном и структурном облике пегматитов;

3) скорости охлаждения пегматитового расплава, в известной степени представляющей функцию изложенных выше факторов;

4) петрографического состава вмещающих пород, так как в неравновесной системе пегматит + вмещающие породы активно развиваются процессы контаминации и выноса из пегматитов составляющих компонентов, что приводит к существенным текстурным и структурным изменениям;

5) насыщенности вмещающей среды, т. е. вмещающих пород водой, независимо от того, находится ли последняя в жидком или паробразном состоянии; роль последнего фактора была особенно подчеркнута Н. П. Семененко, которым проводились исследования на одном из слюдоносных пегматитовых полей и который пришел к заключению, что «по-

глошение» H_2O пегматитовым расплавом из вмещающей среды существенно влияет на характер минералообразования, обуславливая, в частности, повышенное содержание мусковита в пегматитах.

Совокупность и сочетание изложенных выше факторов отражаются на текстурных и структурных особенностях пегматитов. Взаимосвязь этих факторов находит свое отражение в проявлении различных типов пегматитовых образований в пегматитоносных районах. Кроме того, проявление различных типов пегматитовых образований находится в тесной связи с эрозионными процессами, которые, проникая в среду различных гипсометрических горизонтов, вскрывают различные разновидности пегматитов, отличающиеся по минералогическому составу и в текстурном и структурном отношении. Это достаточно четко впервые было показано А. А. Якжиним еще в 1939—1947 гг. на примере изученных им слюдоносных пегматитов Енисейского кряжа.

В текстурном отношении пегматитовые образования могут иметь различное строение; одни из них характеризуются однородным сложением, другие — поясовым, или зональным, третьи — блоковым, или участковым.

На фиг. 1 изображен типичный случай зонального строения пегматитовой жилы, сложенной в осевой части серым кварцем, который с висячего и лежащего боков окаймлен пегматоидом. На фиг. 2 показано блоковое сложение жилы, в которой отдельные участки состоят из пород различной структуры: графической, неяснографической, грубографической и т. п.

Сложение или текстура пегматитовых образований в основном обуславливается развитием различных структурных разновидностей в пегматитовом поле.

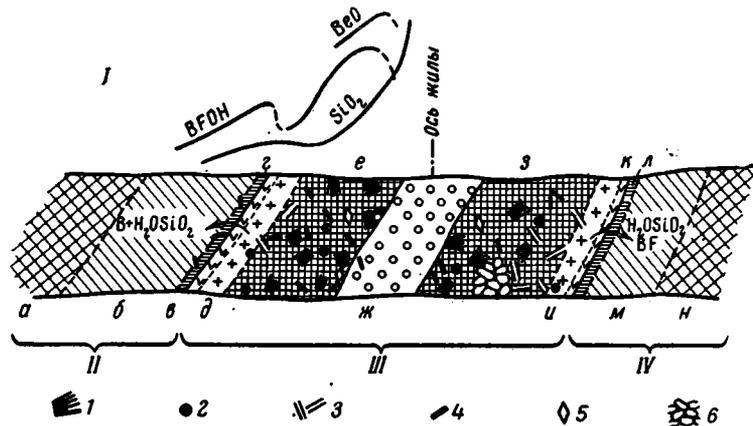
В пегматитах можно выделить несколько таких структурных разновидностей, сочетание которых определяет текстурные особенности пегматитов; в частности, отчетливо выделяются в пегматитах участки аплитового строения, графической, пегматоидного и с развитыми структурами замещения. Следуя взглядам Н. В. Петровской, можно дать следующую схему расчленения пегматитов Витимо-Патомского нагорья в зависимости от их структурных особенностей (табл. 1).

Ниже нами приводится краткая минералого-петрографическая характеристика различных структурных разновидностей пегматитов на примере изучения отдельных пегматитов Витимо-Патомского нагорья.

Аплитовидная структура пород в пегматитах имеет весьма ограниченное распространение и развита не во всех жилах. Породы аплитовидного строения в виде маломощных оторочек развиваются у зальбандов пегматитовых образований и постепенно переходят в письменные или неяснографические среднезернистые породы. Лучше всего аплитовидная оторочка выражена в пегматитах с зональным строением. Эта наружная кайма имеет мелкозернистую структуру, нередко с явно заметной ранней кристаллизацией кварца. Последний представлен правильными изометрическими зернами, включенными в массу полевого шпата и кварца более поздней фазы кристаллизации.

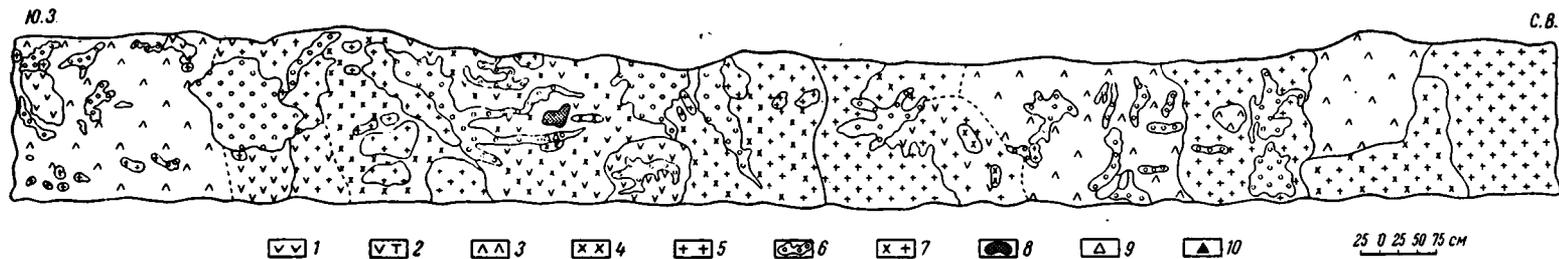
Минералогическая аплитовидная зона представлена полевым шпатом из группы плагиоклаза, реже встречается микроклин; кроме того, развит серый или дымчатый кварц; встречаются также чешуйки мусковита, биотита и отдельные редкие зерна граната-альмандина.

Плагиоклаз в этих аплитовидных оторочках представлен олигоклазом № 15, но нередко встречаются и более основные его разновидности до №№ 25—35. Следует отметить, что встречающийся в этой аплитовидной оторочке микроклин обычно бывает представлен в форме зерен с неправильными ограничениями, несомненно выделившимися позже плагиоклаза.



Фиг. 1. Зональное строение пегматитовой жилы (по А. А. Якжину, 1939).

I — кривые пространственного распределения $B_2O_3 \cdot BeO \cdot SiO_2$, от оси жилы к вмещающим породам. II. Породы висячего контакта: а — нормальный двуслюдистый сланец; б — контактовый гнейс с турмалином; в — слюдяная оторочка; г — аплитовидная зона. III — Пегматитовая жила (t^* кристаллизации $\approx 300-750^\circ$): д — письменная зона, бедна минералами; е — крупнозернистая зона висячего бока (полевой шпат + кварц + мусковит + турмалин + биотит + гранат + берилл) — пегматоид; ж — кварцевый пояс (по трещинкам иногда графит и зеленая слюдка) — остаточный дифференциат; з — крупнозернистая зона лежащего бока (меньше турмалина, больше биотита) — пегматоид; и — письменная зона; к — аплитовая оторочка. IV. Породы лежащего контакта: л — слюдяная зона; м — гнейс контактный (мало турмалина); н — нормальный двуслюдяной сланец. 1 — мусковит; 2 — гранат; 3 — биотит; 4 — турмалин; 5 — берилл; 6 — полевой шпат.



Фиг. 2. Блоковое строение жилы.

1 — пегматит крупнозернистый; 2 — неяснографический пегматит; 3 — пегматит грубографический крупнозернистый; 4 — пегматит графический; 5 — кварц мусковитозамещающий комплекс; 6 — пегматит микрографический; 7 — пегматит переходный между графическим и микрографическим пегматитом; 8 — кристаллы полевого шпата, 9 — мусковит; 10 — биотит.

Схема расчленения пегматитов в зависимости от их структурных особенностей
(по Н. В. Петровской, 1937)

Геофаза	Разновидность пегматита	Структура	Величина зерна
Дографическая геофаза В	Аплит Мелкозернистый пегматит а) без признаков контаминации б) контаминированный	Близкая к паналлотриоморфной Гипидиоморфная	Очень мелкое Мелкое
Графическая геофаза С	Тонкографический пегматит Письменный пегматит Неяснографический	Графическая	Мелкое до среднего и крупного
Эпиграфическая	Переходный пегматит	Близкая к гипидиоморфной с остатками графической	Среднее
Пегматоидные геофазы D — E	Пегматоид с идиоморфными выделениями и блоковый агрегат	Гипидиоморфная	Крупное
Пневматолитовые геофазы E — F	Замещающий кварц-мусковитовый комплекс Антипегматит	Явление разъедания	Среднее до крупного
Гидротермальная геофаза	Сульфидное заполнение трещин	Полосовидная	Мелкое

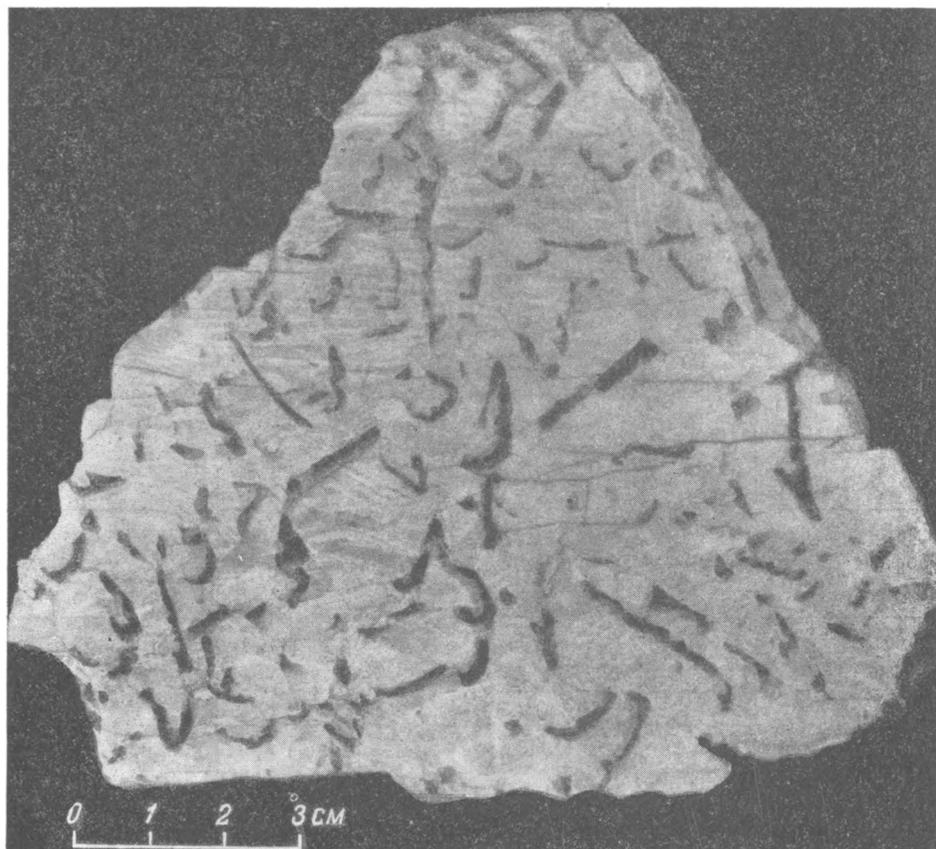
Графическая структурная разновидность пород пегматитовых жил — «структурный пегматит», имеющая широкое развитие в пегматитовых образованиях, представляет собой закономерное прорастание крупных индивидов полевых шпатов кварцем, причем кварц не имеет определенных, присущих ему кристаллографических очертаний. Он обычно встречается в виде вростков — ихтиоглиптов, различной формы, более или менее равномерно расположенных в полевого шпате. Соотношение кварца и полевого шпата сравнительно постоянное, примерно 30 : 70; отклонение от этих величин бывает чаще в пользу полевого шпата, т. е. кварца содержится менее 30%.

Как пишет Д. С. Коржинский (1937), «...Графические структуры в необычайно мощном развитии представлены в слюдоносных пегматитах, причем величина индивидов полевого шпата здесь часто превосходит 1 и даже 1,5 м».

Обычный тип графических сростков изображен на фиг. 3.

Очень часто в структурном пегматите встречаются участки, в которых отдельные группы ихтиоглиптов кварца в полевого шпате бывают ориентированы в различных направлениях, что прекрасно показано на фиг. 4.

Изображенный на ней образец состоит из двух срастающихся графических кристаллов полевого шпата, соприкасающихся по линии, показанной стрелками. Верхний отвечает одному конусу нарастания с параллельно ориентированными ихтиоглиптами и не представляет особого интереса, зато в нижнем сечении вскрыто два конуса нарастания, из которых один преобладает по размерам и развивается более или менее свободно, а другой,

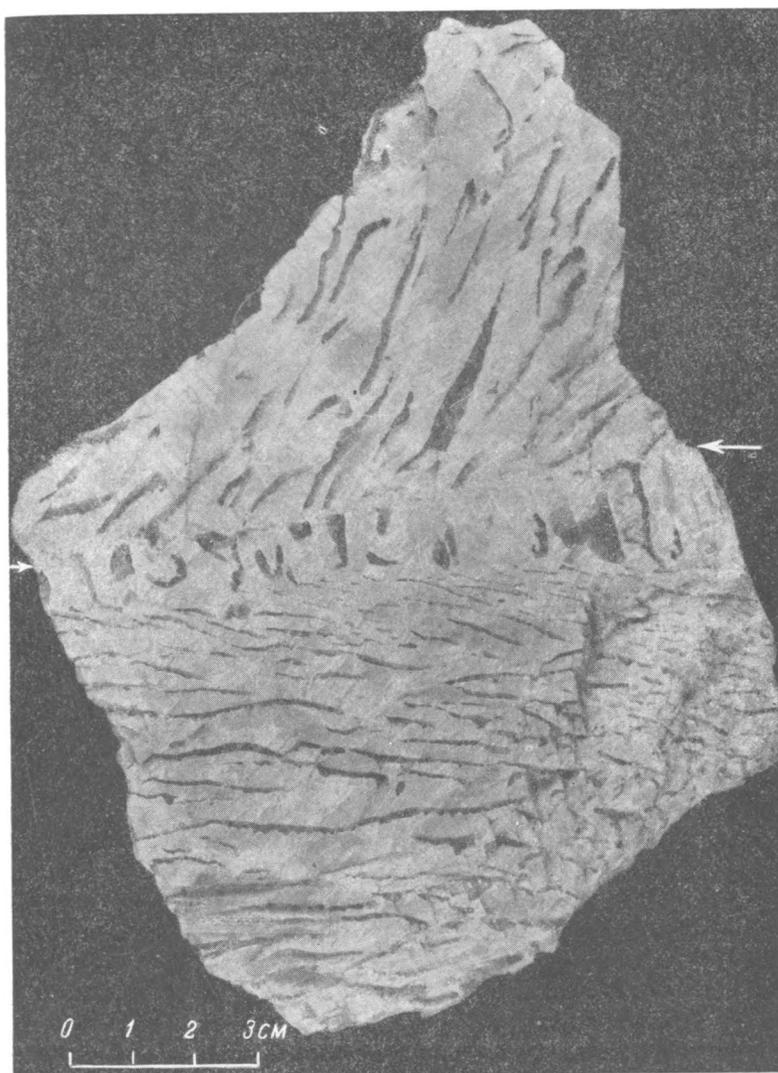


Фиг. 3. Письменный пегматит. Natur. вел.

в центре образца, имеющий иную, чем первый, ориентировку кварцевых ихтиоглиптов, мог расти только до соприкосновения с соседним полевошпатовым (пегматитовым) кристаллом. То, что здесь имеет место именно одновременное нарастание, обоих кристаллов, видно из характера контакта этого участка с соседним кристаллом. Здесь явно видно расширение конуса нарастания в правой стороне, т. е. индукционная граница между двумя кристаллами; видно также зарождение кварцевых ихтиоглиптов по краям конуса нарастания.

Все это целиком отвечает тем принципам эпитаксиального роста, которые были изложены в работе Д. П. Григорьева и Н. И. Шафрановского (1946), и целиком свидетельствует об одновременной кристаллизации кварца и полевого шпата, что в свою очередь возможно только при кристаллизации данного участка в условиях свободного роста, а не в условиях метасоматоза или перекристаллизации, как это предполагается некоторыми гипотезами генезиса пегматитов.

Участки письменной структуры в пегматитовых образованиях представлены в виде блоков и линз различных размеров. Более крупные блоки встречаются в крупных штокообразных пегматитовых телах. В обычных пластовых жилах участки письменной структуры обычно невелики и



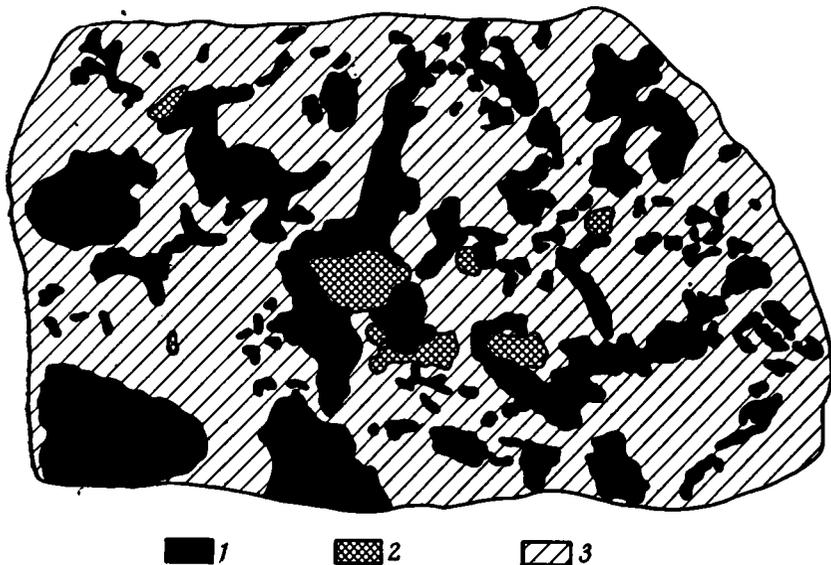
Фиг. 4. Различная ориентировка ихтиоглиптов кварца в кристалле полевого шпата. Стрелки показывают границу между двумя полевошпатовыми кристаллами. Natur. вел.

измеряются десятками сантиметров. Иногда в пластовых жилах породы письменной структуры встречаются только в виде зоны-каймы у контактов жил.

Структурный пегматит довольно резко переходит в другие разновидности пегматита.

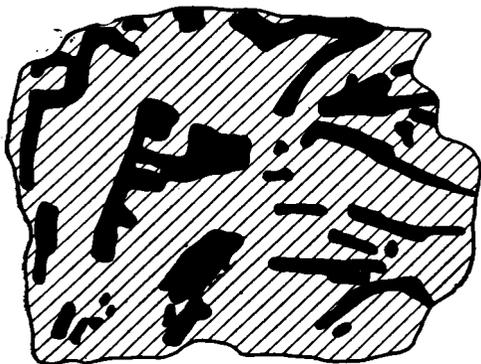
Структурный пегматит минералогически представлен сростками микроклина с кварцем. Кроме указанных минералов, в таком пегматите встречаются в виде аксессуарных минералов кристаллы граната и апатита, мусковита и биотита. Из этих минералов особенно широким распростра-

нением пользуется биотит, представленный в виде удлиненных лейст. На биотит нередко зонально нарастает мусковит, имеющий промышленное значение. Последний, однако, чаще связан с породами грубографической или, [апографической] структуры.



Фиг. 5. Жилковая форма вростков кварца среди полевого шпата в сред-
незернистой породе неяснографической структуры. Натур. вел.
1 — кварц; 2 — мусковит; 3 — полево́й шпат.

Породы неяснографической структуры представляют собой переходные разновидности пород письменной структуры к породам пегматоидной структуры.



Фиг. 6. Крупнозернистая порода грубографической структуры («переходный пегматит»).
Уменьшено в 3 раза.

1 — кварц; 2 — полево́й шпат.

Вростки кварца здесь имеют неправильную, неодинаковую форму и различную величину. Они без определенной системы расположены в крупных индивидах полевого шпата, представленного либо кислым плагиоклазом № 15—20, либо микроклином. Кроме того, здесь же встречаются крупные пластины мусковита, биотит и другие минералы (см. фиг. 5—6).

Подобная разновидность пользуется широким распространением в пегматитовых образованиях.

Породы неяснографической, апографической, по Д. С. Коржинскому, структуры имеют большое сходство со среднезернистым неяснографическим пегматитом, отличаясь от него лишь более крупными размерами вростков кварца и более обильным развитием здесь граната и турмалина.

Характерно, что в пегматитах Витимо-Патомского нагорья, сложенных породой такой структуры, присутствует не спессартин, что характерно

для пегматитов вообще, а альмандин-пироповый гранат, что можно видеть из табл. 2.

Таблица 2

Химический состав граната из пегматита Витимо-Патомского нагорья (в %)
 Анал. М. Г. Замуруева

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	П. п. п.	Всего
49,05	0,44	18,35	2,39	15,65	0,23	8,82	1,35	0,06	0,26	0,24	0,07	1,72	98,63

Пересчет анализа дает следующие цифры молекулярных компонентов граната (в мол. %):

Альмандина	50
Пиропа	44
Гроссуляра	6
Спессартина	менее 1

При пересчете оказалось избыточное количество кремнезема, которое, однако, может быть отнесено за счет кварца, от которого при отборе граната на химический анализ не удалось полностью избавиться.

Турмалин (шерл) встречается в виде одиночных кристаллов, иногда группирующихся в прожилки. Обычно его немного.

Образование пород неяснографической структуры, повидимому, приходится на конец кристаллизации пегматитовой эвтектики и характеризует собой переход к образованию пегматоидного пегматита.

Породы «пегматоидной» структуры характеризуются наличием различных, притом иногда очень крупных обособлений полевого шпата или кварца, измеряемых метрами.

Минералогический состав пегматоидных пород очень разнообразен; в нем развиты плагиоклаз, микроклин, различные разновидности кварца, биотит, мусковит, апатит, гранат, турмалин, циркон, графит, пирротин, серицит, жильбертит.

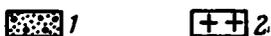
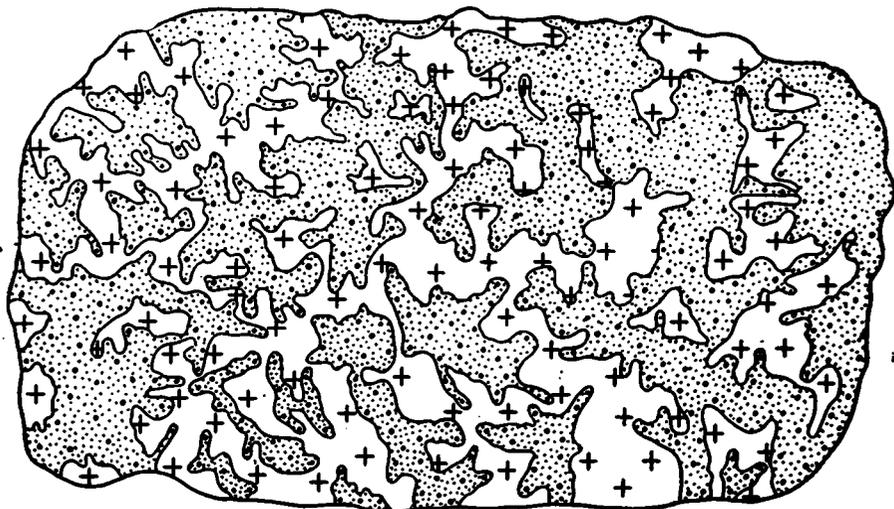
Микроклин обычно несет пертитовые вроски альбита или альбит-олигоклаза до № 3—8—10.

Плагиоклаз встречается в сравнении с микроклином в резко подчиненном количестве, а во многих случаях он редок. Однако в слюдоносных пегматитах плагиоклаз, как правило, развит в большом количестве, обычно в виде альбит-олигоклаза до № 13—16; более основные разновидности редки.

Кварц здесь имеет окраску от белой до светло- и темнодымчатой, причем в мусковитоносных разновидностях обычно наиболее распространена дымчатая разновидность кварца.

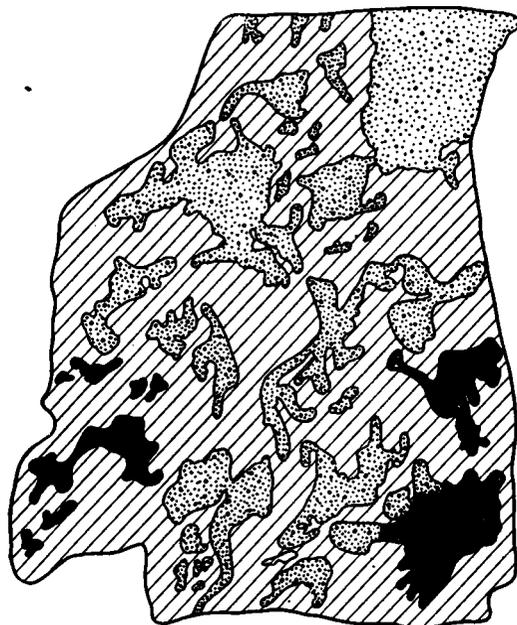
Апатит и гранат-альмандин развиты сравнительно в небольшом количестве и не образуют крупных кристаллов. Циркон встречается в виде очень редких включений в полевоом шпате или в кварце, очень редко встречается также и графит, представленный мелкими прожилочками или включениями в полевоом шпате, где отдельные листоватые кристаллы имеют длину до 10 см.

Кварц-мусковитовый комплекс впервые был выделен и описан Н. В. Петровской. Этот комплекс представляет собой образование последних этапов формирования пегматитовых жил, остаточный пегматитовый раствор, главным образом H₂O, который вступает при его образовании в реакцию с ранее выпавшими минералами. В результате такого взаимодействия



Фиг. 7. Кварц-мусковитовый замещающий комплекс в крупнозернистом структурном пегматите. Уменьшено в 10 раз.

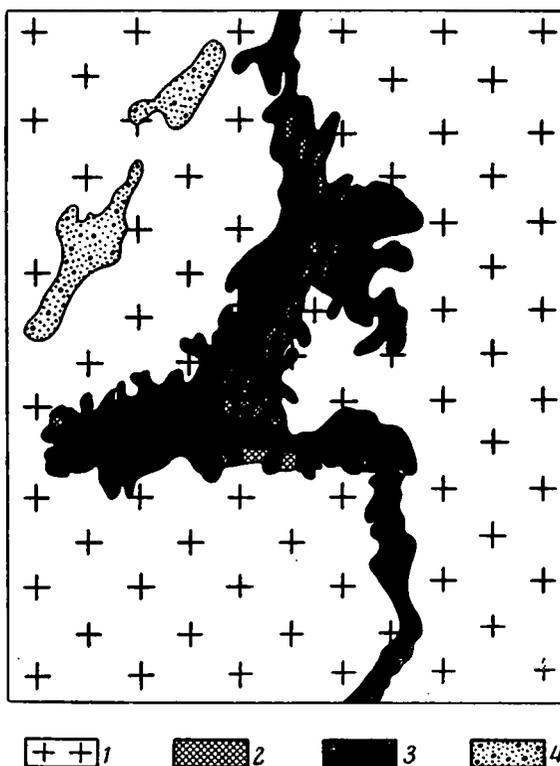
1 — кварц-мусковитовый замещающий комплекс; 2 — крупнозернистый пегматит.



Фиг. 8. Замещение монокристаллического полевошпатового блока кварцем и кварц-мусковитовым замещающим комплексом.

1 — кварц; 2 — кварц-мусковитовый замещающий комплекс; 3 — полево шпат.

остаточных растворов с полевыми шпатами или вообще с пегматитом развивается мусковит, в ассоциации с которым находится генетически с ним связанный кварц. Этот кварц-мусковитовый комплекс встречается в различных структурных разновидностях, особенно среди пород письменных и неяснографических структур и в блоках полевого шпата.



Фиг. 9. Крупнозернистая кварц-полевошпатовая порода неяснографической структуры с гнездами замещающего кварца и кварц-мусковитового комплекса.

1 — крупнозернистая кварц-полевошпатовая порода неяснографической структуры; 2 — реликты полевого шпата; 3 — кварц; 4 — кварц-мусковитовый замещающий комплекс.

Фиг. 7, 8 и 9 достаточно полно воспроизводят морфологические черты проявления кварц-мусковитового комплекса в крупнозернистом пегматите, в блоке полевого шпата. Неправильные очертания кварц-мусковитового комплекса свидетельствуют о замещении блока полевого шпата.

Кварц в замещающем комплексе является преобладающим составным компонентом. По данным микроскопического исследования и макроскопическим наблюдениям, он представлен тремя генерациями.

Кварц первой генерации является остаточным минералом от породы магматической кристаллизации. Это — крупные зерна дымчатого цвета с неровными заливообразными ограничениями, часто с облачным угасанием.

Кварц второй генерации встречается в виде более мелких зерен, имеющих более или менее ровные очертания; зерна этой разновидности кварца не обладают облачным угасанием.

Кварц третьей генерации представлен в форме пластиночек, расположенных между плоскостями спайности кристаллов слюд или по трещинкам других минералов; он образуется в наиболее поздние этапы кристаллизации.

Полевой шпат в замещающем комплексе представлен или плагиоклазом, или микроклином, а часто и тем и другим. Присутствие той или иной разновидности полевого шпата зависит от первоначального состава пегматита, за счет которого развивается кварц-слюдяной замещающий комплекс. Отдельные участки полевого шпата, как и кварц, представляют собой реликты полевого шпата магматического образования.

Апатита здесь относительно много; изредка замещающий комплекс представлен только кварцем.

Сочетание различных структурных разновидностей пегматита обуславливает сравнительно широкое развитие различных текстур в пегматитах.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Григорьев Д. П. и Шафрановский И. И. Эпитаксиальное нарастание кварца на полевой шпат. Зап. Всес. мин. общ., 1946, 75, № 4.
- Коржинский Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. В кн.: Слюды СССР. Л.—М., 1937.
- Петровская Н. В. Гиганто-мигматитовый тип пегматитов Мамского слюдоносного района. Тр. Всес. геол. треста, В. 23, 1937, стр. 1—72.
- Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. I. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1940.
- Якжин А. А. Слюдяные месторождения северо-западного Прибайкалья. Л.—М., 1939.
- Якжин А. А. Геология слюдяных месторождений Восточной Сибири. Иркутск, 1947.

Э. Я. ГУРЬЕВА

ВОЛОСОВИДНЫЕ ВЫДЕЛЕНИЯ РУТИЛА В КВАРЦИТАХ
АЛДАНА

При петрографическом изучении иенгской толщи архея Алданской плиты нами было обнаружено региональное развитие во входящих в эту толщу кварцитах мельчайших волосовидных включений, оказавшихся, как это потом выяснилось, рутилом.

В одних и тех же формах волосовидный рутил встречен в кварцитах в верховьях Алдана, в кварцитах, обнажающихся по р. Иенгра, в местности Чайныт, в кварцитах, пересекаемых Амуро-Якутской магистралью, т. е. в местах, удаленных друг от друга на десятки и сотни километров.

Иенгская серия входит в толщу местного архея, слагая, по Д. С. Коржинскому, его основание. Она представлена преимущественно различными гнейсами, амфиболитами, пироксен-плагноклазовыми, гиперстеновыми и другими кристаллическими сланцами и содержит большое количество кварцитов. Среди перечисленных пород наибольшего значения заслуживают кварциты, являющиеся наиболее характерной породой толщи.

На общем увалообразном фоне рельефа Алдана массивы кварцитов хорошо заметны, образуя отдельные сопки, вершины которых зачастую лишены растительности и покрыты россыпями-курумами, являющимися результатом мерзлотного выветривания.

По общепринятой классификации кварциты делятся на три разновидности: мономинеральные, силлиманитовые, полевошпатовые.

В типичных образцах каждая из этих разновидностей довольно резко отличается от двух остальных, хотя имеются постепенные переходы между ними.

Мономинеральные кварциты представляют собой крупнозернистую монолитную породу светлосерого цвета различных оттенков, вплоть до фиолетового, сложенную зачастую одним кварцем. Очень часто массивные кварциты имеют молочнобелый цвет и при наличии монолитности не отличимы макроскопически в отдельных штуфах от жильного кварца. Содержание SiO_2 в таких кварцитах достигает 98%.

Силлиманитовые кварциты отличаются от мономинеральных своим зеленым цветом и полосчатостью, обусловленной послойным, параллельным расположением волокон силлиманита. Кроме силлиманита, в них, как правило, присутствуют полевые шпаты, турмалин, апатит и другие минералы.

Полевошпатовые кварциты отличаются от первых двух присутствием в довольно большом количестве полевых шпатов — микроклина. Генезис этих кварцитов не всегда ясен. Надо думать, что отчасти, вероятно, фельд-

шпатизация — явление вторичное, связанное с влиянием гранита. В пользу этого говорит факт увеличения количества микроклина по мере приближения к пегматитовому или гранитному телу, внедрившемуся в кварцит. Возможно также вторичное окварцевание гранитных пород с замещением полевого шпата кварцем.

Под микроскопом кварциты имеют гранобластовую или гранолепидобластовую структуру, причем зерна кварца отличаются различными размерами — от долей миллиметра до сантиметра, занимая порой одним



Фиг. 1. Волосовидные кристаллы рутила в силлиманитовом (?) кварците. Алдан. $\times 230$. Толщина кристалликов несколько увеличена из-за плохой фокусировки. Видны сростки кристаллов под углом около 60° .

зерном все поле шлифа. Зерна имеют неправильную форму с извилистыми, часто зубчатыми очертаниями. Угасание волнистое, перисто-струйчатое или мозаичное.

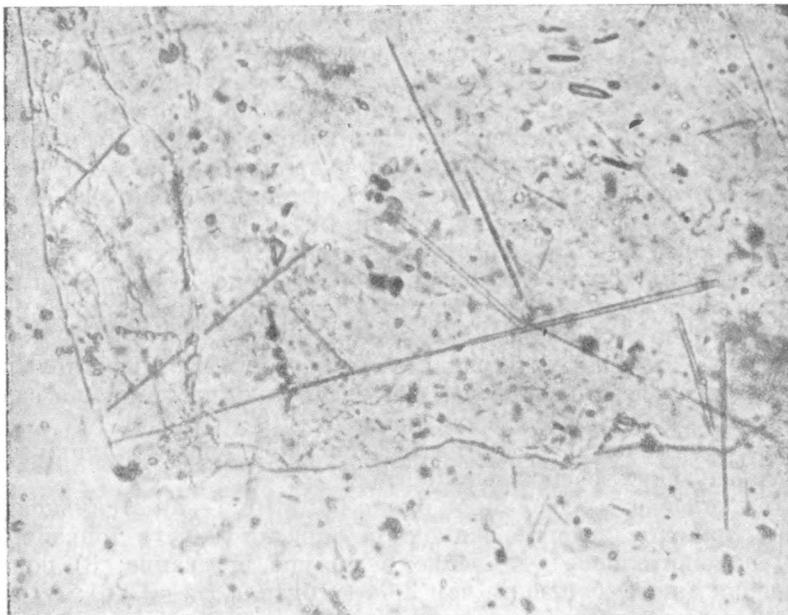
В зависимости от принадлежности кварцита к той или иной из перечисленных выше разновидностей, количество кварца меняется. В силлиманитовых и полевошпатовых кварцитах содержание кремнекислоты значительно меньше, чем в мономинеральных.

Силлиманит образует длинные тонкие параллельно расположенные иголки, которые зачастую замещаются мелкочешуйчатым агрегатом серицита и каолина.

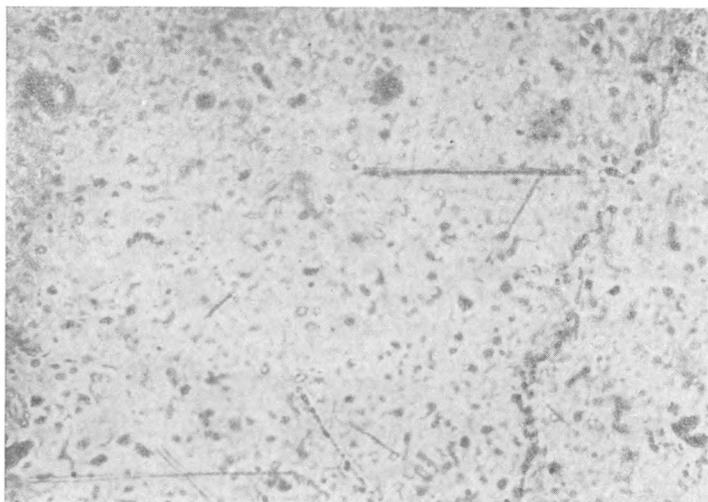
Серицит, кроме того, образует еще и псевдоморфозы по микроклину. Листочки первичного мусковита встречаются лишь в небольшом количестве. Как аксессуарии присутствуют; апатит — в виде единичных зерен, обычно рутил, гематит и рудный минерал. Рутил встречается часто — в каждом шлифе имеется три-четыре зерна. Он образует или неправильные, округленные зерна размером до 1 мм, или хорошо ограненные призматические кристаллики, часты также коленчатые двойники.

Кроме этих аксессуарных минералов, имеются еще заинтересовавшие нас чрезвычайно тонкие волосовидные иголки, видимые под микроскопом только при больших увеличениях; они пронизывают в хаотическом беспорядке зерна кварца.

Все упомянутые выше разновидности кварцитов прорастают волосовидным рутилом, причем в наибольшем количестве последний встречается



Фиг. 2. Волосовидные кристаллы рутила в мономинеральном кварците. Алдан. $\times 500$. Кристалл справа включен в два разных кристалла кварца.



Фиг. 3. Двойник рутила в силлиманитовом кварците. Алдан. $\times 500$.

в мономинеральных кварцитах. Длина этих иголочек 0,004—0,2 мм. Ширина примерно в 100—150 раз меньше. Часто иголки срстаются или пересекаются под углом, близким к 60° , образуя подобие сагенитовой решетки.

Даже при таких размерах удалось заметить желтооранжевую интерференционную окраску, свидетельствующую о высоком двупреломлении. Кроме того, наблюдается положительное удлинение и прямое угасание.

Для более точного изучения иголки были выделены из кварцита путем растворения последнего в плавиковой кислоте. Несмотря на довольно большой объем растворенного кварцита (около 50 г), выделенного в чистом виде материала оказалось настолько мало, что не удалось получить качественных реакций на титан.

Спектральный анализ не растворенного в HF остатка, в котором иголки составляли только несколько процентов, не обнаруживая никаких признаков растворения, показал сильные линии титана, причем наблюдались и линии других элементов.

Изучение в иммерсионных жидкостях показало, что показатель преломления этих иголочек много выше, чем показатель преломления самой высокопреломляющейся фосфорной жидкости ($N = 2,049$).

Все эти данные позволяют отнести волосовидные кристаллики к рутилу в силу следующих соображений:

1) угол коленчатых двойников около 60° (фиг. 1—3); 2) сильное двупреломление, наличие интерференционной окраски даже в тончайших иголочках, положительное удлинение и прямое погасание; 3) показатель преломления много больший, чем 2,04 (у рутила $N_o = 2,61$; $N_e = 2,90$); 4) нерастворимость в плавиковой кислоте; 5) наличие титана в концентрате.

Характерно, что в мелкозернистом кварце гидротермальных жил волосовидный рутил не встречается.

Этот признак может помочь отличать кварцит от жильного кварца, иногда при полном их тождестве во всех остальных отношениях.

К. И. ТОЛСТИХИНА

О ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА

Просмотр в ультрафиолетовом свете большой коллекции хризотил-асбестов из разных месторождений Союза показал, что в большинстве образцов возникала совершенно четкая люминесценция, причем характер ее в разных случаях был неодинаков. Уже простые качественные испытания свойств разно люминесцирующего асбеста показали, что эти асбесты ведут себя по-разному и в других отношениях, например обладают различной ломкостью (прочностью).

Обычно ломкость определяется только качественно, а именно небольшая пачка волокон (0,2—0,3 мм в поперечнике) разрывается руками после некоторого ее распушения и перегибания. Эта проба позволяет все асбесты разбить на три типа: нормальный, который в этих условиях совершенно не рвется, полумомкий, рвущийся довольно трудно, и момкий, рвущийся очень быстро. Просмотр люминесценции типичных образцов нормального, полумомкого и момкого хризотил-асбеста обнаружил различное свечение этих асбестов. Нормальный асбест показал яркую белую люминесценцию с различными оттенками — голубым, зеленым, желтым. Полумомкий асбест люминесцирует, но с меньшей яркостью, чем нормальный асбест (см. табл. 3); момкий асбест совершенно не люминесцирует, а при освещении ртутно-кварцевой лампой только отражает пропускаемый светофильтром свет и становится малиновым.

Методика просмотра во всех случаях была одинакова; свечение волокон асбеста изучалось под бинокулярной лупой, при освещении их ртутно-кварцевой лампой СВДШ-250 со светофильтром ФС-4, пропускающим только лучи длиной волны λ 365 м μ . Более детальное исследование подтвердило существование связи между люминесценцией и свойствами асбеста. Попутно с этими исследованиями пришлось изучить также и самую природу люминесценции.

ЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ АСБЕСТОВ РАЗНОЙ ПРОЧНОСТИ

Определение прочности волокна асбеста на разрыв производилось на динамометре ФФ-1, ФФ-3 системы Шоппера с нагрузкой от 0—1 кг и от 0—3 кг следующим образом. Перед испытанием отбирают на глаз недеформированное волокно, затем просматривают его под лупой в дневном и в ультрафиолетовом свете с целью обнаружить деформации, которые можно пропустить при просмотре невооруженным глазом.

После просмотра волокно взвешивают на микровесах, беря навеску от 0,001 до 0,0001 г с точностью взвешивания до 0,01 мг. Затем измеряют длину волокна штанген-циркулем, вклеивают испытуемое волокно в

бумажную рамочку вместе с рамкой закрепляют его в вертикально расположенных один над другим зажимах. Зажимное расстояние берется не меньше одного сантиметра. Скорость движения поршня динамометра во всех испытаниях была стандартная (90 мм/мин.)¹.

В момент разрыва волокна стрелка динамометра автоматически останавливается на определенном делении шкалы динамометра, указывая нагрузку, при которой разорвалось волокно асбеста.

Полученные данные достаточны для вычисления временного сопротивления разрыву волокон асбеста (в кг/мм²), которое получается по формуле:

$$\text{Сопротивление разрыву} = \frac{\text{нагрузка}}{S},$$

где S — средний поперечник волокна, который вычисляется из его веса (P), длины (L) и удельного веса (d) — $S = \frac{P}{ld}$.

Желательно проводить опыты при определенной температуре и влажности воздуха, измеряемой психрометром.

Проведенный опыт можно считать правильным только тогда, когда волокно разрывается посередине, но не возле зажимов динамометра. Для получения результатов прочности на разрыв асбестового волокна производят от 15 до 20 параллельных опытов и из них берут средний результат.

Деформированность волокна значительно снижает его прочность. Ошибка метода 30 кг/мм².

Приведенные в табл. 1 данные дают возможность установить некоторую зависимость между люминесценцией асбеста и его прочностью на разрыв и подтвердить качественные данные, на которые указывалось выше. Люминесценция асбеста является как бы критерием прочности асбеста.

ЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ И СОДЕРЖАНИЕ ВОДЫ В АСБЕСТЕ)

Н. Е. Веденеева (1950), занимавшаяся люминесценцией глинистых минералов, силикатов и асбеста, считает, что природа свечения для всех этих минералов одинакова и вызывается водой, находящейся в каналах с диаметром, близким к молекулярному.

Для проверки этого предположения Н. Е. Веденеевой нами была проведена термическая обработка асбеста в электрическом муфеле при различных температурах, начиная с 400 до 1000°, выдерживая каждый образец асбеста в течение 2 часов с последующим просмотром образцов до и после прокаливании в ультрафиолетовых лучах.

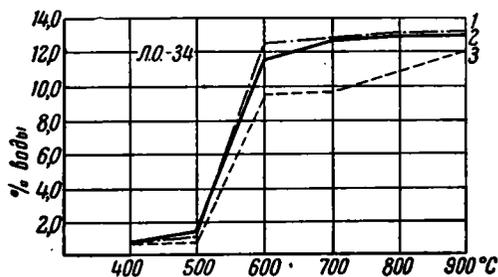
Ф. В. Сыромятников (1934) считает, что эндотермический скачок при 400° на термограмме асбеста обуславливается поглощением тепла при удалении адсорбированной воды из хризотил-асбеста, а при 600° — при выделении конституционной воды. Он отметил также, что при прокаливании асбеста от 50 до 400° не наблюдается изменений в характере рентгенограмм, что говорит об отсутствии в асбесте кристаллогидратной воды.

Выводы Ф. В. Сыромятникова полностью совпадают с кривыми обезвоживания, полученными нами при помощи бюретки Берга (1948). Принцип скоростного метода количественного фазового анализа Берга заключается в определении воды в минералах путем измерения объемов

¹ Эта скорость меньше, чем принимавшаяся ранее Ф. В. Сыромятниковым, и потому приводимые здесь цифры несколько занижены по сравнению с цифрами, приводимыми в литературе.

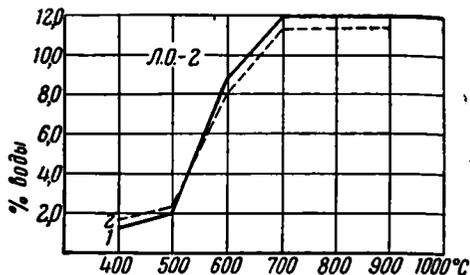
водорода, эквивалентных объемам водяных паров, которые выделяются из минерала при нагревании¹.

На кривых обезвоживания мы видим, что у нормальных и ломких асбестов наибольшее выделение воды приходится на интервал 600—700°, а до этой температуры и после нее идет только очень небольшое выделение воды в десятых долях процента (табл. 2 и фиг. 1 и 2).



Фиг. 1. Кривые обезвоживания нормального асбеста.

1 — гравиметрический метод; 2 — в муфельной печи; 3 — метод Берга.



Фиг. 2. Кривые обезвоживания ломкого асбеста.

1 — муфельная печь; 2 — метод Берга.

Таблица 2

Определение воды, выделяющейся при прокаливании из хризотил-асбеста методом Берга (в %)

№ образца	400°	500°	600°	700°	800°	900°	1000°	Характеристика асбеста
71	1,15	1,26	1,57	11,10	11,29	11,64	11,75	Нормальный
65	2,82	3,33	7,72	11,47	11,68	11,79	11,79	То же
34	0,82	0,90	9,75	9,89	10,04	12,04	12,04	»
56	2,00	2,63	11,01	11,36	11,44	11,44	11,44	»
75	1,94	2,09	3,76	11,94	12,45	12,61	12,76	»
58	1,86	10,16	10,52	10,68	11,85	11,85	11,85	Понижен. прочности
57	1,92	2,27	10,96	11,38	11,49	11,49	11,49	То же
72	1,26	1,44	9,52	11,46	12,05	12,22	12,35	Ломкий
2	1,94	2,18	8,05	11,66	11,66	11,66	11,66	То же

Просмотр образцов асбеста после их термической обработки показал, что большинство нормальных асбестов теряет свою люминесценцию после прокалывания их при 700 и 800° и только некоторые асбесты сохраняют небольшую люминесценцию даже и после прокалывания при 800°.

Встречаются асбесты, которые даже после прокалывания при 800° светятся только в отдельных волокнах (табл. 3), в то время как другие асбесты уже при температуре 400° совершенно перестают люминесцировать. Ломкие асбесты, не светящиеся до обжига, наоборот, после их прокалывания при 400° приобретают свечение белого и желтого цвета в отдельных точках.

¹ Ввиду того, что объемы водяных паров измерить непосредственно нельзя, так как они легко конденсируются, их пропускают для этого через гидрид кальция; в результате мгновенной реакции $(\text{CaH}_2 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{Ca}(\text{OH})_2 + 2\text{H}_2)$ выделяются эквивалентные объемы водорода, которые и измеряются.

Люминесценция асбеста после термической обработки

№ образца	Цвет люминесценции сырья	Характеристика люминесценции асбеста после термической обработки при различных температурах				
		400°	500°	600°	700°	800°
71	яркобелая люминесценция	люминесцируют отдельные точки	нет свечения	нет свечения	нет свечения	нет свечения
65	яркобелая люминесценция	много белых светящихся точек	люминесцируют отдельные точки	нет свечения	нет свечения	нет свечения
34	яркобелая люминесценция	яркобелая люминесценция отдельных точек	яркобелая люминесценция отдельных точек	нет свечения	нет свечения	люминесценция единичных желтых точек
56	яркобелая люминесценция	люминесценция отдельных точек и волокон	люминесценция отдельных волокон и точек	люминесценция отдельных волокон	люминесценция отдельных точек и волокон	нет свечения
75	яркобелая люминесценция	люминесценция отдельных волокон	люминесценция отдельных волокон	люминесценция отдельных волокон и точек	нет свечения	люминесценция белых точек
58	люминесценция белая с желтым оттенком	люминесценция отдельных точек	люминесценция отдельных точек	нет люминесценции	нет люминесценции	много мелких белых точек
57	люминесценция белая с желтым оттенком	люминесценция отдельных точек и волокон	люминесценция точек и волокон	нет люминесценции	нет люминесценции	нет люминесценции
72	нет люминесценции	нет люминесценции	нет люминесценции	нет люминесценции	нет люминесценции	нет люминесценции
2	нет люминесценции	много светящихся точек	немного светящихся точек	немного светящихся точек	немного светящихся точек	нет люминесценции

Судя по тому, что после прокаливания при 700° вода почти вся уже выделена из образца, люминесценция, если справедливо было бы заключение Н. Е. Веденеевой, должна была бы совершенно прекратиться, однако мы видим случаи, когда хризотил-асбест люминесцирует и после прокаливании при 700—800°, что до некоторой степени противоречит выказанному выше предположению.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных работ можно сделать следующие важнейшие выводы.

1. Люминесцентный метод анализа является очень перспективным методом изучения асбестового волокна.

2. Не всегда наблюдается прекращение люминесценции после термической обработки; некоторые образцы асбеста светятся и после прокаливании до 800°.

3. Выделение основного количества воды из асбеста происходит при 600—700° С.

4. Для большинства исследованных образцов хризотил-асбеста между люминесценцией и прочностью на разрыв существует прямолинейная зависимость.

В работе принимала участие И. В. Шумихина, которой автор приносит искреннюю благодарность.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Б е р г Л. Г. Новый скоростной метод количественного фазового анализа. Зав. Лаб., № 10, 1171, 1948.

В е д е н е е в а Н. Е. Люминесценция глинистых минералов как указание на их вторичную структуру. Коллоид. журнал, т. 12, в. 2, 1950.

С ы р о м я т н и к о в Ф. В. Термический анализ хризотил-асбеста. Бюл. Моск. Об-ва исп. природы, т. 13, в. 1, 1934.

Л. А. СОКОЛОВА

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ГРАНАТОВО-ВЕЗУВИАНОВЫХ ЖИЛ
СРЕДИ СЕРПЕНТИНИТОВ

Кроме скарновых гранатово-везувиановых пород, широко развитых в контактах магматических пород и известняков, подобные же породы неоднократно встречались и среди гипербазитовых массивов, зачастую вызывая большое недоумение исследователей и различные, иногда очень неопределенные представления об их генезисе.

Широкое распространение гранатово-везувиановых пород среди ультраосновных массивов вызывает более внимательное их изучение.

Существующая литература весьма богата петрографическими описаниями гранатово-везувиановых пород. Следует остановиться здесь на ряде таких описаний.

Б. П. Кротов, производя петрографическое исследование пород Миасского района (1915), в главе, посвященной описанию хлоритово-гранатовых пород, указывает, что процесс превращения габбровых и диабазовых пород в хлоритово-гранатовые породы имеет очень большое сходство с процессом сосюритизации этих пород. Во время этого процесса полевые шпаты превращаются в агрегат мелких зерен всевозможных силикатов кальция, т. е. дают продукты, совершенно одинаковые с продуктами изменения, которые получаются при превращении габбро, пироксенитов и диабазов в хлоритово-гранатовые породы.

П. М. Татаринов, описывая Баженовскую ультраосновную интрузию (1928), при характеристике известково-силикатных жильных пород указывает, что они большей частью образовались путем метаморфизма из жильных пироксенитов, частью же за счет изменения жил плагиоаплитов и микрогаббро. При описании жильных пород, связанных с гранитной магмой, П. М. Татаринов сообщает, что в кварцевых порфирах и плагиоклазитах довольно часто встречается гранат, образующийся за счет кальция, выделившегося при альбитизации плагиоклазов.

При характеристике жильного комплекса, связанного с Алапаевской ультраосновной интрузией, П. М. Татаринов и Г. М. Красновский (1940) при описании плагиоклазитов и альбититов указывают, что иногда в этих жильных породах присутствует громадное количество вторичных кальциевых минералов — граната и цоизита. Эти минералы развиваются как на кристаллах плагиоклаза, так и в виде самостоятельных скоплений. Вместе с хлоритом и серицитом они, по мнению авторов, образовались за счет плагиоклазов, содержащих ранее значительное количество анортитовой молекулы.

При описании гранатово-пироксеновых и гранатово-хлоритовых пород П. М. Татаринов и Г. М. Красновский обращают внимание на то, что

исследование под микроскопом показывает чрезвычайное разнообразие минералогического состава, определяемое главным образом составом тех материнских жильных пород, путем метаморфизации которых возникли породы описываемой группы.

В подавляющем большинстве случаев такими материнскими для них породами являлись диаллагиты, микрогаббро, вебстериты, верлиты, микродиориты, диоритовые порфириды, диабазы и диабазовые порфириды, троктолиты. Несомненно, что и плагиоклазиты также подвергались процессу гранатизации и, следовательно, могли давать начало образованию описываемых пород.

Маломощные жильные образования обычно хлоритизировались и гранатизировались нацело; в наиболее мощных жилах микродиоритов, диоритовых порфиритов, диабазов и диабазовых порфиритов эти процессы захватили более или менее интенсивно только периферические приконтактовые участки.

Н. Д. Соболев (1930, 1934, 1940 и 1952) описывает подобные же жильные породы, которые были им встречены при изучении ультраосновных массивов Урала, Саян и Кавказа.

В своей работе «Ультрабазиты Большого Кавказа» (1952) Н. Д. Соболев в главе, посвященной гранато-хлорито-пироксеновым породам, пишет, что все исследователи (Б. П. Кротов, А. Н. Заварицкий, П. М. Татаринов, Г. Л. Палалка и др.) пришли к однозначным выводам относительно генезиса этих пород. Они считают их связанными с ультрабазитами и базитами — метаморфическими продуктами, образовавшимися за счет пироксенитов и различных жильных пород, внедрившихся в ультрабазитовые массивы. Однако некоторые жильные гранатово-хлоритово-пироксеновые породы, повидимому, образуются, по словам Н. Д. Соболева (1952), и как породы контактовые между серпентинитами и породами кислых магм.

Описание подобных же жильных пород имеется у зарубежных авторов, занимавшихся изучением минералогии и петрографии районов развития ультраосновных пород в Канаде и Африке. Так, например, Пайтевайн и Грэхэм (Poitevin a. Graham, 1918) в своей работе, посвященной описанию минералогии ультраосновного комплекса и связанных с ним жильных пород в районе Черного Озера, провинция Квебек, довольно подробно останавливаются на описании минералогии гранатово-везувияновых жил.

Автору настоящей работы в течение ряда лет пришлось изучать Баженовский ультраосновной массив Среднего Урала. При этом было собрано большое количество материала по условиям залегания и составу гранатово-везувияновых пород в интрузивном массиве. Работа посвящена описанию метаморфизма в контактах между кислыми жильными породами (диоритами) и вмещающими серпентинитами, не затрагивая вопроса о метаморфизме основных (комагматических) жильных пород. Было замечено, что мощные диоритовые дайки в контактах с вмещающими серпентинитами имеют облик гранатово-везувияновых пород, т. е. что мелкозернистые, атакситовые (как по крупности зерен, так и по составу) грязносерые породы переходят в массивные желто-зеленые породы.

Затем было обращено внимание на то, что мощные диоритовые дайки как бы сопровождаются сериями мелких жил неправильной формы, которые имеют типичный облик гранатово-везувияновых пород.

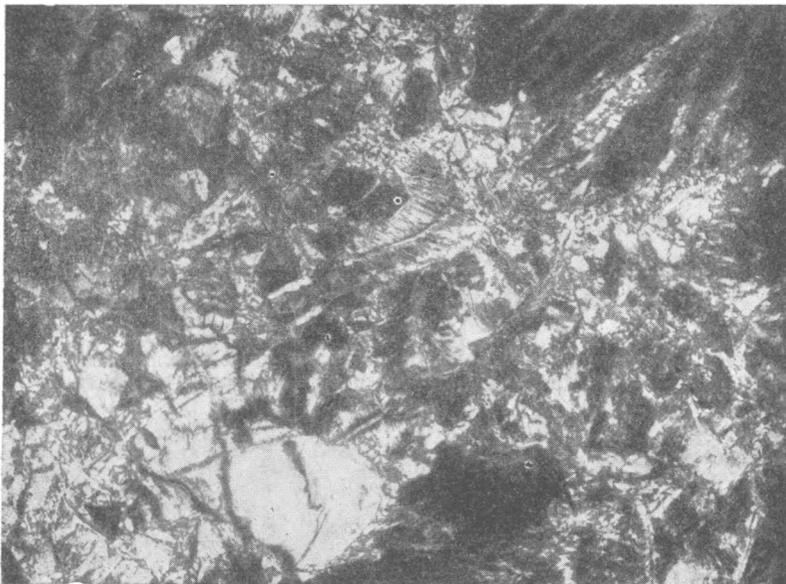
Невольно напрашивалась мысль, не являются ли эти самостоятельные гранатово-везувияновые жильные породы продуктом метаморфизма апофиз мощных диоритовых даек. В некоторых участках удалось проследить, как гранатово-везувияновые жилы как бы уходили своими «корнями» в мощную диоритовую дайку. Замечено было также, что в пределах тех участков, где наблюдались в приконтактовой части диоритовой жилы гра-

натово-везувиановые породы, вмещающие серпентиниты гораздо более оталькованы, чем там, где такая кайма отсутствовала. Все эти полевые наблюдения для окончательного подтверждения требовали тщательного камерального изучения материала.

В качестве примеров здесь удобно привести описания некоторых жильных тел.

ДИОРИТОВАЯ ДАЙКА № 116

Мощность дайки 6—8 м, по простиранию дайка прослеживается на несколько километров. На описываемом участке плотные темнозеленые серпентиниты в контакте с дайкой оталькованы; зона оталькования имеет мощность 20—25 см. В непосредственном контакте с жильной породой



Фиг. 1. Хризотилловый серпентинит петельчатой структуры (неизменная порода). $\times 20$. Ник. +.

вмещающие серпентиниты превращены в светлосерые рыхлые тальково-карбонатные породы. Жила представляет собой серую мелкозернистую породу, близ контактов с серпентинитами жильная порода имеет желто-серый цвет.

Под микроскопом установлено, что вмещающие серпентиниты являются хризотилловыми с петельчатой структурой (фиг. 4).

На расстоянии 40—45 см от контакта с жильной породой среди хризотилового серпентинита появляются небольшие островки талька (фиг. 2), которые, постепенно увеличиваясь по мере приближения к контакту, замещают весь серпентинит.

На расстоянии 4—5 см от контакта тальковая порода сменяется актинолитовой (фиг. 3). Игольчатые и пластинчатые кристаллы актинолита образуют пучковатые и радиально-лучистые скопления.

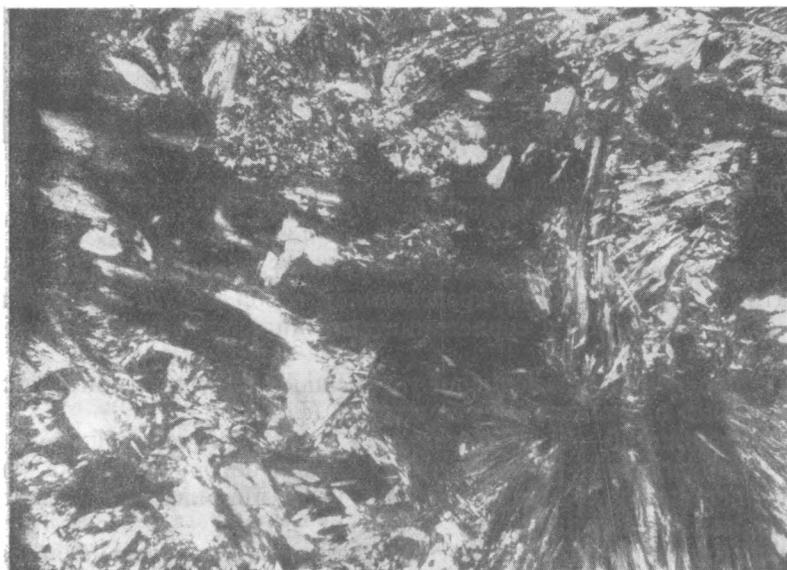
Среди пучковатых и радиально-лучистых скоплений актинолита появляются кое-где участки антигоритового серпентинита (фиг. 4).

Жильная порода близ контакта с серпентинитом — мелкозернистая (размер зерен 0,01—0,07 мм), аллотриоморфнозернистая, сложена на 40—45% роговой обманкой и на 40—45% соскюритом, развивающимся за

счет плагиоклаза, и на 15—20% очень тонкозернистыми агрегатами гра-
сульярового граната и карбоната (фиг. 5).



Фиг. 2. Хризотилловый серпентинит с начинающимся оталькованием (первая стадия изменения вмещающих пород). $\times 46$. Ник. +.



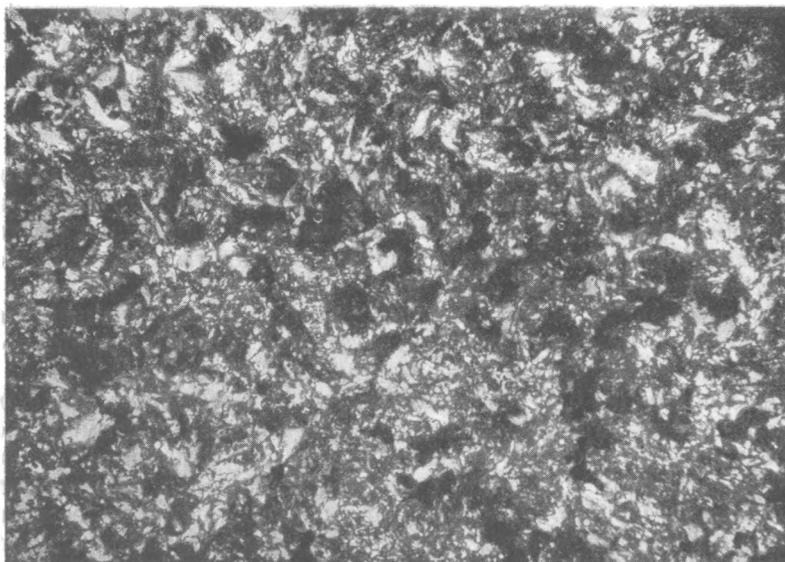
Фиг. 3. Актинолитовая порода (дальнейший этап изменения вмещающих пород). $\times 46$. Ник. +.

На расстоянии 40 см от контакта жильная порода заметно обогащается кварцем, количество которого достигает 12—15%. Кварц представлен

зернами весьма неправильных, расплывчатых очертаний, размером 0,1—0,3 мм.



Фиг. 4. Антигоритовый серпентинит (изотропные участки) в актинолитовой породе. $\times 46$. Ник.+.



Фиг. 5. Мелкозернистая приконтактовая порода диоритовой жилы (непосредственный эндоконтакт). $\times 90$. Ник.+.

На расстоянии одного метра от контакта порода приобретает атакситовое строение. В участках крупнозернистых (размер зерен до 0,7—1 мм) плагиоклазы почти не изменены и по составу являются альбитом (№ 6, 8).

Количество кварца в этих участках достигает 25—30%. Кварц представлен зернами неправильных очертаний. Темноцветный минерал представлен роговой обманкой, образующей зерна весьма сложной неправильной конфигурации. Количество роговой обманки 5—10%.

В мелкозернистых участках (максимальный размер зерен 0,1 мм) количество темноцветных минералов, также представленных роговой обманкой, достигает 45—50%. Плаггиоклазы, количество которых доходит



Фиг. 6. Прорастание зерен кварца игольчатым амфиболом. $\times 46$.
Ник.+.

до 45—50%, почти полностью соссюритизированы. Количество кварца 3—5%. На довольно резких границах мелкозернистых и крупнозернистых участков зерна кварца крупнозернистых участков прорастают игольчатым амфиболом, который как бы тянется из мелкозернистых участков, богатых темноцветными минералами (фиг. 6).

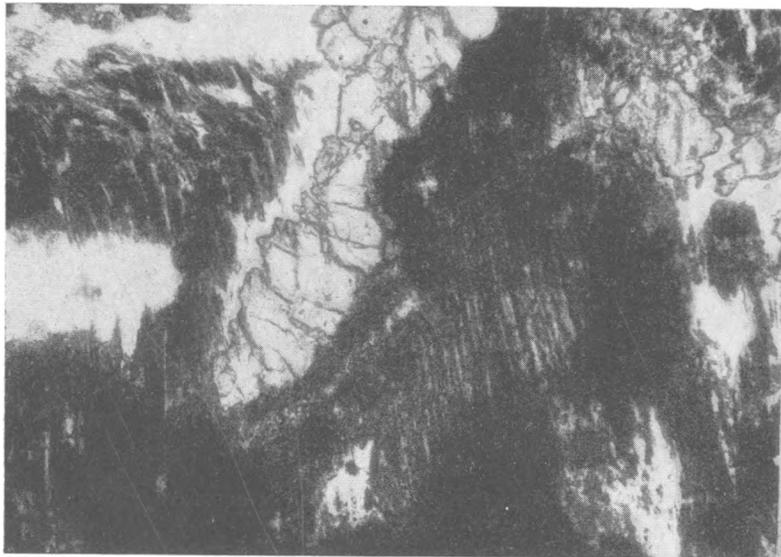
Иногда отмечаются мелкозернистые участки с неизменными плаггиоклазами, и среди них содержатся агрегатные скопления довольно крупных (0,8 мм) зерен цоизита и более мелких зерен эпидота.

На расстоянии 5—6 м по простиранию от описанного выше разреза диоритовой дайки характер контакта между серпентинитом и диоритом меняется. Серпентинит близ контакта почти не оталькован. В контакте между серпентинитом и диоритом отмечается прослой клинохлора мощностью 5—8 мм. Кристаллы клинохлора располагаются более или менее перпендикулярно к плоскости контакта. В непосредственном контакте в жильной породе отмечается большое количество моноклинных пироксенов (размер зерен 0,1—0,3 мм). Порода в этой части состоит из моноклинного пироксена-диопсида, составляющего 60% от общего состава породы, хлорита-клинохлора, составляющего 20—25% от состава породы, и везувиана, который составляет 15—17% породы. Везувиан образует агрегатные скопления среди округлых зерен пироксена (фиг. 7).

Размер агрегатных скоплений везувиана достигает 3 мм, размер отдельных зерен в агрегатных скоплениях колеблется от 0,1 до 0,8 мм.

В зернах везувиана довольно часто заключены рваные зерна моноклинного пироксена. Создается полное впечатление, что везувиан развился за счет моноклинного пироксена.

Скопления везувиана сложены округлыми зернами. Интерференционная окраска везувиана бурсерая, довольно равномерная. Аномальной окраски не наблюдается. В проходящем свете везувиан окрашен в слабый



Фиг. 7. Везувиан, развивающийся по пироксену. $\times 46$. Без анализатора.

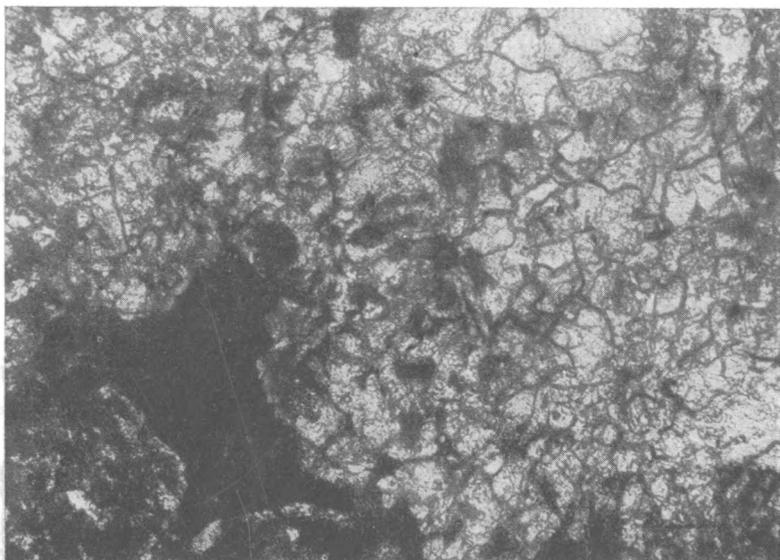
зеленовато-желтый цвет. Постепенно, по мере удаления от контакта, количество пироксенов уменьшается, в породе появляется плагиоклаз и в центральной части жилы состав породы становится аналогичным ранее описанному, т. е. наблюдается чередование мелкозернистых меланократовых и среднезернистых лейкократовых участков.

ДИОРИТОВАЯ ЖИЛА № 148

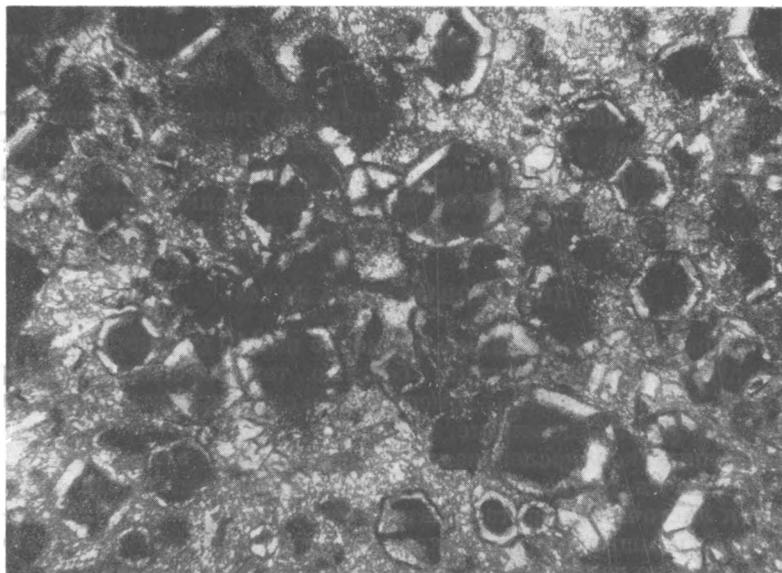
Жила вскрыта по простиранию примерно на 110 м. Диорит атакситовой структуры: чередуются участки, богатые темноцветными минералами с участками почти светлыми. Вмещающие серпентиниты почти черного цвета, сильно рассланцованные.

Микроскопическое исследование показало, что в контакте с жилой серпентинит почти полностью замещен актинолитом. Среди актинолита встречаются листочки хлорита, но в незначительном количестве. 3—4% падает на долю хромшпинелида. Некоторые зерна шпинели достигают в поперечнике 1 мм, но чаще размер зерен колеблется от 0,06 до 0,1 мм. В контакте с серпентинитами жильная порода представляет собой агрегат везувиана и карбоната. Процентом 70—75 падает на долю везувиана, который образует скопления неправильной формы, состоящие из мелких зерен везувиана (размер 0,02—0,05 мм). Интерференционная окраска везувиана аномальная, наблюдается чередование бурожелтых и фиолетовых участков. Карбонат явно аллотриоморфен по отношению к везувиану и как бы заполняет пустоты между отдельными участками, сложенными везувианом (фиг. 8).

С удалением от контакта на расстояние 0,1—0,2 м состав породы меняется. Порода состоит из карбонатов, количество которых достигает



Фиг. 8. Участки карбонатов в сплошном агрегате мезунана. $\times 46$. Без анализатора.



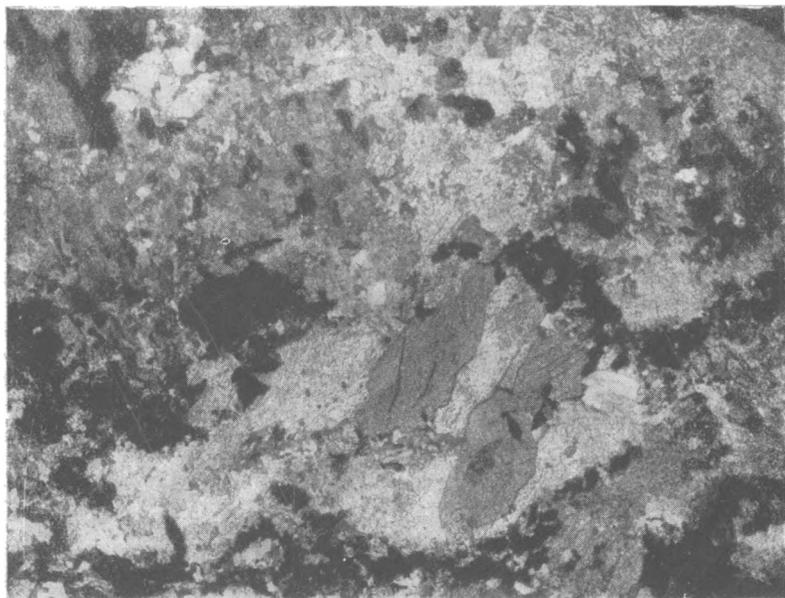
Фиг. 9. Гранаты с аномальной анизотропией, развивающиеся в контакте дворитов с серпентинитами. $\times 90$. Ник.+.

40—45%, и граната. Карбонат представлен тонкодисперсными агрегатами, как бы цементирующими зерна гранатов, и довольно крупными зернами кальцита, в которых прекрасно выражены полисинтетические двойники. В зернах кальцита включено некоторое количество кристаллов граната.

Гранат идиоморфен по отношению к кальциту, размер зерен граната 0,001—0,3 мм. В гранатах наблюдается аномальная анизотропия (фиг. 9).

Гранаты вместе с карбонатом часто образуют тонкодисперсные агрегаты, почти полностью изотропные в поляризованном свете. В породе появляется небольшое (2—3%) количество кварца, который образует мелкие (0,01—0,02 мм) зерна неправильных очертаний.

В пределах участков, макроскопически отмечаемых как лейкократовые, порода состоит из 65—70% плагиоклаза, 25—30% карбоната и 3—5% граната и эпидота.



Фиг. 10. Гранатово-карбонатная порода, образовавшаяся за счет диоритовой жилы. Карбонат — серые анизотропные кристаллы и включения Гранаты — черные изотропные включения. $\times 46$.
Ник.+

Плагиоклазы имеют расплывчатые неправильные очертания, четких полисинтетических двойников почти не видно. По составу плагиоклава является альбитом (№ 6—8).

Карбонат образует довольно крупные (0,3—1 мм) зерна. Края зерен рваные. Почти во всех зернах наблюдаются полисинтетические двойники. Непосредственно в зернах карбоната в виде одиночных кристаллов или около отдельных зерен карбоната, образуя как бы цепочки или прожилки, располагаются мелкие (0,01—0,03 мм) кристаллы граната (фиг. 10).

В проходящем свете зерна граната имеют слабую зеленоватую окраску. Гранаты изотропны, аномальная анизотропия наблюдается очень редко.

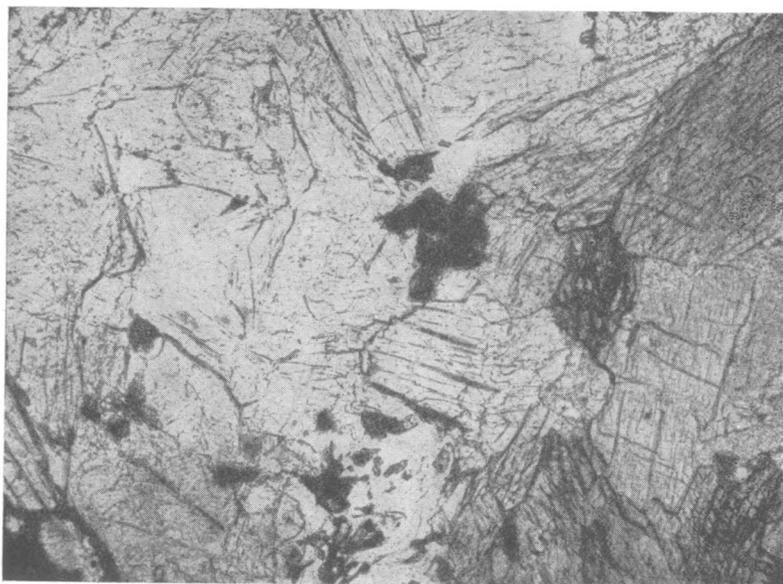
В цепочках, образуемых гранатом, встречаются отдельные зерна эпидота, размер которых колеблется от 0,01 до 0,05 мм.

Меланократовые участки на 80—85% сложены роговой обманкой (фиг. 11) и на 15—20% почти полностью сосюритизированным плагиоклазом. Как аксессуарии присутствуют гранат, хромшпинель и магнетит.

Интересно отметить, что в краевых частях меланократовых участков порода состоит из хлорита (80—85%), актинолита (10—15%) и карбоната (3—5%).

Петрографическое изучение многочисленных разрезов по этой же дайке, а также разрезов других подобных же жильных тел показало, что примерная петрографическая схема выглядит следующим образом. Диоритовые дайки обычно сложены плотной среднезернистой серой породой, имеющей атакситовое строение. Близ контактов с вмещающими породами диориты приобретают мелкокристаллическое строение и окрашены в грязножелтый или зеленовато-серый цвет.

Вмещающими породами являются серпентиниты от темнозеленого до черного цвета. Серпентиниты в контактах с жильными породами довольно часто рассланцованы, часто оталькованы и почти всегда ожелезнены.



Фиг. 11. Роговая обманка в меланократовом участке диорита. $\times 90$. Без анализатора.

Микроскопическое строение центральной части жильных тел следующее: структура породы чаще аллотриоморфнозернистая, в участках же лейкократовых иногда гипидиоморфнозернистая.

Состав различен для лейкократовых и меланократовых участков. Лейкократовые участки состоят из плагиоклаза, кварца и роговой обманки. Акцессорные — шпинель, магнетит, апатит. Содержание породообразующих минералов варьирует в следующих пределах (в %):

	Лейкократовые участки	Меланократовые участки
Плагиоклаз	55—70	15—20
Кварц	10—30	—
Роговая обманка	5—15	80—85
Акцессорные	3—5	2—3

Плагиоклаз представлен зернами, размеры которых варьируют от 0,03 до 3 мм. Зерна имеют чаще неправильные очертания, но в крупнозернистых участках приобретают иногда довольно правильные таблитчатые очертания. По составу плагиоклаз чаще всего альбит (№ 6—8), но иногда встречается олигоклаз (№ 12—13). Иногда наблюдаются зерна зонарных плагиоклазов с сильно сосюртитизированными центральными ядрами

олигоклазового состава (олигоклаз № 12—13) и неизменной альбитовой каймой (альбит № 6—8). Весьма сильная сосюртитизация плагиоклаза олигоклазового состава наблюдается всегда, в то время как альбит почти нигде не подвергся вторичным изменениям.

Кварц представлен зернами неправильных очертаний. Размеры зерен кварца колеблются от 0,01 до 1 мм. Иногда в кварце наблюдается волнистое погасание.

Роговая обманка представлена зернами неправильной формы с очень рваными краями. Размер зерен колеблется от 0,01 до 0,2—0,5 мм.

Меланократовые участки чаще мелкозернистые. Сложены также плагиоклазами, кварцами и роговой обманкой.

Вторичные минералы: эпидот, цоизит, хлорит, гранат, кальцит. Акцессорные минералы: магнетит и хромшпинель.

По мере приближения к контактам с вмещающими серпентинитами в породе начинает возрастать количество карбоната до 40—45%. Появляются кристаллы кальцита и увеличивается количество граната до 5—10%, а местами даже до 50—70%.

Гранат обычно в проходящем свете окрашен в слабые желто-зеленые цвета, но иногда бывает яркозеленым (очевидно, разности, богатые хромом). Зерна граната имеют различные размеры от 0,01 до 0,1 мм. Выделяются гранаты или в виде округлых зерен, или в виде кристаллографически правильных включений. Часто в гранатах наблюдается аномальная анизотропия.

Показатель преломления бесцветных и розоватых разностей 1,736—1,739.

Химический анализ граната

Анал. М. Г. Замуруева

Компоненты	Вес. %	Молек. вес	Компоненты	Вес. %	Молек. вес
SiO ₂	39,00	0,6494	K ₂ O	0,00	0,0000
TiO ₂	0,05	0,0006	H ₂ O ⁺	0,00	0,0000
Al ₂ O ₃	23,10	0,2266	H ₂ O ⁻	0,05	0,0028
Fe ₂ O ₃	0,86	0,0054	CO ₂	0,00	0,0000
FeO	Сл.	—	Cr ₂ O ₃	0,00	0,0000
MnO	0,06	0,0009	NiO	0,00	0,0000
MgO	0,33	0,0082	S	0,00	0,0000
CaO	36,44	0,6498	Лет. вещества	0,28	—
Na ₂ O	0,00	0,0000			
			Сумма	100,17	

Судя по показателю преломления и по химическому составу, гранат является гроссуляром.

В непосредственной близости от контакта гранаты вместе с карбонатами и чешуйками хлорита образуют плотные тонкокристаллические агрегаты.

В других участках вместо гранатово-карбонатной породы в приконтактовой части наблюдается присутствие пироксенов и везувиана (в %):

Пироксен моноклинный	50—70
Пироксен ромбический	10—15
Везувиан	15—40

Моноклинный пироксен представлен кристаллами изометрической формы самых разнообразных размеров от весьма мелких до 1—2 мм в поперечнике. В проходящем свете он бесцветен, часто обнаруживает диллаговую отдельность и имеет следующие оптические свойства: $2V =$ от $+52^\circ$ до $+64^\circ$. Угол угасания с $Ng = 33—39^\circ$, $Ng-Np = 0,029—0,032$. На основании этих данных пироксен может быть назван диопсидом.

Ромбический пироксен в шлифе встречается в виде короткопризматических кристаллов или в виде неправильных зерен. Бесцветный. Интерференционная окраска белая первого порядка. Угасание всегда прямое. $N_g = 1,662 \pm 0,003$, $N_p = 1,653 \pm 0,003$, $2V = +60$, $+65^\circ$, удлинение положительное.

Судя по оптическим свойствам, пироксен является энстатитом.

Везувиан встречается в виде бесцветных прозрачных зерен, которые образуют агрегатные скопления. В поляризованном свете везувиан окрывается иногда изотропным, но в большинстве просмотренных зерен наблюдается аномальная анизотропия и минерал окрашен в бурый желто-зеленый или синий цвета.

Как уже указывалось выше, вмещающими породами являются серпентиниты. Макроскопически серпентиниты обладают шелковистым или жирным блеском, большей частью ровным изломом, они сравнительно мягки и легко раскалываются.

Серпентиниты бывают окрашены в различные оттенки зеленого цвета, реже бурого, а близ контактов с жильными телами всегда окрашены окислами железа в бурые цвета. Кроме того, замечается оталькование серпентинита, которое возрастает по мере приближения к контакту. В контакте порода очень часто представляет собой серо-зеленую жирную наощупь тальковую или серую талько-карбонатную породу.

Микроскопическое исследование вмещающих серпентинитовых пород показало, что они являются хризотилowymi с петельчатой структурой. Очень часто в хризотиловом серпентините отмечается большое количество рудного минерала, представленного магнетитом или хромшпинелюидом.

В размещении магнетита в породе отмечается интересная особенность — в тех местах, где серпентином замещается оливин, магнетиты образуют правильные полоски и цепочки, как бы повторяющие контур зерен и ранее существовавшие трещинки в зернах оливина; там, где серпентин образовался за счет ромбического пироксена, магнетит располагается совершенно беспорядочно по всему полю ранее существовавшего зерна пироксена, лишь изредка группируясь в полоски вдоль спайности минерала.

Хромшпинель образует округлые включения, просвечивающие в краях бурым цветом. Некоторые зерна шпинели достигают в поперечнике 2 и 3 мм, но чаще размер зерен колеблется от 0,06 до 0,1 мм.

На расстоянии 15—50, чаще 20—25 см от контакта в серпентините появляются сначала отдельные чешуйки талька, а затем целые островки, сложенные этим минералом, которые, постепенно увеличиваясь, замещают весь серпентинит. Ближе к контакту в породе встречаются карбонат, актинолит и хлорит.

Среди отдельных участков, сложенных актинолитом и хлоритом, иногда сохраняются участки серпентинита, который является уже антигоритом. Иногда порода приконтактных участков целиком сложена одним актинолитом. Среди актинолита встречаются листочки хлорита, но в незначительном количестве. Иногда в контакте серпентинита и диорита отмечаются прослойки, сложенные хлоритом. Мощность прослоев достигает 12—15 мм, но чаще 5—8 мм. Хлорит представляет собой листоватые агрегаты или, иногда, шестиугольные кристаллики, располагающиеся более или менее перпендикулярно к плоскости контакта. Цвет — голубовато- или серовато-зеленый.

При изучении методом иммерсии были получены следующие оптические константы: $N_g = 1,578 (\pm 0,003)$, $N_m = 1,577-1,580 (\pm 0,003)$; $N_p = 1,580-1,575 (\pm 0,003)$, $2V =$ от 0 до $+4^\circ$, согласно которым хлорит можно отнести к пеннину.

В других участках были получены другие результаты при измерении оптических констант: $N_g = 1,595 (\pm 0,003)$, $N_m = 1,585 (\pm 0,003)$, $N_p = 1,584 (\pm 0,003)$, $2V = +29^\circ$.

По этим данным видно, что хлорит является клинохлором. Под микроскопом как у пеннина, так и у клинохлора явно выражен плеохроизм от зеленого до буровато-желтого.

Для пеннина отмечается характерная синяя аномальная интерференционная окраска.

В тех участках, где в контакте между диоритом и серпентинитом обнаружены хлоритовые прослои, в серпентините, кроме ожелезнения, никаких приконтактных изменений не наблюдается.

Интересно отметить, что аналогичные хлоритовые прослои очень часто встречаются в контактах гранатово-везувиановых жил малой мощности (от 10 до 35 см мощности) с серпентинитами.

ВЫВОДЫ

1. Гранатово-везувианово-пироксеновые породы часто наблюдаются как в виде самостоятельных линзо-плиро-жилообразных тел, так и на контактах диоритовых жильных пород и серпентинитов, образуя явную эндоконтактовую зону.

2. В ряде случаев наблюдались контакты диоритов и серпентинитов без резко выраженных контактовых изменений, однако и в этих случаях под микроскопом в диоритах видны были соскюритизация плагиоклаза, хлоритизация роговых обманок и общая карбонатизация породы с незначительными выделениями граната.

3. Иногда удавалось наблюдать, что по простиранию сплошные гранатово-везувиановые жильные породы уходят «корнями» в диоритовую жилу, представляя собой, очевидно, метаморфизованные апофизы диоритовой жилы.

4. В экзоконтактах диоритовых жил часто наблюдается оталькование, актинолитизация, хлоритизация.

5. В эндоконтактах диоритовых жил можно наблюдать постепенные переходы от гранатово-везувианово-пироксеновой породы к диоритовой, причем видно постепенное замещение плагиоклазов и темноцветных минералов зернами граната или везувиана.

6. Минералогический состав гранатово-везувианово-пироксеновых жил, образовавшихся за счет основных (комагматических) жильных пород, аналогичен составу гранатово-везувианово-пироксеновых пород, образовавшихся в контакте диоритовых жил и серпентинитов.

Как указывалось выше, большинство авторов, занимавшихся изучением гранатово-везувиановых пород, сходятся во взглядах на их происхождение. Явления же контактового метаморфизма жильных пород объясняются, очевидно, отчасти эндо- и экзоконтактовыми процессами, возникавшими на контакте между внедрившейся жидкой кислой магмой и вмещающими ультраосновными породами, а отчасти последующим действием гидротермальных растворов, связанных с той же самой гранитной интрузией, что и жильные диоритовые породы, и циркулировавших в тектонически ослабленных участках (т. е. в контакте жил и вмещающих пород).

Источником же кальция для «скарнирования» эндоконтакта, очевидно, являлись сами жильные и вмещающие породы.

Возможные способы образования кальция при этом следующие:

- а) кальций освобождался за счет альбитизации плагиоклазов;
- б) кальций освобождался за счет превращения кальциевых пироксенов в роговую обманку;

в) происходило относительное обогащение эндоконтактов кальцием за счет выноса SiO_2 во вмещающие породы с образованием талька, актинолита, хлорита;

г) возможно также предположение, что скарнирующие гидротермальные растворы обогащались веществом карбоната кальция при прохождении через вмещающие породы и при серпентинизации содержащихся в них пироксенов.

ЛИТЕРАТУРА

- Аршинов В. В. и Меренков Б. Я. Красноуральское месторождение хризотил-асбеста. Тр. Инст. прикл. мин., 1930, вып. 45.
- Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. М.—Л., 1932.
- Кротов Б. П. Петрографическое исследование южной части Миасской дачи. Тр. Казан. общ. естествоиспыт., 1915, 47, вып. 1.
- Кузнецов Е. А. Горные породы озера Увильды. Тр. Инст. приклад. мин., 1923, вып. 2.
- Падалка Г. Л. Западная полоса пород габбро-перидотитовой формации Урала. В кн.: Петрография СССР, сер. I, вып. 7, М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1937.
- Соболев Н. Д. Петрографический очерк северного участка Абзаковского района. Тр. Инст. приклад. мин., 1930, вып. 49.
- Соболев Н. Д. Саянская перидотитово-серпентинитовая полоса. Тр. Инст. геол. и мин., 1934, вып. 4.
- Соболев Н. Д. Материалы для геологии и петрографии Тунгинских и Кытоских Альп. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1940.
- Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа, 1952.
- Татаринов П. М. Материалы к познанию месторождения хризотил-асбеста Баженовского района на Урале. Тр. Геолком, 1928, вып. 185.
- Татаринов П. М. и Красновский Г. М. Алапаевская интрузия ультраосновных пород на Урале. Тр. Центр. науч.-исслед. геол.-развед. инст., 1940, вып. 120.
- Poitevin E. a. Grahame R. P. Contributions to the mineralogy of Black lake area. Quebec. Museum Bull. Canada Dep. Min. Geol. Surv., 1918, No 27, geol. ser. No 35.

А. С. МАРФУНИН

МАТЕРИАЛЫ К ПЕТРОГРАФИИ ДАШКЕСАНСКОГО МАССИВА И ЕГО
КОНТАКТНОГО ПОЛЯ

По сравнению с описаниями интрузивных массивов число детально изученных контактов интрузий непропорционально мало. Скарны, располагающиеся в контактных полях интрузий, изучаются обычно более детально, чем продукты контактного метаморфизма.

Таким образом, последние нередко выпадают из поля зрения петрографов.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Д. С. Белянкин подчеркивали, что так же, как нельзя рассматривать кристаллизацию магмы без учета влияния вмещающих пород — эндоконтактных процессов (ассимиляция), невозможно определить условия застывания магмы и весь характер интрузивной формации без учета экзоконтактного воздействия интрузии, а Д. С. Коржинский указывал на неразрывность контактного процесса и на определенное положение скарнов в ряду увеличивающейся интенсивности этого процесса.

Подобным представлениям отвечает постановка работы, результаты которой приводятся ниже.

В качестве объекта исследования было взято Дашкесанское месторождение по следующим причинам:

1) руда Дашкесана — контактного происхождения, контактные процессы являются узловым вопросом геологии месторождения;

2) Дашкесанский массив до сих пор дает более значительный материал для суждений об относительной роли дифференциации и гибридизма при образовании интрузий Азербайджанской зоны Малого Кавказа, чем какой-либо другой массив этой зоны, а скарны в его контакте являются самым значительным скарновым проявлением Закавказья;

3) контакты интрузий Азербайджана почти совершенно не изучены, в Дашкесане же имеются благоприятные условия обнаженности для начала работ по восполнению этого пробела.

Имеющиеся крупные геологические и минералогические работы (К. Н. Паффенгольца, Г. А. Крутова, Г. П. Барсанова и др.) позволили заняться непосредственно детальной петрографией массива и его контактного поля.

В результате автором были выявлены «очевидные гибриды», различные типы продуктов «нормального» метаморфизма, различные апотуфы и апопорфириты, эндоскарны, т. е. почти все те породы, описание которых и составляет содержание статьи.

Работа выполнена под руководством доктора геол.-минер. наук В. П. Петрова, посетившего также автора на месторождении в августе 1949 г. Считаю своим долгом выразить ему глубокую благодарность.

За ценные советы и замечания автор благодарен доктору геол.-минер. наук Г. П. Барсанову и кандидатам геол.-минер. наук А. М. Даминовой и И. Н. Чиркову.

Исследованный район сложен порфирито-туфогеновой толщей средней юры, известняками и порфирито-туфогеновой толщей верхней юры, образующими пологую синклиналиную складку близкую к широтному простиранию. Мощность известняков изменяется от 100—150 м на юго-западе до полного выклинивания к северо-востоку. В ядро синклинали внедрилась интрузия в виде сложного штока (с элементами лакколита) габбро-гранодиорито-адамеллитов, вызвавших контактное изменение вмещающих пород. Возраст интрузии — послеверхнеюрский (неокомский? — по Л. Н. Леонтьеву и В. Е. Хаину, послетуронский? — по Ш. А. Азизбекову). Контактное воздействие интрузии приводит к образованию различных контактных пород — роговиков, мраморов и пр. Кроме того, вдоль контакта известняков с порфиритами и туфами верхней юры, а также параллельно этому контакту в порфиритах и туфах, а на южных участках — и в известняках, располагаются разнообразные скарны в виде пластообразной сложной залежи. Река Кушкар-Чай разделяет скарны северного контакта на северо-западный и северо-восточный участки, скарны южного контакта — на юго-западный и юго-восточный участки.

О СЛОЖНОМ ГИБРИДИЗМЕ В ДАШКЕСАНСКОМ МАССИВЕ

Большая часть Дашкесанского массива (80—85%) сложена адамеллитами и гранодиоритами. Основные породы встречаются прерывистыми участками вдоль контакта интрузии с вмещающими ее эффузивами и известняками. Породы среднего состава, через которые осуществляется переход от кислых пород к основным, относятся к «очевидным гибридам». Переход этот бывает двух видов: 1) сохраняется резкая граница между гибридизированными основными породами и кислыми породами, размеры гибридизированных зон с той и с другой стороны границы составляют от нескольких сантиметров до нескольких метров; подобные взаимоотношения наблюдаются на большей части протяжения контакта; 2) в части массива, располагающейся между скарнами северных и южных участков, осуществляется вполне постепенный переход от кислых пород к основным, выделенный в главную гибридную зону.

Опишем сначала петрографически обычные породы (показав далее, что часть их образовалась путем ассимиляции известняков), затем — «очевидные гибриды».

Петрографически нормальные породы

Породы кислой группы

Предполагавшееся ранее разнообразие пород кислой группы на основании количественно-минералогических подсчетов можно свести (за вычетом гибридных) к двум типам: адамеллитам и гранодиоритам; в первых цветной минерал — только роговая обманка, во вторых — авгит или авгит и роговая обманка (биотит здесь практически отсутствует). Адамеллиты слагают три четверти (восточные) массива, гранодиориты — одну четверть (западную). Среди последних резко преобладают авгит-роговообманковые гранодиориты, авгитовые встречаются еще дальше к западу.

Адамеллиты. Плагноклаз адамеллитов резко и разнообразно зональный — лабрадор в ядре, андезин и андезин-олигоклаз в средней части (непрерывная или колеблющаяся зональность), олигоклаз № 18—20 в оболочке (на стыке с ортоклазом). Валовой состав — № 26—28. Двойники —

альбитовые и карлсбадские. Калишпат — обычно несдвойникованный ортоклаз (угол $\perp 001$ с Nm от 3 до 6°, угол NgNp с 001—3°, погасание в сечении $\perp Ng$ прямое, Ng=1,526, 2V=—72°). Кварц обычно ксеноморфен, но нередко бывает идиоморфным, образуя гексагональные призмы на стыке не только с ортоклазом, но и с плагиоклазом. В некоторых шлифах обнаруживается трещиноватость, отчетливая по двум направлениям. Роговая обманка встречается в виде удлиненных занозистых зерен, ксеноморфна по отношению к плагиоклазу, обычно слабо окрашена, наблюдается пятнистость окраски, плеохроизм; Ng — коричневый, зеленый, светлоричневый, светлозеленый, Np — бледнокоричневый, зеленоватый, бесцветный с Ng=18—20°, 2V=—88°. Сфен (с заметным плеохроизмом в буровато-оранжевых тонах) всегда ксеноморфен, апатит — в виде гексагональных табличек; — ассоциируют друг с другом и с магнетитом, часто образуя включения в роговой обманке и сростания с ней. Сфен цементирует, пересекает и корродирует плагиоклаз и кварц. Из вторичных минералов присутствуют хлорит, серицит, эпидот, кальцит — обычно в незначительном количестве. Местами большего развития достигает альбитизация (табл. 1).

Таблица 1

Минералогический состав пород кислой группы (в %)

Минералы	Адамеллиты					Гранодиориты				
	172/2	179/3	503	965	5	617	235/2	1213	636	1031
Плагиоклаз . . .	28,20	37,15	38,56	33,33	30,58	42,80	40,42	41,88	44,60	48,08
Ортоклаз	31,20	31,25	27,75	32,22	32,03	20,36	16,87	22,60	20,90	21,15
Кварц	28,58	25,79	26,66	25,69	33,98	15,80	20,21	25,93	24,39	19,23
Авгит	—	—	—	—	—	1,74	5,62	2,13	3,48	9,13
Роговая обманка	3,58	5,54	3,95	6,84	2,42	15,55	12,65	6,65	5,58	—
Магнетит		0,12								
Апатит	{ 2,34	{ 0,05	{ 3,08	{ 1,92	{ 0,99	{ 3,75	{ 4,23	{ 0,81	{ 1,05	{ 0,50
Сфен		0,10	—	—	—	—	—	—	—	1,91
Альбит	6,10	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание. № 172/2 и 179/3 взяты в устье Кушнар-Чай напротив с. Верхний Дашкесан; № 503 — водораздел между Тутунг-Ару и Молла-Гасаллы-Су; № 965 — гора Ялдах (~50 м ниже вершины); № 5 — с. Верхний Дашкесан (дорога к реке); № 617 — устье Генг-Дара (у впадения в Амам-Чай); № 235/2 (200 м выше устья Генг-Дара); № 1213 — последнее обнажение (гранодиоритов) по Амам-Чай (дорога за Кунар-Гермаз-Су); № 636 — Кушнар-Чай, апофиза гранодиоритов в гибридных породах; № 1031 — верховье Хечя-Агери-Ару (Ялджан).

Структура — гипидиоморфнозернистая; крупные (2—4 мм по [001]) идиоморфные кристаллы плагиоклаза погружены в ксеноморфную массу кварца и ортоклаза (часто микропегматита) и не соприкасаются друг с другом.

Гранодиориты. Эти породы отличаются от адамеллитов скорее количественно, чем качественно (хотя именно с увеличением количества плагиоклаза появляется авгит (см. табл. 1). Плагиоклаз, роговая обманка и другие минералы аналогичны адамеллитовым. Август (с Ng=43°, 2V=+60°) образует зерна от 0,5—1,5 мм до 0,05 мм; ксеноморфен по отношению к плагиоклазу, мелкие зерна ассоциируют с кварцем и ортоклазом, образуя сростания с ними, а также сростания с апатитом. Роговая обманка в сростаниях с августом замещает его. Кроме того, присутствует вторичный

амфибол — зеленоватый, слабо плеохроирующий, с характерными шахматно расположенными веретенообразными полисинтетическими двойниками, волокнистый; развивается как по пироксену, так и по обыкновенной роговой обманке.

Структура — та же гипидиоморфнозернистая, но плагиоклаз образует уже сеть идиоморфных кристаллов с ортоклазом и кварцем в интерстициях.

Породы основной группы

Среди пород основной группы определены габбро, норит, роговообманковое габбро; минералогический состав их приведен в табл. 2.

Таблица 2

Минералогический состав пород основной группы (в %)

Минерал	Габбро	Норит	Роговообманковое габбро			
	1052	1220	159	1057	22	25/1
Плагиоклаз	54,49	50,24	64,13	64,48	67,78	64,92
Гиперстен	—	40,05	—	—	—	—
Авгит	35,06	1,14	—	—	16,94	—
Роговая обманка	9,18	3,55	34,78	29,35	14,75	31,63
Биотит	—	—	—	—	—	1,59
Магнетит	} 1,27	5,02	1,09	1,30	0,53	1,86
Апатит		—	—	—	—	—
Кварц	—	—	—	4,87	—	—
Ортоклаз	—	—	—	—	—	—
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание. № 1052 взят на склоне горы Пир-Султан (над Амам-Чаем); № 1220 — верхнее течение Молла-Гассанлы-Су; № 159 — склон горы Зиярат-Даг; № 1057 — склон горы Пир-Султан; № 22 и 25/1 — среднее течение Молла-Гассанлы-Су.

Г а б б р о. Плагиоклаз и авгит встречаются в изометричных кристаллах размером до 4—5 мм. Плагиоклаз слабо зональный, с непрерывно-ступенчатым изменением состава от № 60—68 в ядре до № 40—44 в оболочке. Структура габбро — офитовая.

Офитовое габбро (габбро-диабаз) и офитовый габбро-норит отмечены в «языке» интрузии по р. Кушкар-Чай, представляющем неструктурную смесь в различной степени гибридизированных пород.

Н о р и т. Выход породы с ромбическим пироксеном и почти без авгита встречен в верхнем течении р. Молла-Гассанлы-Су. Плагиоклаз таблитчатый (2,2—5 мм), зональный, в ядре — № 90 или № 74, 72, в оболочке № 52, 50, 44. Гиперстен встречается в относительно крупных кристаллах (до 5 мм) и агрегатах, облекающих плагиоклаз. Плеохроирует от бесцветного до отчетливо желто-розового. $2V = -64$; $Ng - Np = 0,014$. Замещается коричневой роговой обманкой, плеохроирующей от чистого коричневого до светложелтого. Изредка встречаются зерна авгита. Структура габбро — офитовая.

Р о г о в о о б м а н к о в о е г а б б р о (габбро-диорит). Плагиоклаз удлиненно-призматический, до 3—5 мм по [001], зональный: № 45, 54, 60 в середине зерен, № 34, 38 — по периферии. Роговая обманка уралитового характера, изредка содержит реликты пироксена, чаще их нет.

Но замещение редко шло по типу псевдоморфоз, обычно роговая обманка развивалась за счет вещества как пироксена, так и плагиоклаза. В некоторых разновидностях присутствует значительное количество авгита. Структура—офитовая.

Гибридные породы

«Очевидные гибриды» разделяются на две группы: а) аномальные адамеллиты и гранодиориты, кварцевые сиенитдиориты и гиперстен-авгит-роговообманковые гранодиориты, примыкающие по составу и геологическому положению к кислым породам массива, и б) основные гибридные породы, примыкающие к обычным основным породам массива.

Гибридизированные кислые породы

Аномальные адамеллиты и гранодиориты. Эти породы, отвечающие по количественно-минералогическому составу обычным разновидностям, но имеющие некоторые особенности в структуре и главным образом в облике плагиоклаза, не позволяют отождествлять их с описанными выше породами. Структурная особенность выражается в разделении плагиоклаз-авгитовой и кварц-ортоклазовой частей, «микротакситовости» породы: наличии скоплений четырех-пяти-шести кристаллов плагиоклаза с зернами авгита (и роговой обманки) при наблюдающемся в то же время в другом участке шлифа обогащении кварцем и ортоклазом. Однако подобное разделение довольно обычно в породах от гранитов до гранодиоритов и подобно зональному плагиоклазу указывает лишь на резкую неравновесность, на гипабиссальные условия кристаллизации. Но это же может служить указанием на слабо проявленное смешение материала, если зональность переходит известный предел. Отдельные кристаллы плагиоклаза имеют в ядре состав основного битовнита (№ 80, 84) и даже анортита — № 90 (в адамеллитах!) при постоянном составе оболочки (на стыке с ортоклазом) — № 18—20. Валовой состав (с учетом объемных соотношений) соответствует № 28—38, в среднем № 33. Ядро битовнитового состава не может выделиться из подобного расплава согласно диаграмме состояния плагиоклазов (качественно учитывая многокомпонентность системы). Подобные плагиоклазы названы нами (Марфунин, 1952) ксенозональными: ядро в них является ксенокристаллом, т. е. в общем случае это или нерастворенный остаток ассимилированных пород, или кристалл, полученный из различных частей магмы или же при смешении двух магм. Для них характерны резкие и разнообразные резорбционные отношения между оболочкой и ядром, присутствие необычных законов двойникования (альбит-эстерельского, манебах-эстерельского) и др.

Кварцевые сиенит-диориты (минералогический состав приведен в табл. 3).

Наиболее характерная особенность — обязательное присутствие одновременно четырех цветных минералов: гиперстена, авгита, роговой обманки и биотита. Все эти минералы ксеноморфны по отношению к плагиоклазу и встречаются как в виде отдельных зерен, так и в реакционных сростаниях. Иногда в одном скоплении можно встретить все четыре минерала, прорастающие друг друга, плюс апатит и магнетит (сфен здесь не характерен). Особенностью плагиоклаза является наличие всего двух групп зон — центральной (лабрадор-битовнит) и краевой (олигоклаз № 20—24); на границе — резкая резорбция. Здесь же отмечены оригинальные следствия резорбции: мнимобратная, реликтовая, изопертитовидная зональность и др. Гиперстен ($2V = -62^\circ$, $N_g - N_p = 0,015$) плеохроирует от зеленова-

Минералогический состав гибридизированных пород (в %)

Минерал	Кварцевые сциенит-диориты			Гиперстен-авгит-роговообманно- вые гранодиориты		
	66	194	205	228/1	252	11/2
Плагиоклаз	56,42	55,09	54,90	46,91	44,11	58,58
Ортоклаз	13,38	12,98	14,50	20,04	19,66	14,48
Кварц	13,83	12,28	13,70	15,41	13,15	14,72
Гиперстен	3,02	1,75	1,04	3,15	3,40	1,54
Авгит	5,14	5,84	1,71	8,01	8,82	7,42
Роговая обманка	2,25	6,31	11,30	2,60	6,18	1,72
Биотит	3,51	3,50	1,71	0,85	0,08	—
Магнетит	2,45	1,25	1,14	3,03	4,60	1,54
Апатит						
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание. № 66, 194, 205 взяты в ущелье р. Кушнар-Чай; № 228/1 и № 252 — р. Амам-Чай; № 11/2 — Генг-Дара.

того до розового, обладает отчетливой отдельностью по (010). В четырех минеральных сростаниях лишь в очень незначительной степени замещается роговой обманкой и биотитом. У авгита наблюдается большее развитие граней призмы, чем пинакоидов, $2V = +60^\circ$, $cNg = 42^\circ$. Образует сростания и частично замещается роговой обманкой и биотитом, причем особенно характерны «пегматитовидные» (А. Н. Заварицкий) или «пертитовидные» (В. Н. Лодочников) сростания с той же роговой обманкой и, реже, с биотитом. Роговая обманка, в отличие от роговой обманки адамеллитов и гранодиоритов (пятнистой), равномерно окрашена и плеохроирует от буровато-зеленого до зеленого. Не только замещается биотитом с краев и по спайности, но и находится в сростании с биотитом, располагающимся поперек спайности роговой обманки. Биотит плеохроирует от коричневого до желтого, нередко находится в скелетных сростаниях с ортоклазом и кварцем.

Гиперстен-авгит-роговообманковые гранодиориты по количественному соотношению минералов (см. табл. 3), а также по структуре, свойствам и особенностям минералов являются переходным типом между авгит-роговообманковыми гранодиоритами и кварцевыми сциенит-диоритами.

Основные очевидные гибриды

В их состав входят все минералы, отмеченные вообще в массиве (табл. 4). Эти минералы могут присутствовать или все вместе, или группами, причем обязательно присутствует лишь плагиоклаз (зонален, от битовнита-лабрадора в ядре до андезина № 32—34 в оболочке, на стыке с ортоклазом — № 20—24) в довольно постоянном количестве в сочетании с одним или несколькими из остальных минералов в любой комбинации.

Структуры породы представляют собой сочетание различных разновидностей идиоморфнозернистой структуры: здесь (как и везде в массиве) общим и определяющим моментом в рисунке структуры являются преобладающие крупные идиоморфные кристаллы плагиоклаза и основная масса, состоящая из остальных минералов. В зависимости от того, что входит в эти остальные минералы, различаются: типично офитовая

Таблица 4

Минералогический состав основных очевидных гибридов (в %)

Минералы	641	658	662
Плагиоклаз	62,50	60,46	62,50
Гиперстен	12,25	—	—
Авгит	13,25	23,35	21,25
Роговая обманка	0,50	—	—
Биотит	3,50	1,78	—
Магнетит	} 1,25	2,09	1,49
Апатит			
Сфен			
Кварц	4,00	4,65	4,54
Ортоклаз	2,75	7,67	10,22
	100,00	100,00	100,00

Примечание. Изученные породы взяты у дороги на северо-восточный участок (р. Кушкар-Чай).

структура, монцонитовая и т. д. — в участках породы такситового сложения, иногда элементы этих структур присутствуют в одном шлифе. Подчеркнем резко проявленный местами мезостатический характер развития авгита с кварцем, ортоклазом, апатитом и сфеном. Пироксен и сфен образуют при этом неправильные извилистые зерна, линзовидные, округленные и цепочки таких зерен. Специфической деталью породы является присутствие в породе, отвечающей по составу габбро-диабазу, «глазков» кварца размером до 0,7—0,8 см, окруженных венчиком мелкозернистого пироксена.

Обзор признаков гибридности в массиве

Текстурные, структурные и минералогические особенности

Неоднородность пород: 1) неоднородность породы, наблюдаемая в обнажении; 2) такситовая текстура; 3) тенденция к обособлению кварц-ортоклазовой и плагиоклаз-авгитовой частей породы (эти три признака фиксируют по существу одно явление в разных масштабах: от разделения на группы минералов в шлифе до неправильного чередования на небольшой площади участков различного состава — адалеллитового и сиенит-диоритового).

Структурные особенности: 4) фрагментарность структуры — наличие участков монцонитовой, офитовой и других структур в пределах одного шлифа; 5) «оксидофитовая» структура (Половинкина и др., 1948) — разновидность офитовой, в которой промежутки между лейстовидными плагиоклазами выполнены ксеноморфными мелкозернистыми авгитом, кварцем, ортоклазом, сфеном.

Минералогические особенности: 6) присутствие в одном шлифе, с одной стороны, битовнита, гиперстена, авгита, с другой — кварца и ортоклаза; 7) кварцевые «глазки» с венчиком пироксена; 8) одновременное присутствие или срастание четырех цветных минералов: гиперстена, авгита, роговой обманки и биотита; 9) пегматитовидные прора-

стания авгита и роговой обманки, авгита и биотита; 10) присутствие ксенозональных плагиоклазов с разнообразными явлениями резорбции между оболочкой и ядром; 11) характерные прерывистые двойники в плагиоклазах (встречаются редко); 12) наличие антипертита; 13) скелетные прорастания роговой обманки и биотита с кварцем и ортоклазом.

Наличие ксенолитов и ксенокристаллов

Различаем три группы ксенолитов. 1) В основных породах. Представлены, главным образом, пироксен-плагиоклазовыми роговиками, а также парагаббро (см. ниже). Размеры ксенолитов от 5—10 м до нескольких сантиметров. При дальнейшей дезинтеграции и рассасывании превращаются в своеобразные пироксен-плагиоклаз-магнетитовые эллипсоидальные «тельца» $0,3 \times 2$ мм в «толстой» (1—2 мм) оболочке из зерен пироксена. Таким образом, порода при растворении не теряет роговикового облика, контаминация габбро представляет собой в этом случае дезинтеграцию роговиков. 2) В кварцевых сиенит-диоритах и гранодиоритах. Размеры ксенолитов невелики, от 1—2 до 10—15 см, редко 30—40 см. Насыщенность ими очень неравномерна, иногда довольно велика: до 30 включений (1—3 см диаметром) на 1 м^2 . Порода приобретает при этом характерный «конгломератовидный» облик. По составу соответствует роговообманковому диориту, иногда порфиоровидному. Плагиоклаз зональный, от битовнита или, чаще, лабрадора до андезина; обычны карлсбадские двойники. Роговая обманка плеохроирует от зеленого до светлозеленого, слегка волокнистая, $cNg=17^\circ$, $2V=-70^\circ$. Образует жилки шириной до 0,2—0,3 мм, пересекающие включения, цементирует плагиоклаз, будучи резко ксеноморфной по отношению к нему, образует в ксенолитах метакристы, пойкилитовые вроски округлой формы в плагиоклазе. При рассасывании ксенолита остаются «комочки» — скопления нескольких зерен роговой обманки с магнетитом. 3) В адалеллитах и лейкократовых адалеллитах. Размеры ксенолитов — от нескольких сантиметров до 0,5—1 м, редко до 2—3 м. Рассекаются адалеллитами на обломки с резкими остроугольными очертаниями. Сложены пироксен-плагиоклазовыми роговиками с биотитом и магнетитом. Рассеивания этих ксенолитов не наблюдалось.

Представление о генезисе пород массива в результате ассимиляции и гибридизма

Подчеркнем наиболее крупные факты, определяющие распределение пород в массиве.

1. Взаимоотношения между породами кислой и основной группы характеризуются: а) или сохранившейся резкой границей между ними, по обе стороны которой на небольшом сравнительно расстоянии (до нескольких метров) располагаются гибридные разности тех и других, переходящие далее в обычные основные и обычные кислые породы; б) или постепенным переходом между ними, что наблюдается лишь в пределах Главной гибридной зоны, находящейся между скарнами северного и южного контакта.

2. Взаимоотношения в группе кислых пород характеризуются сменой гранодиоритов в западной части массива адалеллитами — в восточной части. (Напоминаем о выклинивании известняков с юго-запада на северо-восток).

Эти взаимоотношения можно объяснить в первом приближении тремя этапами гибридизма.

1. Перегретая адалеллитовая магма, возможно на некоторой глубине, ассимилирует вмещающие породы, что приводит к образованию основной оторочки вдоль контакта массива, состоящей из пород, не имеющих каких-либо специфических признаков гибридного происхождения.

2. Адамеллитовая магма центральной части массива взаимодействует с застывшими ранее основными породами, что приводит (в зависимости от распределения летучих) или к образованию Главной гибридной зоны, или к гибридным оторочкам по обе стороны от границы основных и кислых пород.

3. Одновременно происходит ассимиляция известняков, порфиритов, туфов и т. д. Ассимиляция известняков приводит к появлению гранодиоритов вместо адамеллитов в западной части массива, ассимиляция порфиритов, туфов и т. п. (оказавшая меньшее влияние ввиду сравнительной близости химического состава гранодиоритов и вмещающих порфиритов) — к обогащению роговой обманкой.

О гибридных дайках

О гибридации даек можно говорить в двух случаях: 1) когда дайки ассимилируют вмещающие породы и 2) отщепляются от гибридной магмы. Кроме ранее описанных в Дашкесане даек габбро-порфиритов, диорит-порфиритов, диабазовых порфиритов, а также аплитов, нами найдены на северо-восточном участке вблизи от кровли интрузии в гибридных породах оригинальные дайки, определенные как гибридные микрогаббро. Простираение и падение — самые разнообразные, так что создается впечатление, что дайки повторяют форму контакта интрузии (выхода ее по р. Кушкар-Чай). Мощность даек от 30 до 60 см. Макроскопически для микрогаббро характерен зеленовато-серый цвет и раковистый излом, что придает породе сходство с роговиком. Памятуя о «так называемых беербахитах» Оденвальда, оказавшихся ороговикованными изверженными породами, мы обсудили и отвергли эту возможность: на протяжении 10—15 м они залегают в виде жил с резкими контактами, обладающими отчетливой зоной закалки в 1,5 см. Микроскопические наблюдения подтверждают это и указывают на своеобразии породы. В составе ее отмечены пироксен (40—65%), плагиоклаз (№ 58—48), сфен и в незначительном количестве биотит. Существенной частью является сфен, содержание которого достигает 5—7%. Структура породы пойкилоофитовая и гранулоофитовая. Отметим две особенности породы. 1) На контакте с вмещающими гибридными гранодиоритами и габбро-диабазами в зоне закалки можно проследить, как кристаллы пироксена и плагиоклаза отрываются от вмещающих пород (не метаморфизованных дайкой) и присутствуют в дайке в качестве ксенокристаллов. Пироксен при этом гранулируется. 2) Встречаются крупные (в 10 раз больше кристаллов пироксена и плагиоклаза) ксеноморфные зерна сфена размерами от 0,5—1 мм до 2,2 мм с включениями мелких (0,1—0,3 мм) зерен пироксена. Сфен как бы обтекает основной массой породы. Эти наблюдения, наряду с отсутствием подобных кристаллов во вмещающих породах, не позволяют отнести образование сфена к скарновому процессу. Таким образом, резкая необычность для района этой породы, ее сравнительно меланократовый характер, обилие сфена, приуроченность исключительно к основным очевидным гибридам, — все это говорит об отщеплении ее от гибридной магмы. Наряду с этим отмечается ассимиляция вмещающих пород (присутствие ксенокристаллов).

КОНТАКТНОЕ ПОЛЕ ДАШКЕСАНСКОГО МАССИВА

В контактное поле Дашкесанского массива включаются:

1) продукты «нормального» контактного метаморфизма, которые образуют ореол вокруг массива, разделяющийся на зоны: роговиков, переходную и пятнистых туфов;

2) продукты контактно-метасоматических процессов — а) различные апотуфы и апопорфириты, подстилающие и перекрывающие скарны, а также переслаивающиеся с ними, и б) скарны, причем те и другие расположены зонально по отношению к массиву.

«НОРМАЛЬНЫЙ» КОНТАКТНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ЗОНЫ КОНТАКТНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Полную серию контактно метаморфизованных пород — от наиболее высокотемпературных, находящихся в непосредственном соприкосновении с интрузией роговиков, до пятнистых туфов, с теряющимися следами метаморфизма, — удалось наблюдать лишь по р. Кушкар-Чай. Однако отрывочные сведения о контактных породах других участков довольно точно находят себе место в ряду пород, расположение которых по спадающей степени метаморфизма выявилось в этом разрезе. Сопоставление полевых наблюдений с микроскопическим изучением отобранных образцов позволило выделить три зоны: 1) зону роговиков; 2) переходную зону; 3) зону пятнистых туфов.

В зону роговиков включаем полностью перекристаллизованные породы, т. е. утратившие черты исходного туфа или порфирита. Зона роговиков имеет, как обычно, мощность около 1—1,5 м. При метаморфизме туфов и порфиритов в этой зоне получаются гранобластовые (реже ситовидные — северо-восточный участок) пироксен-плаггиоклазовые роговики.

Породы переходной зоны характеризуются бластоцефитовой, бластопорфировой и другими палимпсестовыми структурами. Наряду с пироксеном среди новообразований присутствует биотит, но иного типа по сравнению с биотитом предыдущей зоны, — здесь он образует переплетенные агрегаты мелких бледноокрашенных листочков или рассеянных обрывков, наконец, встречается в виде включений в отдельных зонах плаггиоклаза. По этим «индекс-минералам» — пироксену и биотиту, отсутствующим в следующей зоне, и по смене характерными пятнистыми туфами и порфиритами была определена мощность зоны — 50—120 м.

Зона пятнистых туфов названа так по породе, характерной как внешним обликом, так и продуктами изменения (хлорит, роговая обманка, кварц, сфен, турмалин, эпидот). В порфиритах, осветленных до серовато-белого цвета, с зелеными пятнами, среди продуктов изменения наблюдаются эти же минералы. Породы этого типичного облика наблюдаются на расстоянии до 600 м. Проявление хлорита и эпидота, встречающихся и на большем удалении от контакта, не может с уверенностью расцениваться как результат контактного воздействия, так как эти минералы присутствуют заведомо вне пределов воздействия интрузии.

Контактное изменение туфо-порфиритовой толщи

Полностью реконструированные породы зоны роговиков

Пироксен-плаггиоклазовые роговики. Эти породы встречаются прерывистой полосой непосредственно на контакте с основными породами интрузии на расстоянии до 0,5—1,5 м; особенно характерны в качестве включений в интрузии. Минералогически различаем три типа: а) с рассеянным магнетитом, придающим макроскопически черный цвет породе, наиболее типичны; б) без магнетита, макроскопически зеленоватые; в) с биотитом (и магнетитом). Размеры зерен всех разновидностей — от 0,01—0,05 мм до 0,1 мм. Выделяются две структурные разности:

1) Гранобластовые роговики без биотита — с магнетитом или без магнетита. Характерный облик плаггиоклаза (лабрадор № 50) этой

разности определяется укороченными по [001] размерами зерен — округлых или полигональных, отсутствием зональности, отсутствием всякого рода включений (кроме магнетита), морфологией двойников — чередование широких и тонких двойниковых пластинок с четкими двойниковыми швами. Бесцветный или слегка зеленоватый пироксен-диопсид, с $cNg=39^\circ$. Зерна плагиоклаза и пироксена имеют тенденцию к распределению агрегатами, состоящими преимущественно из одного минерала с подчиненным количеством другого, так что порода сложена а г р е г а т а м и плагиоклаза и пироксена.

2) Роговики с «зазубренным» плагиоклазом, обычно с биотитом. Структура подобна диабазовой, но пироксен (диопсид) является продуктом перекристаллизации, а облик плагиоклаза специфичен для данного типа роговиков: края мелких удлиненных по [001] зерен зазубрены (как при бостонитовой структуре).

Как видно, роговики (особенно гранобластовые) совершенно идентичны ороговикованным известково-глинистым осадкам, т. е. роговикам 7-го класса классификации Гольдшмидта. Также встречаются разности с биотитом и без него. Лишь размеры зерен в описываемом случае меньше.

«П а р а г а б р о» названы участки крупнокристаллической пироксен-плагиоклазовой породы габбровой или пойкилитовой структуры, связанные с пироксен-плагиоклазовыми роговиками постепенными переходами и отличающиеся от них структурой и особенностями слагающих породу минералов. Размеры этих участков округлой или жилковатой формы невелики (как и размеры всей наиболее высокотемпературной части зоны), составляя 20—30 см, отдельные же жилки, при мощности 5—8 см, имеют протяжение 0,5—1 м. Порода принадлежит к группе «интрузивно-подобных» контактно-метасоматического происхождения. Генетически сходные породы описаны В. П. Петровым (1947) как «парасиениты», образовавшиеся в контакте Теж-Ахметской интрузии за счет эпидейцитовых порфиров. Размеры зерен плагиоклаза в разных участках породы колеблются от 0,1—0,3 мм до 1,5—2 см. В шлифе сантиметровые кристаллы прерывистыми островками в 1—3 мм обнаруживают двойниковое строение. Состав плагиоклаза отвечает № 72. Пироксен образует зерна размером от 0,1—0,2 до 2—4 мм. Часто образует скопления в 3—4 и более зерен; $cNg=38-39^\circ$, $2V=+64^\circ$, $Ng-Np=0,031$. Изредка встречаются поперечные разрезы с хорошо образованными гранями. При диопсидовой оптической характеристике пироксен не имеет граней пинакоидов, образован лишь гранями призмы. Этот факт вместе с условиями нахождения — богатые известью контакты малых глубин — позволяет определить этот пироксен как фассаит.

Палимпсестовые породы переходной зоны

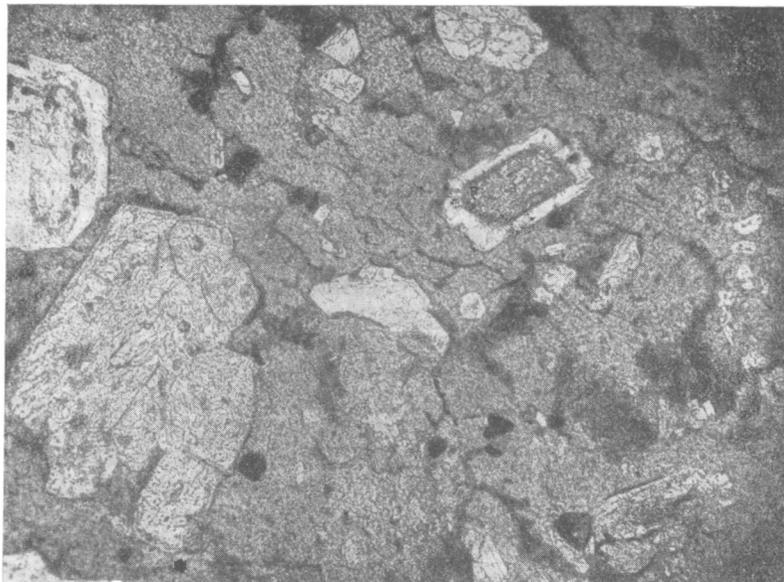
В эту группу включены метаморфизованные породы, более или менее сохранившие черты первичной структуры.

К в а р ц - п и р о к с е н - п л а г и о к л а з о в ы е и к в а р ц - п л а г и о к л а з о в ы е р о г о в и к и. Присутствие пироксена зависит от наличия его в исходной породе (перекристаллизованный первичный пироксен в роговиках) или от наличия возможностей для его новообразования — соответствующего химического состава исходной породы или привноса веществ в основных контактах. В остальном эти две разности бывают совершенно одинаковы. Различаются два структурных типа.

а) Бластопорфировые — типичные продукты контактового метаморфизма порфиров. Вкрапленники плагиоклаза совершенно не изменены. Основная масса перекристаллизована в существенно плагиоклазовый

агрегат, иногда с заметным количеством кварца. Во всей породе равномерно и довольно обильно рассеян магнетит (до 0,01 мм, отдельные зерна до 0,03—0,1 мм). Пироксен образует мозаику мелких (0,02—0,1 мм) зерен, разделенных кварц-плаггиоклазовым агрегатом на отдельные участки.

б) Бластосамитовые и бластопсефитовые — образовавшиеся за счет разнообразных туфов. Перекристаллизация захватывает в равной степени как связующее туфовое вещество, так и основную массу обломков пород. Осколки плаггиоклазов и вкрапленников их в обломках пород



Фиг. 1. Контактный «керсантит». Мелкие листочки биотита про-
изывают основную массу порфирита и вкрапленники плаггиоклаза.
× 20. Без анализатора.

перекристаллизовываются в меньшей степени. При далеко прошедшей перекристаллизации бывшие обломки обозначаются несколько обогащенными пироксеном участками, облекающими обломки прерывистой цепочкой неправильных лапчатых зерен.

Кварц-биотит-плаггиоклазовые роговики и контактные «керсантиты». Различаются две основные структурные разновидности: а) ситовидные роговики с перекристаллизованными вкрапленниками (или обломками — в туфах) плаггиоклаза, изрешеченного, как и основная масса, включениями биотита и магнетита, и б) бластопорфировые, бластосамитовые, бластопсефитовые, в которых вкрапленники или обломки плаггиоклаза остались неизменными (лабрадор № 54), а основная масса перекристаллизована в плаггиоклазовый с кварцем агрегат, аналогичный предыдущему типу. В обрывки мельчайших листочков биотита, каплевидно рассеянного в диаблостовом агрегате плаггиоклаза, превращается «туфовое вещество»; в перекристаллизованной основной массе порфиритов, среди микролитов плаггиоклаза, также рассеяны цементирующие их листочки биотита. Кроме того, часто в породе рассеяны отдельные зерна его размером до 0,1—0,2 мм, встречаются такжеglomerулообразные скопления мелких переплетенных листочков биотита. Количество биотита варьирует от полного отсутствия — в этом случае порода становится аналогичной описанному выше кварц-

плаггиоклазовым роговикам — до значительного. Нередко вкрапленники плаггиоклаза окружены тонкоагрегатным или мелколистоватым биотитом (фиг. 1), образуя специфические контактные породы, подобные контактным «керсантитам» Д. С. Белянкина, В. П. Еремеева и В. П. Петрова (1938).

Зона пятнистых туфов и порфиритов

Породы этой зоны не просто слабее изменены, они качественно отлично метаморфизованы. Изменение происходит отдельными участками (пятнами, «узлами»). Вне пределов этих участков сохраняется структура исходной породы, пятнами же располагаются раскристаллизованные с привнесением участки без реликтов структуры. Породы являются аналогами пятнистых сланцев, но, в отличие от типичных случаев, в пятнах отсутствует стекловидное аморфное вещество, представляющее собой, может быть, коллоидальные силикаты (В. А. Николаев). Состав пятен также более сложен, чем описываемый в ряде других мест; наряду с обычным хлоритом присутствуют (в порядке распространения) кальцит, роговая обманка, турмалин, сфен, кварц, серицит, эпидот, апатит. По преобладающему минералу мы различаем три типа пятен — с хлоритом, с роговой обманкой, с турмалином. Однако выделить соответствующие подзоны невозможно вследствие того, что минералы часто ассоциируют друг с другом, а указанные типы сменяют друг друга на небольшом протяжении и геологически не локализируются.

Следует остановиться на присутствии роговой обманки и турмалина во внешней зоне метаморфизма. Именно роговообманковые «сланцы» образуются во внешней контактной зоне гранитов при метаморфизации средних и основных изверженных пород, так же как при метаморфизации глинистых сланцев образуются биотитовые сланцы с хлоритом и серицитом. В метаморфизованных зеленых сланцах обычен парагенезис роговой обманки с хлоритом, сфеном, кальцитом и др. Турмалин — черный, игольчатый, сравнительно низкотемпературный — обычно проявляется также лишь во внешней зоне. В целом метаморфизм в пределах этой зоны соответствует минералогически среднетемпературной стадии пропилитизации, выделяемой Д. С. Коржинским на Турьинских рудниках.

Макроскопически пятнистые туфы представляют собой породы фиолетового, сургучного или темносерого цвета с белыми обломками плаггиоклазов и порфиритов, с зелеными пятнами, довольно равномерно распределенными. Пятнистые порфириты обычно осветлены до серовато-белого или серого цвета. Также рассеяны зеленые пятна и точки, обычно несколько меньших размеров. Основная масса порфиритов и цемент туфов преобразованы в сходный бурый аморфный или неясно раскристаллизованный агрегат, в котором нередко видно расположение микролитов (в порфиритах). Изменение вкрапленников и обломков довольно разнообразно. Часто они совершенно не изменены. В других случаях они пересекаются сетью жилок, корродируются слабо перекристаллизованной основной массой. В средней зоне зональных плаггиоклазов наблюдались включения переплетенной мелкоигольчатой роговой обманки, мелких октаэдров магнетита, хлорита, серицита, кальцита. Наконец, наблюдались следующие полные агрегатные псевдоморфозы по плаггиоклазу: серицита с кальцитом, роговой обманки с кварцем и хлоритом, турмалина, турмалина с кварцем, кальцита с хлоритом, кварца с хлоритом. Концентрация минералов в подобных псевдоморфозах совершалась, очевидно, аналогично концентрации их в пятнах, но ограничивалась контурами замещаемого минерала. Иногда заметно концентрическое распределение минералов в пятнах: в середине хлорит с мелким сфеном, вокруг него — турмалин,

сфен, эпидот. Чаще пятна имеют неправильное строение, представляя собой простое срастание двух-четырех минералов. Характерно резкое различие в относительных размерах зерен: в широких пластинках хлорита — мельчайшие иголки турмалина, рядом с крупными кристаллами роговой обманки — мелкозернистый агрегат кварца с кальцитом. Часто наблюдаются срастания турмалина со сфеном, включения турмалина и сфена в роговой обманке и хлорите. Хлорит — положительный пенин. Роговая обманка бледнозеленая по Ng; бесцветная по Np; $cNg = 17^\circ$, $2V = -74^\circ$; $Ng-Np = 0,018$.

Турмалиновые пятна. Обычно турмалин занимает подчиненное положение в пятнах, сложенных главным образом хлоритом или роговой обманкой. Кристаллы его очень мелки — от 0,1—0,2 мм до менее 0,01 мм. Реже встречаются пятна, сложенные преимущественно турмалином. В этих случаях они образуются обычно в туфоконгломератах вокруг и за счет обломков порфирита. Обломки бывают окружены полусантиметровой оболочкой мелкозернистого турмалина и замешены иногда почти нацело турмалином, так что остаются лишь реликты порфирита. Подобные гнезда достигают размера 5×10 см. Турмалин макроскопически черный. Размеры зерен от 0,1—0,3 мм до 0,8—1,2 мм. Отдельные иголки достигают 7—8 мм. Обычно развиты грани гексагональной призмы 2-го рода ($11\bar{2}0$). Нередко наблюдаются конечные асимметричные грани тригональных пирамид. Отчетливо проявлена базальная отдельность; чем длиннее кристалл, тем отчетливее отдельность.

Цвет различный в разных кристаллах с резким плеохроизмом и абсорбцией $No > Ne$.

No — синий, зеленый, буровато-зеленый, темносиний до непрозрачного.

Ne — желтоватый, почти бесцветный, фиолетово-серый, розовато-серый, розовый, коричневый. Изредка встречаются разноцветные кристаллы: синие с буровато-зелеными концами (по No).

$No = 1,660$, $Ne = 1,632$, $No - Ne = 0,028$.

Характер изменения туфобрекчий и туфоконгломератов, состоящих из обломков порфиритов и туфового цемента, складывается из особенностей изменения порфиритов и туфов. Следует отметить две особенности:

а) Порфирит обломка и туф цемента, даже захваченные одним шлифом, изменены различно. При одинаковом составе продуктов изменения в порфирите их значительно больше, размеры зерен крупнее, обычны срастания трех-четырех и более кристаллов. Контактующий с подобным порфиритом туф может почти совершенно не содержать роговой обманки и хлорита. Только сфен развивается в виде губчатых зерен в основной массе и выполняет мельчайшие трещинки в обломочном кварце. Благодаря буроватым пятнам в туфе, имеющим тенденцию аккумулироваться около осколков плагиоклаза, грязновато-бурый туф легко отличается от обломков порфирита, сероватых от рассеянного магнетита.

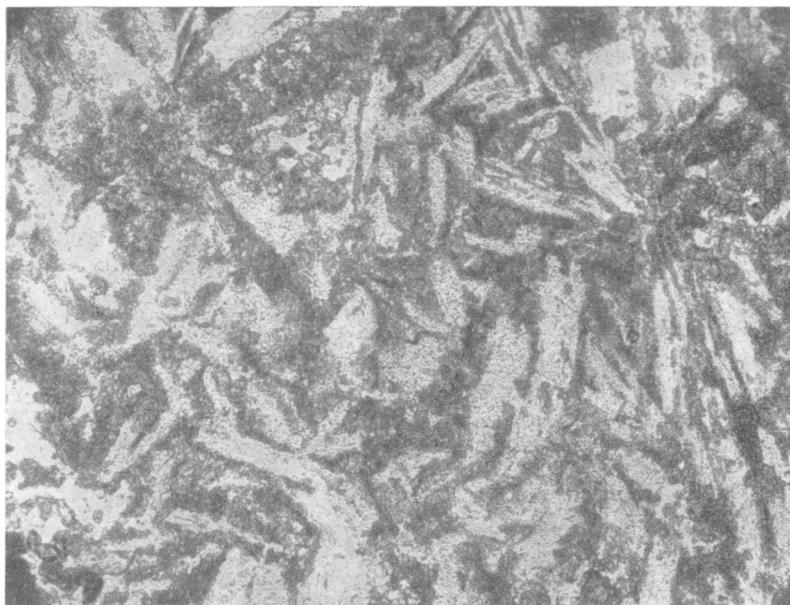
б) Всякие плоскости раздела — контакты обломков порфирита с туфом, а также поверхности осколков в туфе или грани кристаллов в порфирите служат местом скопления магнетита, сфена, роговой обманки или турмалина.

Контактная мраморизация известняков

Непосредственный контакт интрузии с известняками не доступен наблюдению по крайней мере на расстоянии 8—10 м, поэтому характеристика мраморов этой зоны непосредственного контакта не может быть здесь дана. Переходной зоне контактного метаморфизма отвечают круп-

нокристаллические мраморы со спорадически встречающимися в них волластонитом и тремолитом.

Слабая степень метаморфизма, соответствующая зоне пятнистых туфов, лучше всего прослеживается на известняках, в которых увеличивается размер зерен (фиг. 2), темносерый, почти черный цвет неизменных разностей сменяется белым, фауна кораллов раскристаллизовывается и очертания ее стираются. В 1900 м от интрузии на горе Кырва-Кар выходят совершенно неизменные темносерые с фауной известняки. Реликты



Фиг. 2. Пироксеновый апопорфирит. Лейсты плагиоклаза погружены в мелкозернистый агрегат пироксена. $\times 46$. Без анализатора.

известняков на северо-западном участке на расстоянии 1500 м от контакта заметно метаморфизованы, осветлены. На юго-восточном участке в 1400 м от контакта выходят белые, но очень мелкозернистые известняки, содержащие «тени» фауны. Таким образом, границы действительного прогресса вмещающих пород интрузий составляют около 1,5 км.

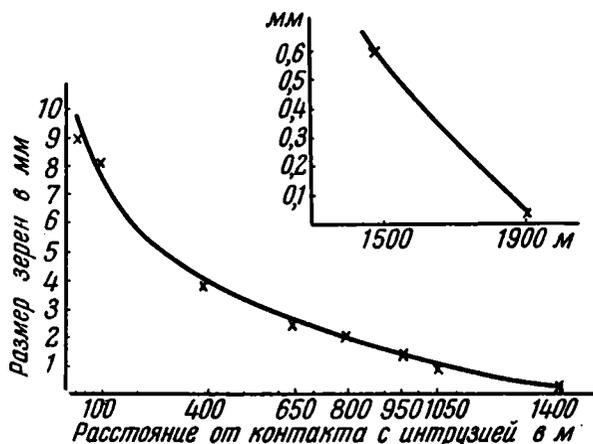
**КОНТАКТНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ
КОНТАКТНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ АПОТУФЫ И АПОПОРФИРИТЫ — ПОРОДЫ,
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ МЕЖДУ РОГОВИКАМИ И СКАРНАМИ
О ВЫДЕЛЕНИИ АПОПОРОД В ДАШКЕСАНЕ И О ТЕРМИНЕ
«АПОПОРОДЫ»**

В предыдущих работах рассматривались совместно контактные роговики и «роговики», подстилающие и перекрывающие скарново-магнетитовую залежь, как это показано, например, Г. А. Крутовым (1937) на его схеме строения северо-восточного участка.

Подобное положение роговиков казалось весьма странным и непонятным. Возникло сомнение в том, действительно ли с удалением от скарнов вверх и вниз наблюдается переход от более интенсивно метаморфизованных пород к породам, измененным в меньшей степени, и к неизменным

туфам и порфирикам, не является ли вся толща одинаково метаморфизованной, а прилегающие к скарнам части лишь более подробно изученными и т. д. С другой стороны, напрашивалось фантастическое представление о гранат-магнетитовом скарне как расплаве, способном ороговиковывать вмещающие породы.

Действительно, макроскопический облик этих околоскарновых «роговиков» более типичный роговиковидный (раковистый излом, твердость), чем самих контактных роговиков. Мелкозернистость большинства разновидностей делает их неблагоприятным объектом для микроскопического изучения. Все же удалось вполне отчетливо разделить эти породы. Уже макроскопически они легко отличаются от контактных роговиков: в них нет распыленного магнетита, что обуславливает их светлую окраску,



Фиг. 3. Зависимость между размерами зерен в мраморах и мраморизованных известняках и расстоянием от контакта с интрузией. Внизу — для южных участков, вверху — для конца северо-западного участка (восточнее горы Кырва-Кар).

в отличие от черных контактных роговиков. В них не только сохраняется структура исходного туфа или порфирита, но весь характер изменения обусловлен этими структурами. В типичном случае обломки порфиритов и кристаллов плагиоклаза исходных туфов целиком погружены в равномернoзернистый агрегат пироксена (см. фиг. 2) или роговой обманки или дашкесанита, корродирующих обломки. В порфиритах промежутки между вкрапленниками и микролитами плагиоклаза выполняются одним из тех же минералов. В трех минералогических типах структура совершенно аналогична. Пироксен, встречающийся здесь, уже не диопсид, как в роговиках, а салит. Породы занимают определенное геологическое положение, подстилая и перекрывая скарновую залежь, а также переслаиваясь со скарнами. Все это заставляет выделить их в особые породы, названные нами (см. ниже) контактно-метасоматическими апотуфами и апопорфиритами (т. е. породами, образовавшимися за счет туфов и порфиритов с сохранением их структуры). При этом мы вкладываем в название «апотуфы» и «апопорфириты» и генетический смысл. Это не роговики, т. е. породы гранобластовой, ситовидной, бластопсамитовой и других структур, перекристаллизованные в твердом состоянии благодаря главным образом температурному воздействию интрузии, чаще без существенного привноса. Апопороды несут следы метасоматического воздействия, большей интенсивности процесса; замещение промежутков между обломками

и кристаллами обычно мономинерально; породы приурочены к тектоническим направлениям. Но это также не «скарнированные туфы» (или «светлые скарны»), так как при скарнообразовании интенсивность процесса еще больше, реликтов минералов и структуры обычно не сохраняется, становятся подвижными большее число компонентов, появляются (в Дашкесане) гранат, эпидот, отсутствующие в апотуфах.

Апотуфы и апопорфириты — образования, промежуточные между скарнами и роговиками. Изменение интенсивности метасоматоза в контактном процессе приводит к качественно отличной от тех и других породе. Термин «апотуф» был предложен А. Н. Заварицким (1927) для контактно-метаморфизованных туфов горы Магнитной. Аналогичные в структурном или только генетическом отношении породы наблюдаются и в других скарновых месторождениях. Так, в Турьинских рудниках Д. С. Коржинский (1948) отличает от роговиков метаморфизованные туфы и порфириты, отвечающие пироксен-эпидотовой ступени равновесия, «первичная природа которых хорошо узнается в силу сохранения их структуры». Магнетит при этом исчезает, грануляция не характерна, с чем совпадают и особенности апотуфов Дашкесана. В скарновых месторождениях района Ориерви (в том числе скарново-магнетитовых), известных нам по старой работе П. Суцинского (1912), описываются содержащие руду леггиты (контактно-метаморфизованные туфы кварцевого порфира), переслаивающиеся в некоторых местах с роговообманковыми породами («диоритоподобными», «малхитами», «метабазитами») — продуктами перекристаллизации основных пород. Судя по микрофото этой породы, она весьма сходна с апопорфиритами Дашкесана.

Подобный же процесс описан Тилли (Tilley, 1951) в связи с зональными контактными скарнами острова Скай: дайки «амфиболизируются обычно без изменения их долеритовой структуры». Эти амфиболизированные долериты переходят постепенно в «долеритовый скарн» (также с унаследованной структурой) и далее в сплошной гроссуляр — пироксеновый скарн.

Генетически (но не структурно) сходные породы встречаются и в случае отсутствия туфов и порфиритов. На Тырны-Аузском месторождении А. В. Пэком (1946) описаны пироксеновые роговики за счет песчаников и сланцев. Присутствие в них железистого пироксена (контактные роговики не бывают геденбергитовыми, а только диоксидовыми), расположение на значительном удалении от непосредственного контакта, случаи их образования около кварцевых и кварцево-молибденовых жил, переход через «роговиковые скарны» (с гранатом) в скарны, весьма похожие на «известняковые», — все это свидетельствует о более существенной роли метасоматических явлений, чем при нормальном роговиковании, и о том, что только меньшая интенсивность процесса обуславливает их отличие от скарнов.

Взаимоотношения со скарнами и зональность «апопород»

Пироксеновые апотуфы и апопорфириты встречаются на всех четырех участках Дашкесанского месторождения, роговообманковые же и дашкесанитовые — только на северо-восточном участке. На южных участках мощность их составляет 3—5 м. Они залегают здесь в кровле гранат-магнетитового скарна и переслаиваются с гранатовым скарном. На северных участках пироксеновые апотуфы перекрывают или подстилают гранат-магнетитовый скарн и переслаиваются с ним. Общая мощность апотуфов на северо-западном участке в разрезе по горе Канац-Кар не превышает 40 м.

Взаимоотношения апотуфов со скарнами характеризуются тем, что апотуфы могут встречаться выше и ниже скарновой залежи без скарновых минералов, будучи отделены даже от брекчиевидных скарнов прослоями непироксенизированных туфов, причем образуют два-три прослоя. С другой стороны, реликты в брекчиевидных скарнах часто не являются апотуфами, а только контактно измененными породами. Брекчиевидные скарны наложены на залегающие послойно пироксенизированные туфы. Таким образом, апотуфы не образуют метасоматическую зону около скарнов, а предшествуют образованию скарнов. Следует подчеркнуть, что в то время как скарны образуются по сети трещин, которые, разрастаясь, образуют сплошные скарны, апотуфы располагаются слоями без видимых следов трещин.

На северо-восточном участке наблюдается зональность в распределении апопород (развитых здесь наиболее полно). Ближе к интрузии располагаются пироксеновые апопороды, которые выклиниваются в плане и в разрезе, сменяясь роговообманковыми апопородами. В крайней части северо-восточного участка выходят дашкесанитовые апопороды. Заметим, что зоны апопород перекрывают зоны нормального контактного метаморфизма: пироксеновые апотуфы проникают в зону пятнистых туфов, а роговообманковые и дашкесанитовые располагаются среди почти неизменных пород.

Пироксеновые апотуфы и апопорфириты — наиболее близкие к массиву

Макроскопически очень сходны пироксеновые апопороды, образовавшиеся за счет туфов и за счет порфиритов. Обе разновидности однородные, «фельзитовидные», белого, голубого, серовато-зеленоватого цвета, с характерным раковистым изломом, очень твердые. Иногда по крупным реликтовым вкрапленникам плагиоклаза можно отличить апопорфирит. Под микроскопом апотуфы и апопорфириты повторяют разновидности структур исходных пород. В типичных случаях апогиполипитовой, апошлотакситовой и апокластических структур совершенно отчетливо видно образование пироксена путем замещения основной или цементирующей массы.

Количество пироксена в апотуфах зависит от относительного количества обломков и цемента. При цементе соприкосновения пироксен образует узкие агрегаты зерен, цепочки и лапчатые зерна, заполняющие промежутки между обломками. При базальном цементе в разнотернистые агрегаты пироксена погружены немногочисленные обломки плагиоклаза и основной массы порфиритов. Кроме первичной структуры, количество и форма развития пироксена зависят от степени замещения. При уменьшении степени замещения мы переходим от сплошного неравномерно-зернистого пироксенового «цемента» обломков к разрозненным агрегатам и отдельным зернам. В других случаях уменьшается не количество зерен, а размеры зерен. При этом образуется сплошной губчатый агрегат очень мелкозернистого пироксена с небольшим количеством реликтов неправильной формы. Обломки и кристаллы плагиоклазов «корродируются» пироксеном. Иногда замещение проникает и в них, образуя изрепеченные плагиоклазы, но отличающиеся от плагиоклазов с включениями пироксена в гибридных породах и от ситовидных плагиоклазов роговиков — проникновение пироксена происходит в виде жилок, получается пироксеновая сетка, наложенная на вкрапленники плагиоклаза.

Пироксен имеет размеры зерен от 0,7—0,8 мм до 0,01 мм и менее. Он никогда не образует граней; бесцветен; $cNg = 41-43^\circ$; $2V = +60^\circ$; $Ng-Np = 0,026-0,024$; $Ng = 1,708-1,718$. Это позволяет определить

его как салит с колебаниями состава от 20 до 40% геденбергитовой молекулы.

Для пироксеновых апотуфов и апопорфиритов, более удаленных от контакта, характерны гнезда, сложенные в одних случаях несколько волокнистым апатитом, вокруг которого располагаются зерна сфена, а пироксен замещается дашкесанитом, в других случаях — крупными (до 0,7 мм) зернами сфена, идиоморфными или дорастающими гранями только на клиновидных концах, с магнетитом, эпидотом, кварцем, дашкесанитом, апатитом. Сфен образует иногда сростания трех-четырех шестоватых зерен (с кварцем). Нередко магнетит находится в сростании со сфеном. (Рассеянного магнетита, как в контактных роговиках, нет).

Апопороды, удаленные от массива

Роговообманковые апотуфы, апопорфириты и апотуфоконгломераты. Макроскопический облик их весьма характерен, особенно облик псефитовых апотуфов и апотуфоконгломератов, в которых крупные (до 0,5—2 см) обломки порфирита интенсивного розового цвета с белыми или розоватыми вкрапленниками плагиоклаза погружены в сплошной агрегат более или менее волокнистой зеленой роговой обманки. В мелкообломочных апотуфах эти отношения сохраняются до тех пор, пока различимы обломки. Алевритопелитовые апотуфы (слабо замещаемые роговой обманкой) представляют собой розовые плотные породы; с ними полосами переслаиваются серовато-зеленые псаммитовые апотуфы. В апопорфиритах нет той резкой границы между роговообманковой и порфиритовой частями, какая наблюдается в апотуфоконгломератах. Серовато-розовые и серовато-зеленые участки распределены расплывчатыми пятнами. Часто отчетливо видны спайные плоскости вкрапленников плагиоклаза. Цвет роговой обманки — от зеленого в выветрелых разностях до темнозеленого.

Структура аналогична структуре соответствующих разностей пироксеновых апотуфов и апопорфиритов. Также сохраняются черты исходных пород, и их основная или цементирующая масса или полностью замещается, или по ней развиваются отдельные зерна роговой обманки. Встречаются, кроме того, роговообманковые апотуфоконгломераты. Агрегаты роговой обманки, развивающейся в их цементе, достигают мощности 2—3 см.

Амфибол апотуфов и апопорфиритов обычно отличается следующими свойствами. Плеохроирует от зеленого по Ng, желто-зеленого по Nm до светлозеленого по Np. Окраска чаще всего очень слабая, иногда зеленоватый оттенок заметен лишь по Ng; $cNg = 16^\circ$, $2V =$ от 86 до 88° ; $Ng - Np = 0,016$. Слабо волокнист. Низкое двупреломление не позволяет отнести минерал к активолиту. Определяем его как «уралитоподобная роговая обманка» (аналогично роговой обманке контактно измененных порфиритов Туры).

В плеохроизме роговой обманки иногда появляется синеватый или голубой оттенок, волокнистость при этом увеличивается. Кроме того, встречаются неволокнистые амфиболы, развивающиеся в виде неправильных лапчатых зерен. Неволокнистые амфиболы бывают бесцветными ($cNg = 14^\circ$, $Ng - Np = 0,022$; $2V = -82^\circ$) и отчетливо зелеными по Ng, желтовато-зелеными по Nm и бледнозелеными по Np ($cNg = 14^\circ$, $Ng - Np = 0,028$, $2V = -76^\circ$). В значительном количестве присутствует сфен.

Дашкесанитовые апотуфы и апопорфириты. Однородные, от светлозеленого до темнозеленого цвета породалы. Структуры их аналогичны соответствующим структурам пироксеновых и рого-

вообманковых апопород. Дашкесанит апотуфов сходен с дашкесанитом скарнов. В некоторых разностях наблюдается значительное количество пироксена в виде реликтов в дашкесаните. Лейстовидный в апопорфиритах плагиоклаз корродируется сильнее. Количество сфена здесь наибольшее из всех апопород. В отличие от скарновых аналогов других апопород — актинолитовых и гранат-пироксеновых скарнов, дашкесанитовые скарны теснее связаны с апотуфами и апопорфиритами, образуют постепенные переходы к ним и переслаиваются с ними.

«Лейстовидные» породы. Эти породы переслаиваются с роговообманковыми апопородами. Макроскопически можно различать две разности: 1) чистого белого или розовато-белого цвета, матовые, фарфоровидные, с округлыми и неправильными сероватыми пятнами и жилками, и 2) светлокоричневые с теми же пятнами и жилками, но голубоватыми. Излом — плоскораковистый. Под микроскопом в бурой или буроватой, почти не дупреломляющей массе наблюдаются участки мелкозернистых агрегатов плагиоклаза, кварца, серицита, в небольших количествах — каолина.

Скарны

Автоскарны¹

Вдоль контакта интрузии на северо-западном и северо-восточном участках нами обнаружены выходы автоскарнов. Подвергшийся скарнированию контакт — интрузивный, не тектонический. Форма его, несмотря на замаскированность наложенными скарновыми процессами, прослеживается достаточно отчетливо по реликтам интрузивных и вмещающих пород. Форма контакта определяет и распространение автоскарнов под нависающим выступом кровли интрузии. Протяженность автоскарнов по горизонтали составляет: вдоль контакта около 300 м, вкrest простиранья контакта — 60—100 м. Распространение их по вертикали (20—50 м) ограничено участком, примыкающим к аллоскарнам. Подобно тому, как аллоскарны слагают пологопадающее пластообразное тело, так автоскарны образуют полосу на продолжении аллоскарновой зоны. Подчиненность строения многих типов автоскарнов трещиноватости, аналогичной трещинам, по которым развиваются брекчиевидные скарны, указывает на общую тектоническую подготовку, общность ее направления. Это подтверждается наблюдаемыми переходами скарновых жил из интрузивных во вмещающие породы. Несмотря на сравнительно небольшое распространение (до 7—10% всех скарнов), автоскарны дают значительное разнообразие типов, среди которых имеются весьма оригинальные породы.

Выделяются следующие типы автоскарнов: 1) автоскарны в гибридизированных основных породах: а) гранатовый, б) пироксеновый, в) гранат-пироксен-плагиоклазовый («кедабекит»), г) анортит-гранатовый «очковый» и д) виолаитовое скарнированное габбро; 2) альбититы и ленточные псевдоморфические скарны в них.

Автоскарны в гибридизированных основных породах. Мономинеральный гранатовый (гроссуляр-андрадит с 50—70% андратитовой молекулы) автоскарн представляет собой макроскопически темнокоричневую с раковистым изломом породу, полупрозрачную в тонких осколках, со смолистым блеском, ощутимым боль-

¹ После закрепления Д. С. Коржинским терминов эндо- и экзоскарны за скарнами, образовавшимися соответственно за счет силикатной породы и за счет известняков, во избежание путаницы принимаем термин автоскарны — для скарнов по активной интрузивной породе и аллоскарны — по вмещающим породам независимо от их состава.

шим удельным весом, очень твердую. В одном случае встречен гранатовый автоскарн зеленовато-желтого цвета, причем гранат оказался гроссуляр-андрадитом с 60% андрадитовой молекулы ($N_g = 1,845$). Текстура массивная, без разнотельных участков, как в аллоскарнах, и вообще без видимого зернистого сложения. Под микроскопом это сплошной «сливной» гранат, по удачному выражению Л. Ячевского, — «как бы стекловатая масса граната». Морфологически разнообразен. Участки скарна изометричные (диаметром до 3—4 м) или жилкообразные (протяжением до 6—7 м, мощностью до 1—1,5 м), с резкими контактами, без видимых путей подвода скарнирующих растворов, встречаются ниже основной массы автоскарнов. По мере приближения к контакту наблюдаются жилы, развивающиеся по сети неправильных трещин меньшей мощности, с более сложной формой. Контакты также резкие. Встречаются жилы с одним резким контактом (лежащий бок), другим постепенным (висячий бок). Иногда различаются жилкообразные массы сплошного граната, по обе стороны их — гранатизированные породы, четко контактирующие с неизменной интрузивной породой. Наконец, еще ближе к контакту интрузии наблюдается густая сеть мелких жилок мощностью в 2—3 см, среди которой встречаются лишь реликты основных пород. Эта сеть жилок аналогична подобной же сети во вмещающих породах, она наложена на контакт интрузии с вмещающими породами.

Пироксеновый автоскарн. Встречается реже гранатового. Образует неправильные участки в 2—3 м однородной породы темно-зеленого цвета. В шлифе — мономинеральная диопсидовая ($cNg = 40^\circ$; $2V = +60^\circ$; $N_g - N_p = 0,028$) порода, паналлотриоморфной структуры. Изредка встречаются реликты плагиоклаза, измененного в битовнит, с утраченной зональностью.

Гранат-пироксен-плагиоклазовый автоскарн («кедабекит» Е. С. Федорова). Эта порода распространена аналогично первым двум типам, но наблюдается чаще, чем они, образуя, кроме того, не обособленные участки, а участки с переходами к более или менее скарнированным породам. Минералы, слагающие скарни, распределены агрегатами — такситовая микротекстура. Гранат в этом типе зернистый, размеры зерен 0,1—0,2 мм, пироксен-диопсид, плагиоклаз — битовнит. Порода совершенно аналогична глубинным «кедабекитам» Е. С. Федорова, состоящим также из битовнита (до анортита), гроссуляр-андрадитового граната и пироксена-диопсида или виолаита и являющимся также автоскарнами.

Анортит-гранатовый «очковый» автоскарн. Эти породы развиваются вдоль контакта гибридных пород с кровлей вмещающих ороговикованных порфиритов и туфов, главным образом за счет интрузивных пород (реликты их наблюдаются в скарне), но, очевидно, и за счет вмещающих пород. Макроскопически представляет собой темно-коричневую породу, состоящую из мелкозернистого до тонкозернистого граната (реже сливного граната), нередко со значительным количеством чешуйчатого гематита, в которой более или менее равномерно распределены белые пятна, сложенные анортитом (часто разрушенным выветриванием). Кроме плагиоклаза (анортит № 97—98), в пятнах в виде единичных зерен и скоплений зерен в анортите обнаружена **шпинель**.

Виолаитовое скарнированное габбро. Порода состоит из плагиоклаза, виолаита (см. ниже), эпидота, сфена, апатита, магнетита. Резким отличием от предыдущих автоскарнов с плагиоклазом является то, что в этом случае плагиоклаз (реликтовый) не несет следов изменения. Это — типичный плагиоклаз гибридизированных габбро.

Зерна виолаита ксеноморфны, размеры их колеблются от 0,2 до 1,2 мм, в среднем составляя 0,3—0,5 мм. Образуют скопления по 5—10 и более

зерен. Содержание виолаита колеблется в значительных пределах: от 30 до 60—70%. Присутствие реликтового плагиоклаза первоначально заставило считать породу особой гибридной разновидностью, однако характер развития виолаита, аналогичный развитию диопсида в диопсидизированных породах, свидетельствует скорее о метасоматическом способе образования. Сфен — идиоморфный, чем отличается от ксеноморфного позднематематического сфена интрузивных пород. В одном зерне сфена наблюдалось включение виолаита. Апатит встречается в виде скоплений по три-четыре зерна. Кварц и калиевый полевой шпат отсутствуют. С появлением кварца и ортоклаза пироксен теряет зеленую окраску и приближается (по оптическим свойствам) к диопсиду.

Альбититы и ленточные псевдоморфические скарны в них. Обе эти породы тесно связаны друг с другом. Ленточные скарны не встречаются без сопровождающих их альбититов. Альбититы не встречаются вне скарновых пород.

Альбититы — макроскопически розового до мясо-красного цвета. Часто в них наблюдаются желтовато-зеленые пятна сплошного мелкозернистого эпидота, при размере пятен от 0,5 до 5—10 см. Встречаются изредка участки сплошного кварца, неправильной формы, размером в 2—3 см. Порода состоит из альбита, кварца, эпидота, кальцита, хлорита, сфена. Структура — порфириовидная (возможно, точнее было бы ее назвать бластопорфириовидной, поскольку, очевидно, она унаследована от эндоконтактных порфириовидных интрузивных пород). Крупные ксеноморфные кристаллы альбита (2—3,5 мм) погружены в основную массу, представляющую собой паналотриоморфный агрегат зерен альбита и кварца, размерами в пять-семь раз меньше выделений альбита. Содержание кварца составляет от 30 до 60% основной массы, но встречаются и разновидности без кварца. Эпидот и кальцит, прорастающие альбит, присутствуют в главной массе породы в небольшом количестве и не всегда. В единичных зернах встречается эпидот-ортит.

Ленточный псевдоморфический скарн — чрезвычайно своеобразная порода, залегающая в виде узких (10—15 см) полос или жил в альбититах, образуя резкий и ровный, как проведенный по линейке, контакт с ними. В обнажениях прослеживается на протяжении до 30 м. Наблюдаются две системы параллельных полос. Макроскопически скарн представляет собой плотную роговиковидную породу серого цвета, со смолистым блеском и раковистым изломом. В центре жилы почти всегда на всем протяжении ее проходит открытая трещинка (0,2—0,5 см) с выступающими по ней ромбододекаэдрическими гранями граната. Ленточный скарн состоит из бурого пигментированного граната, бурого карбоната, светлокоричневого (в шлифе) до желтого граната. Бурый гранат, коричневый до непрозрачного, часто образует псевдоморфозы по зональному плагиоклазу, так что сохраняется форма кристаллов плагиоклаза, а следы зональности (зоны концентрически повторяют грани плагиоклаза) при замещении видны благодаря различной интенсивности окраски зон. Часто в этих псевдоморфозах по плагиоклазу участвует бурый карбонат, слагающий отдельные зоны или развивающийся пятнами. Пигментированные гранат и кальцит слагают внешнюю часть жил. Эта часть породы имеет порфириовидную структуру: крупные псевдоморфозы по зональному плагиоклазу погружены в основную паналотриоморфную массу, состоящую из зерен того же пигментированного граната и кварца. Таким образом, структура совершенно аналогична структуре альбитита, что заставляет предполагать или образование скарна за счет альбитита — с сохранением унаследованной альбититом структуры, или образование за счет той же порфириовидной породы, по которой развивался и альбитит. Альбит не имеет граней и не зонален, пигментированный гранат явно замещал плагиоклаз

с правильными гранями и зонален. На основании этого приходится склониться ко второму предположению. Далее к центру жилы порода переходит в сливной светлокоричневый гранат с кварцем в виде мелких редких и неправильно расположенных окон в сплошном гранате.

Метасоматические жилы, одной из зон которых являются альбититы, в гранодиоритах имеют зональное строение: центральная часть их выполнена гранатом, кальцитом, эпидотом, актинолитом, гематитом; следующая зона сложена сплошной мелкозернистой эпидотовой или кварц-эпидотовой породой и, наконец, внешняя зона представляет собой альбитит. Границы между зонами резкие.

Центральные части жил изменяют свой состав по простиранию: на протяжении 15—25 см они сложены то «сухим» гранатом — особенно в местах пережимов и выклинивания, затем эпидотом, кальцитом, гематитом с гранатом — в раздувах жилок, и далее — актинолитом. Сплошной гранат изотропен, ограниченные кристаллы, анизотропны и часто зональны.

В и о л а и т. Виолаит, как особая разновидность пироксена, был выделен Е. С. Федоровым на Кедабекском месторождении (1901). Своеобразие виолаита заключается в том, что этот интенсивно окрашенный плеохроирующий пироксен по оптическим свойствам и химическому составу отличается от федоровита и эгирин-авгита (а также от геденбергита). Содержание эгириновой молекулы в нем ничтожно, меньше, чем у авгита. Стех пор виолаит не отмечался в литературе. Однако в 1928 г. С. С. Смирнов (1928), а позднее Д. С. Коржинский (1945) описали диопсид-геденбергит-авгит и диопсид-эгирин-авгит из южного Прибайкалья, также окрашенные и плеохроичные, но содержащие незначительное количество Na_2O . Дашкесанский виолаит имеет $cNg = 49-50^\circ$, $2V = +64^\circ$, $Ng - Np = 0,029$, схема абсорбции $Ng > Nm > Np$, плеохроизм: Ng, Nm — травянозеленый, Np — зелено-оранжевый. Грани призмы и пинакоидов имеют одинаковое развитие.

В связи с виолаитом и диопсид-эгирин-авгитом возникают два вопроса: о причине окраски и о положении трехвалентного железа в пироксенах. Д. С. Коржинский предположил, что образуется молекула, аналогичная эгириновой $\text{Ca}_{0,5}\text{Fe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$. Ее присутствием он объясняет и зеленую окраску диопсид-эгирин-авгита. Однако А. И. Цветков (1951) экспериментально доказал существование одного из вариантов силиката Чермака $\text{CaFe}_2 \cdots \text{SiO}_6$, образующего серию твердых растворов с $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ и придающего пироксенам этого ряда окраску и плеохроизм в зеленых — желтых — бурых тонах. Возможно, что присутствием именно этой молекулы и объясняются особенности виолаита.

Алоскарны

Описанные ниже типы скарнов полностью присутствуют лишь на северо-восточном участке. На остальных участках нет дашкесанитового скарна, а на южных отсутствует также гематит-гранатовый скарн (но в мраморах наблюдаются отдельные пластинки гематита) и текстурная разновидность — брекчиевидные скарны.

Скарны не являются единым пластообразным телом, а представляют собой ряд плоских и длинных линз, залегающих как на контакте известняков с туфами и порфиритами (или на месте замещенных напело известняков на северных участках), так и параллельно этому контакту в туфах и порфиритах и, реже, в известняках.

На северных участках по удалении от контакта с интрузией наблюдается зональность скарнов: гематит-гранатовый скарн сменяется гранат-магнетитовым и далее (на северо-восточном участке) дашкесанит-магне-

титовым. Там же можно различить сплошные скарны и брекчиевидные, развивающиеся по сетке трещин.

Сплошные скарны. Основую массу всех скарнов составляют гранатовые скарны. Они залегают в почве и кровле магнетитовой залежи, переслаиваются с гранат-магнетитовыми скарнами, сплошной магнетитовой рудой, а также с апотуфами. На южных участках они, кроме того, встречаются среди измененных туфов и порфиритов, среди известняков (в тех и других образуют пластообразные залежи, параллельные залежи магнетита) и реже на контакте известняков и вулканогенных пород. На гранатовой основе выделяются следующие типы скарнов.

а) Собственно гранатовые. Сюда мы относим не только мономинеральные гранатовые, но и скарны с эпидотом, кварцем, кальцитом, хлоритом, распределенными неравномерно, присутствующими в массе в незначительном количестве.

Текстурные особенности тесно связаны со структурными, типичны для гранатовых скарнов вообще и выражаются в неоднородности породы — ее такситовом характере. Последний обусловлен наличием участков различной структуры и состава: мономинерального — сливного или мелкозернистого паваллотриоморфного — граната и кварц-кальцит-гранатовых участков, в которых кварц и кальцит, вместе или поодиночке, выполняют интерстиции между появляющимися в этом случае г р а н я м и граната. Встречены скарны по туфокогломератам со своеобразной реликтовой текстурой.

б) Пироксен-гранатовый и пироксеновый скарны. Темнозеленая до темнокоричневой порода массивной текстуры. Встречается только на северо-восточном участке. Пироксен (салит) замещается гранатом или непосредственно магнетитом. Мономинеральный салитовый скарн имеет небольшую мощность (до 2—3 м) и тесно связан переходами с пироксен-гранатовым.

в) Гематит-гранатовый скарн залегают на протяжении 400—500 м от контакта с интрузией, далее сменяется по простиранию гранат-магнетитовым, но не является его полным аналогом ни по соотношению граната и рудного минерала, ни по текстуре. Гематит, мелкочешуйчатый и пластинчатый, довольно равномерно распределен среди обычно преобладающего граната.

Актинолитовый скарн встречен в приконтактной части северо-восточного участка, где образуется за счет нависающей кровли интрузии. Сплошной спутанноволокнистый скарн с участками крупнокристаллического актинолита сменяется выше от контакта скарном с реликтами вмещающих пород, количество которых увеличивается с удалением от контакта до полного исчезновения актинолита. Мощность в этой части достигает 20—30 м, но быстро уменьшается до 1—2 м и до полного выклинивания. В состав скарна входят также эпидот и гранат (обычно около реликтов вмещающих пород), изредка встречаются крупные (до 1,2 см) кристаллы сфена. В приконтактной части развиты процессы хлоритизации и карбонатизации.

Эпидотиты встречаются главным образом среди дапкесанитового скарна, образуя участки различных размеров и формы или прослои в нем. Макроскопически — это массивная мелкозернистая порода зеленого или желтовато-зеленого цвета. Состоит из эпидота — мономинерального или с заметным количеством ортита или эпидот-ортита, часто с мелкозернистым пироксеном, замещаемым эпидотом, с реликтами туфов или порфиритов.

Дашкесанитовый скарн встречен в периферической половине северо-восточного участка. Залегают в кровле и почве магнетитовой залежи, переслаиваются с пироксеновыми и дашкесанитовыми апо-

туфами. Суммарная мощность достигает 20 м. По составу можно выделить следующие разновидности: а) собственно дашкесанитовый скарн — мономинеральный или с кварцем, эпидотом, апатитом; б) ортит-дашкесанитовый и в) сфен-дашкесанитовый, где сфен является существенным минералом породы (до 7—10%); г) эпидот-дашкесанитовый и д) пироксен-дашкесанитовый, в котором дашкесанит замещает эпидот и пироксен. Магнетит в скарнах замещает пироксен, гранат, эпидот, дашкесанит. В соответствии с этим выделяются следующие типы скарнов:

1) пироксен-магнетитовый, 2) гранат-магнетитовый, 3) эпидот-магнетитовый, 4) дашкесанит-магнетитовый. Из них большое место занимает лишь гранат-магнетитовый скарн.

Брекчиевидные скарны и скарновые жилы. Развитие скарнов в кровле магнетитовой залежи северо-восточного и, в меньшей мере, северо-западного участков подчинено трещиноватости, образующей зону штокверкового типа, затухающую вверх по удалении от сплошных скарнов. Переход от сплошных скарнов к брекчиевидным постепенный: в первых появляются реликты апотуфов и контактно-измененных пород, количество их увеличивается, получается сеть скарновых жил во вмещающих породах и, наконец, отдельные скарновые жилы. Строение скарновых жилок свидетельствует о том, что: 1) растворы, кроме течения по трещинам (инфильтрация), обмывая выколотые трещинами обломки, замещали их (диффузионное проникновение), и что 2) кристаллизация в центральной части жилок, подводящей растворы, совершалась иначе. Эти общие черты строения проявлялись по-разному в зависимости от состава и мощности жилок.

а) Мощность мономинеральных гранатовых жилок невелика (миллиметры или первые сантиметры), при увеличении мощности они переходят в полиминеральные. В жилках всегда видны начальные трешинки, выполненные зернистым гранатом. Макроскопически они отличаются более темным цветом (темнокоричневым, красноватым, почти черным) от светлокорицневой массы сливного граната. От них совершенно постепенно идет в обе стороны замещение породы светлым сливным гранатом («зальбандовое осветление» около жилок), причем окраска постепенно светлеет, смоляной блеск, указывающий, что сливная масса сложена гранатом, исчезает, остается полоса, кажущаяся просто осветленным туфом или порфиритом. В шлифе таким же образом зернистый гранат сердцевинки жилок сменяется сливным, тогда как краевая часть (осветленная полоса) представляет собой нераскристаллизованную, но переформированную в чрезвычайно мелкозернистый агрегат массу — «гранатовую накипь» в зальбандах жилок. Подобные осветленные полосы часто не имеют граната в середине, а состоят целиком из нераскристаллизованного агрегата измененного туфового вещества.

б) При увеличении мощности в средних частях жилок появляются эпидот и кальцит, жилы переходят в полиминеральные, гранат на стыке с кальцитом или эпидотом становится ограненным. Часто жилки, пересекаясь, образуют замкнутый контур, обладающий подобной же, но концентрической зональностью. Наличие таких полностью замещенных ксенолитов, определяющих расположение кристаллического, зернистого и сливного граната, эпидота и кальцита и течение всего процесса замещения, начиная от сетки трещин, обуславливают кажущееся иногда беспорядочным строение сплошных скарнов. Даже в сливных участках сплошных скарнов, достигающих местами значительных размеров, при внимательном рассмотрении можно видеть начальные трешинки, выполненные зернистым гранатом, местами с мелким кальцитом и эпидотом.

Аналогичным путем идет развитие магнетита в брекчиевидных скарнах — посередине гранатовых жилок, замещая гранат, но не пересекая

жилок, а именно вдоль них, следуя всем их изгибам и неровностям. На стыке с магнетитом гранат остается сливным. Магнетит образует в нем линзочки, жилки с пережимами. Подобно гранату, он крупнозернист только в середине жилок. От гранатовых реликтов в нем или стенок жилки с гранатом или от реликтов измененных туфов (окаймленных гранатом) идет сначала мелкозернистый магнетит, затем — крупнозернистый, октаэдрический, изредка шестоватый. Однако у граната обычно больше сливная часть и меньше крупнозернистая, у магнетита же они имеют примерно равное развитие.

в) У актинолита это соотношение становится обратным: главная масса его в брекчиевидных скарнах шестоватая и только небольшая кайма — мелкозернистая. Наоборот, дашкесанит образует сплошные мелкозернистые полосы однородного строения. При этом иногда дашкесанитовые брекчиевидные скарны в шлифе имеют облик дашкесанитовых или дашкесанит-пироксеновых апопород.

Место скарнов в контактном процессе

Контактные роговики образуются до застывания интрузии. Скарны образуются после застывания, по крайней мере, краевой фации интрузии (об этом свидетельствуют автоскарны, образовавшиеся по гибридным породам краевой фации массива). В скарнах наблюдаются реликты в различной степени ороговикованных пород, — скарнированию подвергалась штокверковая зона. Таким образом, скарны во времени отделены от роговиков дроблением. Однако существуют породы промежуточные между роговиками и скарнами. В Дашкесане — это различные апотуфы и апопорфириты. Известные нам аналоги в других районах перечислены выше.

Согласно Д. С. Коржинскому, интенсивность контактного процесса увеличивается с развитием трещиноватости. Так, «нормальный метаморфизм» (начальный член метасоматической колонки по интенсивности метасоматоза) совершается лишь при посредстве межпоровых растворов. Чем грубее поры, тем легче совершается просачивание растворов. Но еще легче происходит течение растворов по трещинам. Образование трещин скачком увеличивает интенсивность метасоматоза. Поэтому не обязательны постепенные переходы между породами разной интенсивности метасоматоза, увеличивающейся до образования мономинеральных пород — крайних членов метасоматической колонки. В соответствии с этими представлениями последовательность контактных процессов в Дашкесане осуществляется следующим образом.

Наименьшей интенсивности метасоматоза (в присутствии межпорового раствора) отвечают продукты «нормального контактного метаморфизма». В зависимости от температуры выделяются (по удалении от интрузии) зоны: роговиков, переходная, пятнистых туфов. При некотором понижении температуры (сравнительно с температурой непосредственного контакта); благоприятствующем отделению растворов, вдоль ослабленных контактов между породами эффузивно-вулканогенной толщи образуются зоны просачивания (но трещины отсутствуют), по которым инфильтрация растворов осуществляется легче, интенсивность метасоматоза увеличивается. В эту стадию образуются апотуфы и апопорфириты. По удалении от интрузии пироксеновые апопороды сменяются роговообманковыми и дашкесанитовыми. (Наличие в составе апопород в большинстве случаев только двух минералов — темноцветного и плагиоклаза — не обязательно означает, что инертны только два компонента. Возможно, что здесь имеют место сингулярные равновесия). Образование апопород может служить прекрасной иллюстрацией представления о межпоровом растворе. Новообразование пироксена (а также амфиболов) происходит не только за счет течения

раствора между лейстами плагиоклаза (или его обломками — в апотуфах), вдоль стыков зерен и т. д., но также по сети мельчайших микроскопических трещинок, пронизывающих всю породу, в том числе вкрапленники плагиоклаза. Образование зоны трещиноватости, подвижки вдоль контакта известняков с порфиритами и туфами и вдоль параллельных им направлений обусловили возможность еще большей интенсивности метасоматоза, вплоть до образования мономинеральных скарновых пород, располагающихся также зонально по отношению к интрузии. Подобное распределение пород в зависимости от интенсивности метасоматоза и температуры схематически показано на фиг. 4.

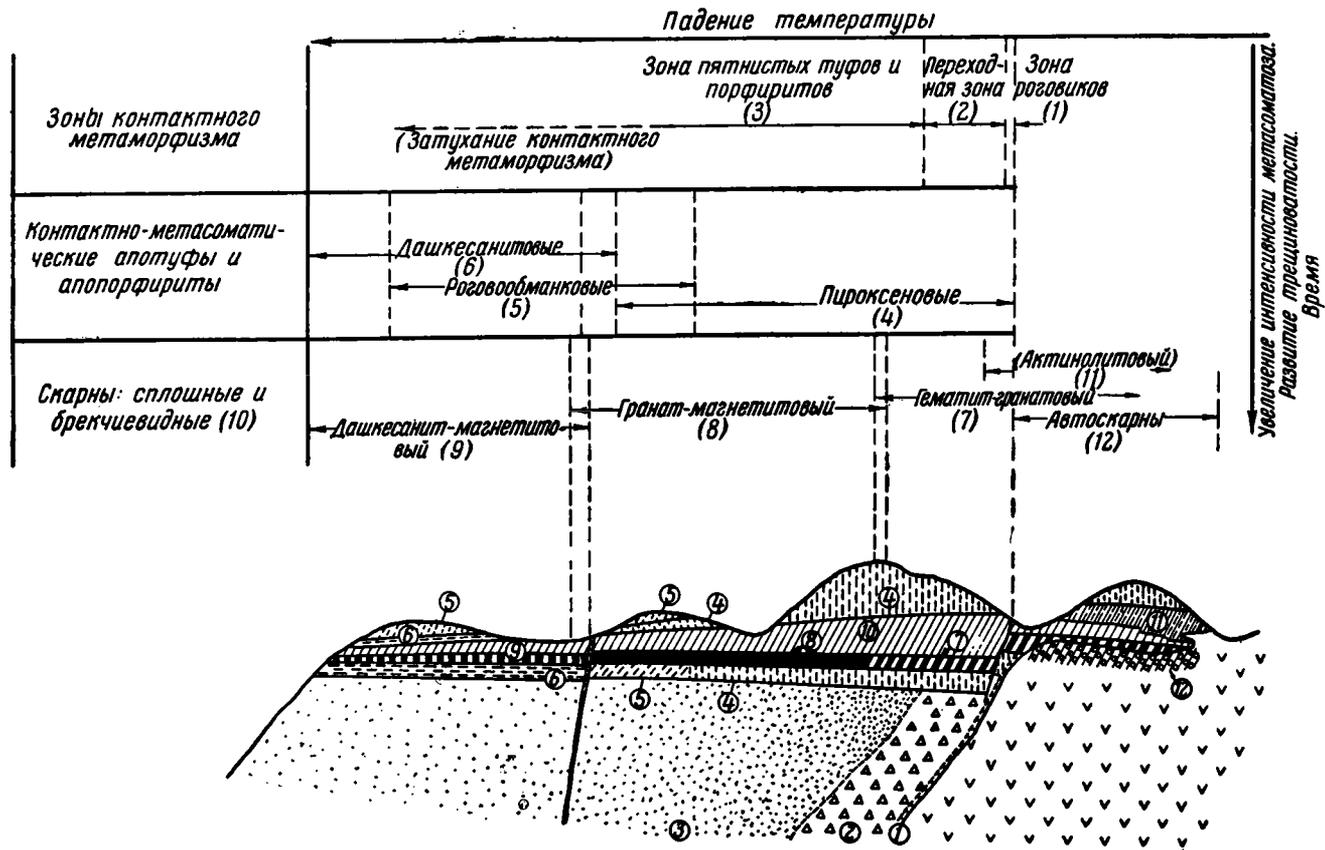
Следует подчеркнуть, что образование трещин — «штокверковой зоны» — произошло в один этап, общий для автоскарнов, гранатовых аллоскарнов и скарнов дашкесанитовых. Об этом свидетельствует тот факт, что сеть жилков, образующих брекчиевидную текстуру (не брекчиевую), не нарушается последующими движениями, что не наблюдалось ни смещения этих жилков, ни дробления их, ни пересечения жилками скарновых минералов. (Центральные части жилков, сложенные крупнозернистым гранатом, очевидно, обязаны своим возникновением лишь понижению концентрации раствора).

Реликтовые обломки в брекчиевидных скарнах замещаются с краев (так что остаются очертания обломков) сливным гранатом, переходящим далее в осветленную (в шлифе — бесструктурную неопределенную массу) породу. Процесс образования сливного граната затухает по удалении от трещин. Подобная текстура может служить примером текстуры, обусловленной сочетанием инфильтрационного метасоматоза и диффузионного.

Остановимся на связи развития трещиноватости и последовательности выделения минералов, последовательности смены парагенезисов. Расчленяется ли скарновый процесс на ступени равновесия (если он непрерывен) или на этапы минерализации?

Этап минерализации — период кристаллизации, отделенный перерывом в минералообразовании вследствие прекращения подвода растворов, закрытия трещин. Растворы следующего этапа минерализации могут качественно отличаться от предыдущего. Внутри этапа минерализации происходит эволюция раствора — кристаллизация во время охлаждения, изменение состава раствора при взаимодействии с разными породами и т. д. Смена минеральных парагенезисов при непрерывной кристаллизации прослеживается ступенями равновесия. Но дробление (интерминерализационные подвижки) может вызвать локализацию отдельных ступеней равновесия, разбить на части общую эволюцию раствора, который обособляется в приоткрывающихся в разное время трещинах. Вследствие этого создаются в общем условия для различных пересечений жилков часто одного и того же состава. Подобные пересечения сходных по составу скарновых жил на Тырны-Аузском месторождении, например, свидетельствуют, согласно А. В. Пэку (1946), о длительном постоянстве состава растворов. Он отмечает далее, что несмотря на изменение этого состава в основном качественный состав остается прежним.

В связи с длительностью течения растворов и перекрыванием по времени образования минералов, последовательность выделения минералов легко увязывается только в отдельных участках скарновой залежи, где, например, наблюдается замещение пироксена гранатом, граната — магнетитом и т. д. Подобные частные наблюдения сведены на фиг. 5. Они отвечают выделению в разных участках в одно время разных минералов и выделению одного и того же минерала в разных участках в различное время. При сведении всех этих наблюдений в сводную таблицу это выражается длительностью образования минералов. Наличие моно- или



Фиг. 4. Схема развития контактных процессов на северо-восточном участке.

порфириновые дайки не являются неблагоприятным объектом для замещения.

в) Особенностью обнаженности скарново-магнетитовой толщи является то, что в бортах ущелья можно проследить полное затухание метасоматического процесса вверх и вниз от рудной толщи, а также смену более высокотемпературных скарнов менее высокотемпературными по удалению от контакта с интрузией; таким образом, определяется направление течения растворов и их источник: от интрузии (ее центральных, позднее застывших частей). Расположение даек — в случае их более раннего внедрения — препятствовало бы течению растворов, дайки экранировали бы их или замешались; ни того, ни другого не наблюдается.

г) Образование подобия штокверковой зоны с последующим развитием брекчиевидных скарнов не захватило даек. Все это подтверждает более поздний возраст даек по сравнению со скарнами.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсанов Г. П. К вопросу связи между минералообразованием и магматическими процессами Малого Кавказа. Тр. Мин. музея, 1950, вып. 2.
- Белявкин Д. С., Еремеев В. П., Петров В. П. Новые данные по интрузиям в бассейне реки Уруха. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, вып. 4, петрогр. сер. (№ 3), 1938.
- Заварицкий А. Н. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 122, 1927.
- Коржинский Д. С. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, вып. 61, петрогр. сер. (№ 21), 1945.
- Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, вып. 68, сер. рудн. месторожд. (№ 10), 1948.
- Коржинский Д. С. Термодинамические потенциалы открытых систем и пример их применения в геохимии. Изв. Сект. физ.-хим. анализа Акад. наук СССР, 1949, 19.
- Коржинский Д. С. Инфильтрационная метасоматическая зональность и образование жил. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1951, № 6.
- Крутов Г. А. Минералогия и генезис кобальтового оруденения в Дашкесанском контактово-метасоматическом месторождении. Тр. Моск. геол.-разв. инст., 10, 1937.
- Марфуин А. С. Опыт классификации зональных плагиоклазов. В кн.: Геология и горное дело, М., 1952.
- Паффенгольц К. Н. Дашкесан и Заглик. Тр. Геол. ком., 1928, вып. 170.
- Петров В. П. Лейцитовые породы Закавказья. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1947, № 2.
- Половинкина Ю. И., Авикеева Н. Ф. и Комарова А. Е. Структуры горных пород. Т. 1—3. М.—Л., 1948.
- Пэк А. В. Основные особенности структуры и процессов минерализации месторождения Тырны-Ауз. В кн.: Природные ресурсы Кабардинской АССР, М.—Л. Изд. Акад. наук СССР, 1946.
- Смирнов С. С. Материалы к геологии и минералогии южного Прибайкалья. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 83, 1928.
- Сущинский П. П. Материалы по изучению контактов глубинных пород с известняками Тр. СПб. общ. естеств., 36, вып. 5, 1912.
- Федоров Е. С. Кедабекит и виолаит. Изв. Моск. с.-х. инст., 1901, № 1.
- Холл Дж. Е. и Робинзон С. К. О предполагаемом окислении Fe_3O_4 углекислотой. В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М., Изд. иностр. лит., 1950.
- Цветков А. И. Изоморфные замещения в группе бесщелочных пироксенов. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, вып. 138, петрогр. сер. (№ 41), 1951.
- Tilley С. E. The zoned contact skarns of the Broadford area, Skye. Min. Mag., 1951, 29, No 214.

П. П. СМОЛИН

**ДЕДОЛОМИТИЗАЦИЯ И РАЗДОЛОМИЧИВАНИЕ ПРИ
КОНТАКТНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ ДОЛОМИТОВ АЛДАНСКОГО
РАЙОНА****ВВЕДЕНИЕ**

Статья посвящена в основном некоторым вопросам нормального контактного метаморфизма доломитов, не получившим до сих пор должного освещения в нашей геологической литературе.

Собранные нами данные о контактном метаморфизме кембрийских доломитовых пород Алданского района под воздействием щелочных и щелочноземельных гипабиссальных интрузий оказались весьма интересными. Хотя разбираемый нами вопрос еще находится в стадии изучения, уже можно сделать некоторые выводы.

Как известно, при термическом метаморфизме доломитов происходит их частичная диссоциация и перекристаллизация, в результате чего образуются периклазовые мраморы. Этот процесс еще в работе Тила (Teall, 1903) получил название «дедоломитизации».

При воздействии гидротермальных растворов на такие дедоломитизированные породы может происходить выщелачивание Mg. Такой вынос магния при контактном процессе не получил еще своего названия в нашей литературе, но по своему результату он весьма близок к выщелачиванию магния из доломита грунтовыми водами в поверхностных условиях, давно изученному русскими и советскими геологами и получившему название «раздоломичивание». Нам кажется приемлемым сохранить этот термин и для выноса магния при контактном процессе.

Здесь приходится возразить против употребления В. Б. Татарским (1953) термина «дедоломитизация» для обозначения процессов поверхностного раздоломичивания и термина «дедоломит» для образующихся в результате этих процессов раздоломиченных пород, так как генетический смысл термина «дедоломитизация», уже давно употреблявшегося в литературе по контактному метаморфизму доломитов, совершенно отличен от сути термина «раздоломичивание».

**КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О КОНТАКТНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ
ДОЛОМИТОВ**

Поскольку вопросы дедоломитизации и магматогенного раздоломичивания не затронуты в нашей печати, представляется целесообразным кратко осветить уже известные данные по контактному метаморфизму доломитов.

Наиболее ранние упоминания о составе контактно измененных доломитов относятся к первой половине прошлого века, когда Леонарди дал название преацит предполагаемому минералу, обнаруженному в Преаццо в районе Монцони (Италия). Петцгольдт (Petzholdt, 1845) на основании химического анализа высказал предположение, что это минерал, состав которого отвечает формуле $2\text{CaCO}_3 \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2$. Несколько позднее Рот (Rohr, 1851) описал другой минеральный вид — $\text{CaCO}_3 \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2$, названный пенкатитом.

При более поздних исследованиях в результате микроскопического изучения этих минеральных видов выяснилось, что в действительности описанные образования являются смесью двух минералов — кальцита и брусита.

Харкер (Harker, 1904) при описании контактов кембрийских доломитов с гранитами на острове Скай указывал на образование зоны периклазосодержащих мраморов и более удаленных от непосредственного контакта бруситовых мраморов. После опубликования работы Харкера окончательно укрепилось название пенкатит за бруситовыми мраморами с молекулярным соотношением CaCO_3 и $\text{Mg}(\text{OH})_2$ 1 : 1, т. е. при содержании 63,2% кальцита и 36,8% брусита, а термин преацит — за разностями с преобладающим содержанием кальцита.

Контактные бруситовые мраморы типа преацита и пенкатита были описаны рядом авторов, хотя число известных проявлений бруситовых мраморов весьма ограничено. Они отмечены в нескольких местах в Италии, США, Канаде, Шотландии, а также в провинции Хэнань в Китае и в Корее¹. Однако до сих пор неизвестно сколько-нибудь исчерпывающих описаний бруситовых мраморов нашими геологами.

Для того, чтобы понять процесс образования бруситовых и периклазовых мраморов, необходимо обратиться к физико-химии системы $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$.

Образование бруситовых мраморов связано с термической диссоциацией доломита — с образованием периклаза и последующей гидратацией. Температура разложения карбонатов зависит от давления CO_2 , которое препятствует их диссоциации, а также и от общего давления.

Так, например, известно, что равновесие (в атмосфере CO_2) для реакции диссоциации кальцита при атмосферном давлении осуществляется при температуре около 900°C (Байков и Тумарев, 1937), но в открытой системе (при свободном удалении CO_2) опутимое разложение кальцита начинается при 400°C , а выдерживание в таких условиях при температуре 600°C , по личному сообщению А. И. Цветкова, приводит к полному разложению кальцита, что вполне согласуется с данными по упругости диссоциации кальцита (Adams a. Smith, 1923). Кроме того, известно, что примесь других минералов также вызывает декарбонатизацию при более низких температурах за счет реакции взаимодействия минералов-примесей с карбонатами. Наконец, существует указание на влияние величины зерен карбоната и скорости нагрева на температуру диссоциации (Цветков, 1949).

Распространение в природе минералов, относящихся к системе $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$, обусловлено большей основностью кальция по сравнению с магнием. Это находит выражение прежде всего в том, что разложение MgCO_3 в равновесных условиях при атмосферном давлении происходит при температуре около 500°C , а диссоциация кальцита в тех же условиях осуществляется при температуре около 900°C . В природе известь как минерал описана только в одном месте — в ксенолитах карбонатных пород, захваченных лавой Везувия (Zambonini, Quercigh, 1935). Следо-

¹ Библиография о месторождениях преацита и пенкатита приведена у Фауста (Faust, 1949) и у Ватанабе (Watanabe, 1935).

вательно, совершенно необходимым условием образования извести как минерала являются весьма высокие температуры, сочетающиеся с низким давлением и возможностью быстрого и полного удаления углекислого газа. Исключительно редки в силу тех же причин проявления природной гидратизированной извести портландита $[Ca(OH)_2]$.

Соответствующие магниевые минералы — периклаз (MgO) и брусит $[Mg(OH)_2]$ вполне закономерно встречаются в природе чаще. Тем не менее, все же известны единичные проявления бруситовых мраморов и, еще реже, периклазсодержащих мраморов. Дело в том, что в условиях повышенного общего давления и давления CO_2 , когда углекислота не может быть быстро удалена, даже при высоких температурах никакой диссоциации доломита, даже частичной с образованием периклаза и кальцита, не происходит, а образуются доломитовые мраморы. Эксперименты Григгса показали, что в условиях закрытой системы в присутствии воды и CO_2 перекристаллизация доломита происходит при невысоком общем давлении и температуре всего в $150^\circ C$. Из опытов Галла, с другой стороны, явствует, что в условиях закрытой системы и больших давлений даже при весьма высоких температурах диссоциации доломита не происходит, а доломит распадается на кальцит и магнезит.

Из всего вышеизложенного можно сделать некоторые геологические выводы. Условия диссоциации доломита должны характеризоваться достаточно высокой температурой, относительно низким общим давлением и возможностью удаления CO_2 . Такие условия создаются при высокотемпературном контактном метаморфизме в обстановке малых глубин при наличии значительной трещиноватости или пористости пород.

Влияние минералов-примесей определено должно сказаться на декарбонатизации, но это уже другая сторона вопроса, которая будет затронута несколько ниже. Во всяком случае то или иное проявление декарбонатизации может служить некоторым указанием на комплекс условий, господствовавших при метаморфизме доломитовых пород. Возможно, что при детальной разработке этого вопроса удастся найти пути более или менее объективного учета влияния различных факторов и, таким образом, получить возможность довольно полно реконструировать процессы метаморфизма.

Затронутые нами вопросы теоретически подробно рассмотрены Д. С. Коржинским (1940) в связи с режимом CO_2 в зависимости от глубины.

В связи с изучением бруситовых мраморов было высказано предположение о миграции магния. Наличие преаццита, т. е. бруситсодержащего мрамора, в котором отношение CaO к MgO выше, чем в доломите, может указывать или на метаморфизацию доломитизированных известняков, или на процесс выноса магния. В некоторых случаях (как, например, в нашем) вопрос решается довольно однозначно в пользу второго предположения.

Факты миграции магния из доломита давно установлены. Так, например, вопрос о выносе магния в гипергенных условиях поднят нашими геологами, а соответствующий процесс получил название «раздоломичивания». М. Э. Ноинский (1913) при описании карбонатных пород Самарской Луки доказал существование вторичных («раздоломичиванных») известняков и предположил их образование за счет воздействия сернокислого кальция на доломит согласно реакции:



Позднее на широкое развитие этого процесса указывали Б. П. Кротов (1925₁ и 2, 1928) и В. Б. Татарский (1948, 1949), который отмечал, что наличие выцветов эпсомита ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$) вблизи от подобных вторичных пород свидетельствует о современном проявлении раздоломичивания.

В последней статье, посвященной вопросу раздоломичивания, В. Б. Тарский (1953) ставит под сомнение ранее принятый химизм этого процесса, ничего не предлагая взамен.

Однако эффективное раздоломичивание вряд ли может протекать в гипергенных условиях каким-либо другим путем. Это в особенности можно усмотреть из сравнения растворимости карбонатов (в %)¹:

MgCO ₃	2,58	} при 18° С и P/CO ₂ = 1 атм.
CaCO ₃	0,108	
BaCO ₃	0,27	
SrCO ₃	0,12	
CaMg(CO ₃) ₂	0,06	при 25° С и P/CO ₂ = 1 атм.

Доломит гораздо менее растворим, чем другие распространенные карбонаты. Об этом свидетельствуют многочисленные наблюдения, например лизы доломитовой муки выпелащивания, описанные Н. В. Соловьевым (1941), а также ряд экспериментов.

Однако, с другой стороны, магнезит наиболее легко растворимый карбонат. Отсюда следует, что коль скоро двойная соль кальция и магния разрушится и образуются самостоятельные соединения Са и Mg, неизбежно будет происходить дальнейшее разделение их в силу гораздо большей подвижности магния.

Относительно формы, в которой переносится Mg, показательны эксперименты Ваттенберга и Тиммермана (Wattenberg, Timmermann, 1937). Из данных этих опытов известно, что магнезит сам по себе растворяется медленно, но обладая очень большой способностью к реакциям, легко переходит в другие соединения, в частности в несквегонит (MgCO₃ · 3H₂O), весьма легко и быстро растворимые. Известно, что растворимость несквегонита в присутствии различных количеств CO₂ при 25° С в 14—15 раз превышает растворимость кальцита.

Из приведенных данных со всей очевидностью вытекает вывод о принципиальном различии выноса Mg в гипергенных условиях и при контактовом метаморфизме, поскольку как раз во втором случае и наблюдается разрушение доломита и разделение MgO и СаО.

Известны эксперименты Дорнера, Холбрука и Фортнера с частично обожженным доломитом, идентичным дедоломитизированным породам. Подвергая смесь MgO и СаСО₃ воздействию воды, насыщенной СО₂, и анализируя получившиеся в результате выпелащивания этой смеси растворы, эти исследователи нашли, что в составе раствора, полученного после сорокаминутного воздействия на диссоциированный на 47,8% доломит, при 20° С содержалось 90,8% MgO. В конечном растворе содержание СаО составляло лишь 0,0008 г/л.

Подобным процессом пользуются в некоторых случаях для получения промышленных количеств MgO, что может свидетельствовать о возможности широкого развития такого рода процессов.

Изложенные сведения могут привести к выводу, что механизм образования бруситовых мраморов типа преаццита (с выносом Mg) был именно таковым. Это предположение ранее было высказано Фаустом (Faust, 1949). Такое объяснение раздоломичивания в условиях контактного метаморфизма представляется весьма вероятным, тем более что часто высказывается мнение о наличии значительных количеств углекислоты при метаморфических процессах. Д. С. Коржинский (1940) выдвинул тезис о широком распространении ювенильной углекислоты при метаморфизме. Тем более это положение верно для контактных процессов с кислыми интрузивами (известна приуроченность преаццитов именно к контактам с породами гранитного и гранодиоритового ряда). Наконец,

¹ По Хавелю (Hachnel, 1924₁ и ₂) и О. К. Янатьевой (1950).

необходимые количества углекислоты могут доставляться в процессе контактного метаморфизма диссоциацией доломита. Так принципиально может быть решен вопрос об условиях и механизме образования бруситовых мраморов типа преацита.

Вопрос о роли примесей в процессе метаморфизма карбонатных пород, в частности кремнезема, разрабатывался Боуэном (Bowen, 1940) и Тилли (Tilley, 1948, 1951).

Боуэн на основании физико-химического анализа установил, что при прогрессивном термальном метаморфизме в кремнистом доломите последовательно сменяются тринадцать парагенезисов (ступеней метаморфизма), отражающих увеличивающуюся декарбонатизацию породы. Согласно его данным, в серии прогрессивного метаморфизма кремнистых доломитов последовательно возникает десять новых минералов. Позднее Тилли, основываясь на геологических наблюдениях, дополнил количество таких минеральных новообразований до тринадцати, а количество ступеней (сменяющихся парагенезисов) — до семнадцати. Последовательность образования этих минералов такова: 1) тальк, 2) тремолит, 3) форстерит, 4) диопсид, 5) периклаз, 6) волластонит, 7) монтичеллит, 8) акерманит, 9) тиллеит, 10) спуррит, 11) ранкинит, 12) мервинит, 13) ларнит.

Боуэн и Тилли, выводя этот ряд минеральных новообразований, не дают температур для соответствующих ступеней метаморфизма; таким образом, члены этой колонки являются лишь относительными, а не абсолютными показателями температуры контактово-метаморфических процессов.

В связи с вопросом о роли в процессе контактного метаморфизма примесей к доломиту, хотелось бы высказать следующее соображение. Если кварцевый материал в доломите расположен неравномерно, локально, то вероятно локально же будут проявляться и минеральные новообразования, связанные с реакциями взаимодействия между карбонатом и кремнеземом. Эти реакции не могут существенно повлиять на диссоциацию основной массы доломита. Следовательно, если удастся установить, что первоначальная примесь кремнезема имела подчиненное и локальное распространение, то вопрос о температуре диссоциации доломита не придется рассматривать под углом зрения влияния примесей.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА АЛДАНСКИХ ДОЛОМИТОВЫХ КОНТАКТОВ

Изучаемый район расположен в 15—25 км к югу от г. Алдана и является частью Алданской петрографической провинции, входящей в состав Алданской плиты, будучи сложен тремя резко различными комплексами пород. Геологическое строение характеризуется наличием двух структурных ярусов.

Нижний ярус сложен глубоко метаморфизованными и интенсивно смятыми в складки породами архея, представленными разнообразными кристаллическими сланцами и гнейсами, которые прорваны аляскистыми гранитами. На почти горизонтальной, слабо волнистой поверхности архейского фундамента располагаются породы верхнего структурного яруса, представленные нижнекембрийской доломитовой толщей, залегающей горизонтально и вмещающей многочисленные гипабиссальные интрузии различного состава и формы. Несколько южнее изучаемого района обнажаются континентальные песчаниковые породы юрского возраста, налегающие без видимого углового несогласия на кембрийскую толщу.

Кембрийские породы почти целиком сложены доломитами и включают лишь подчиненное количество песчаных (базальные слои) и известково-песчаных пород. Мощность их в районе около 100 м, тогда как общая

сводная мощность кембрийских пород провинции составляет около 300 м.

Послеюрские гипабиссальные интрузии — комплекс пород, развитый в пределах всей Алданской провинции. Они довольно разнообразны по составу. Ю. А. Билибин выделил среди них более 50 петрографических разновидностей, подразделив их на четыре генетических возрастных группы. В основном это щелочноземельные и щелочные породы. Непосредственно в районе развиты главным образом сиениты, сиенит-порфиры, монцитониты и некоторые другие породы, слагающие целый ряд гольцов, являющихся частью большого Якокутского интрузива (4 × 7 км) или слагающих отдельные обособленные более мелкие интрузивы типа лакколитов. Гольцы Лебединый, Перевальный, Якут, Беспризорный, Геологический, Дорожный — части Якокутского массива; гольцы ВУЗ, ВТУЗ, Спирина, Пирамида, Зверева, Белая Гора, Шапка Мономаха — отдельные лакколиты, геоморфологически иногда весьма напоминающие пятигорские. Кроме того, в районе развиты пластовые интрузии керсантитов, кварцевых и биотитовых порфиров, а также дайковые породы: псевдолейцитовые, авгитовые и роговообманковые керсантиты.

Как уже упоминалось, послеюрские интрузии распространены в Алданской провинции весьма широко. Нашими полевыми работами охвачены лишь контактные ореолы группы интрузий близ с. Орочен, причем более детально изучены внешние зоны метаморфизма и в значительно меньшей степени скарны внутренней зоны метаморфического ореола и сами интрузивные породы. В дальнейшей работе предполагается контактово-метаморфические процессы в Алданском районе охватить более всесторонне и более широко территориально.

ПЕТРОГРАФИЯ КОНТАКТНЫХ ПОРОД

Результатом воздействия послеюрских интрузий на доломиты являются разнообразные контактные изменения последних. Это разнообразие, вероятно, обусловлено как некоторыми различиями подвергавшихся воздействию и воздействующих пород, так и характером контактного воздействия.

По характеру контактного воздействия прежде всего можно выделить контактные образования, связанные с интенсивным привнесением вещества и замещением (скарны), располагающиеся в непосредственной близости от контакта, и нормально-метаморфические образования внешней зоны метаморфического ореола, без сколько-нибудь существенного привноса магматогенного материала, которые в основном и являются предметом обсуждения в этой статье.

Скарны внутренней зоны метаморфизма образуются вокруг интрузивных тел типа лакколитов, сложены преимущественно силикатными и алюмосиликатными минералами и занимают пространственно подчиненное положение по отношению к нормально-контактным образованиям внешней зоны метаморфического ореола, представленной мраморами: кальцитовыми, бруситово-кальцитовыми, доломитово-кальцитовыми, доломитовыми с некоторой примесью контактных минералов.

Скарны

Мощность скарных оторочек лакколитов, как правило, невелика — 0,5—7 м. Наиболее мощные скарные пачки встречаются в тех случаях, когда скарнообразование происходило в крупных блоках пород, захваченных интрузией. Так, мощность скарнов на гольце Зверева в таком отторженце составляла около 20 м, а на ручье Беспризорном (подле

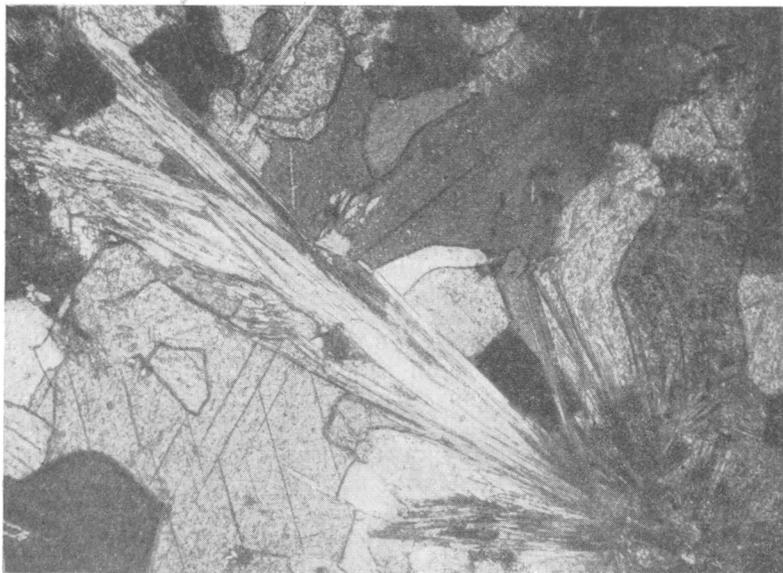
гольца Лебединого) они обнажаются на протяжении не менее 100 м по склону.

Минералогический состав скарнов разнообразен. Не вдаваясь в детали, отметим, что среди сплошных скарнов встречаются и в некоторых случаях хорошо выдерживаются по простиранию такие разности (по преобладающим минералам): магнетитовый, диопсидовый, магнетитово-диопсидовый, магнетитово-пироксеновый, оливиновый, пироксеново-роговообманковый, актинолит-тремолитовый, диопсидово-флогопитовый, флогопитово-роговообманковый, флогопитовый, гранатовый.

Как правило, мономинеральные скарны занимают лишь незначительные участки, обычно они биминеральные или состоят из большего числа минералов.

Мраморы

Размеры внешней зоны метаморфизма, примыкающей к скарнам, значительны; так, например, на гольце Зверева образование доломитово-кальцитовых мраморов и контактных магнезио-силикатных минералов происходит на расстоянии более 100 м от непосредственного контакта с интрузивом.

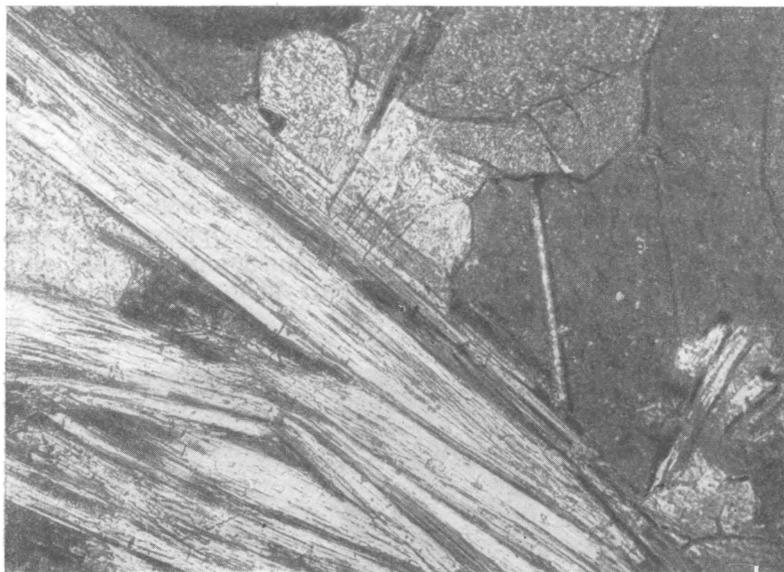


Фиг. 1. Шлиф 192. Игольчатые кристаллы тремолита в кальцитовом мраморе. $\times 46$. Ник.†.

Наиболее распространенными контактно-карбонатными породами являются доломитово-кальцитовые мраморы, среди которых в подчиненном количестве располагаются кальцитовые и бруситово-кальцитовые породы (пенкатины и предациты).

При изучении контактных мраморов под микроскопом для отличия кальцита от доломита применялась методика окрашивания открытых шлифов треххлорным железом, легко окрашивающим кальцит и не воздействующим на доломит. Были получены также кривые нагревания, весьма характерные и хорошо помогающие в диагностике минералов мраморов. Для определения минералов-примесей применялся иммерсионный

метод. Химический состав определялся спектральным анализом и химическим экспрессанализом на CaO и MgO , а для некоторых образцов были произведены полные химические анализы, данные которых хорошо увязываются с микроскопическими наблюдениями и в ряде случаев позволяют произвести полный пересчет на минералогический состав породы в весовых процентах. Наконец, для ряда образцов контактных мраморов было произведено определение удельного веса.



Фиг. 2. Деталь фиг. 1 (верхняя часть). $\times 150$. Ник. +.

Наиболее чистый кальцитовый мрамор обнаружен был в районе гольца Белая Гора, где он залегает небольшим прослоем, мощностью около 0,3 м, в толще контактных доломитово-кальцитовых мраморов.

В шлифах этой породы обнаруживается преобладающее развитие крупных зерен (1 мм — 0,1 мм) кальцита, обычно полисинтетически сдвойникованных.

Кроме кальцита, встречен лишь игольчатый минерал, определенный как тремолит-паргасит. Тремомлит образует бесцветные иголки, часто полисинтетически сдвойникованные, длиной до 2 мм, которые иногда по спайности, иногда совершенно произвольно секут зерна кальцита (фиг. 1, 2). По длинной оси минерала расположена ось Ng , угол $\text{cNg} = 19-20^\circ$, двупреломление колеблется, что вероятно зависит от соотношений паргасита и тремолита.

Химический состав мрамора (табл. 1, обр. 192) характеризуется преобладающим содержанием CaO и CO_2 с некоторой примесью окиси магния, кремнезема, глинозема и окислов железа.

Химический анализ был пересчитан на кальцит (CaCO_3), паргасит ($\text{NaCa}_2\text{Mg}_6\text{AlSi}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_4$) и тремолит ($\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$). Оставшиеся в избытке окислы Al_2O_3 и MgO были связаны в шпинель, которая для данного образца не отмечена в шлифах, но вообще обычна для алданских контактных мраморов. После такого пересчета остался избыток серы, окислов железа, кальция и магния в 0,63%.

Минералогический состав кальцитового мрамора по пересчету (в вес. %):

Кальцит	— 91,07
Паргасит	— 4,16
Тремолит	— 3,31
Шпинель	— 0,61

Итого 99,15

Избыток компонентов, не вошедший в пересчет (в вес. %):

S	— 0,06
Fe ₂ O ₃	— 0,19
CaO	— 0,20
MgO	— 0,18

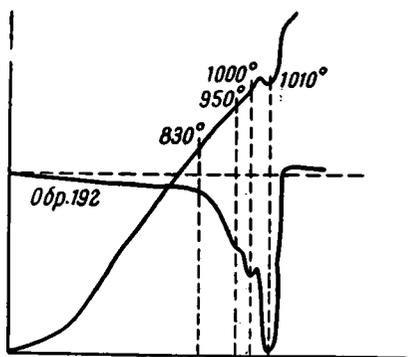
Итого 0,63

Кривая нагревания (фиг. 3) указывает на чисто кальцитовый состав карбонатной части образца.

Выделение конституционной воды тремолит-паргасита, ввиду ее незначительного количества, не отразилось на термограмме. Повышенная температура диссоциации кальцита объясняется, вероятно, значительной величиной зерен минерала и, возможно, их структурными особенностями. Излом на дифференциальной кривой нагревания около 1000°, вероятно, можно объяснить лишь диссоциацией зерен кальцита, отличных от преобладающих в образце.

Бруситово - кальцитовые мраморы обнаружены в нескольких местах (гольцы Зверева, Лебединый, Вуз). Среди них можно выделить разновидности, отвечающие почти чистому пенкатику, т. е. бруситовому мрамору с молекулярным соотношением кальцита и брусита, в котором на каждую молекулу брусита имеется молекула кальцита, и разновидности типа преаццита, в которых кальцит преобладает над бруситом. В большинстве образцов обнаруживаются контактные минералы, образовавшиеся в результате взаимодействия доломита с кремнеземом и глиноземом. Характерной особенностью ряда образцов является вторичная доломитизация.

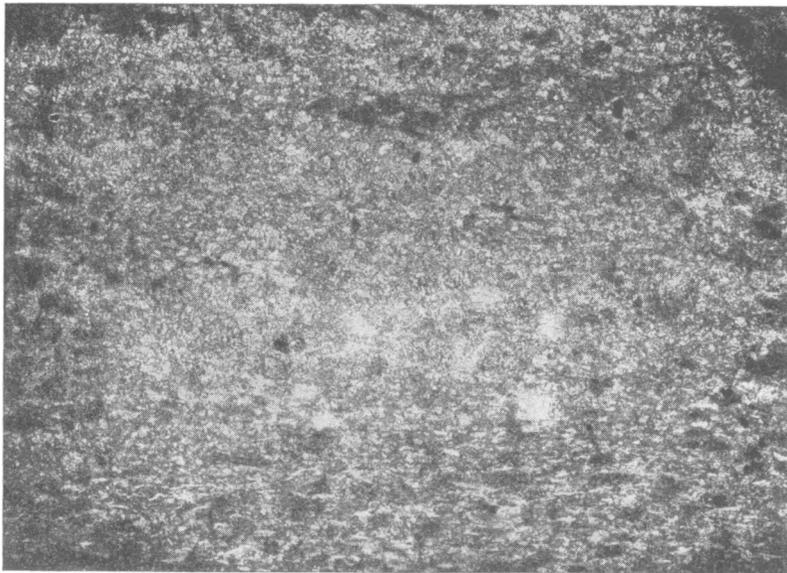
Почти чистый пенкатит обнаружен у подножья гольца Вуз. Макроскопически — это белый крепкий известковый мрамор с раковистым изломом. Под микроскопом не обнаруживается никаких минералов, кроме кальцита, брусита и незначительного количества доломита. Текстура породы полосчатая (фиг. 4) — характерно чередование полос, содержащих мелкие изометрические, иногда груквадратные и прямоугольные зерна брусита, очевидно псевдоморфозы по периклазу (размером 0,05—0,01 мм), и полос с вытянутыми зернами брусита длиной до 0,25 мм. Мощность полос с вытянутыми зернами брусита от 3 мм и меньше. Брусит в изометричных зернах представлен почти изотропными волокнистыми агрегатами. Вытянутые таблитчатые зерна брусита обнаруживают хорошую спайность, прямое угасание и отрицательное удлинение. Двупреломление в таких зернах несколько выше, чем в волокнистых агрегатах — до 0,02. Зерна кальцита размером 0,1—0,01 мм имеют расплывчатые очертания, полисинтетические двойники редки.



Фиг. 3. Кривые нагревания кальцитового мрамора (обр. 192).

Химический состав контактно-карбонатных пород Алданского района (в %)
 Анал. М. Г. Замуруева

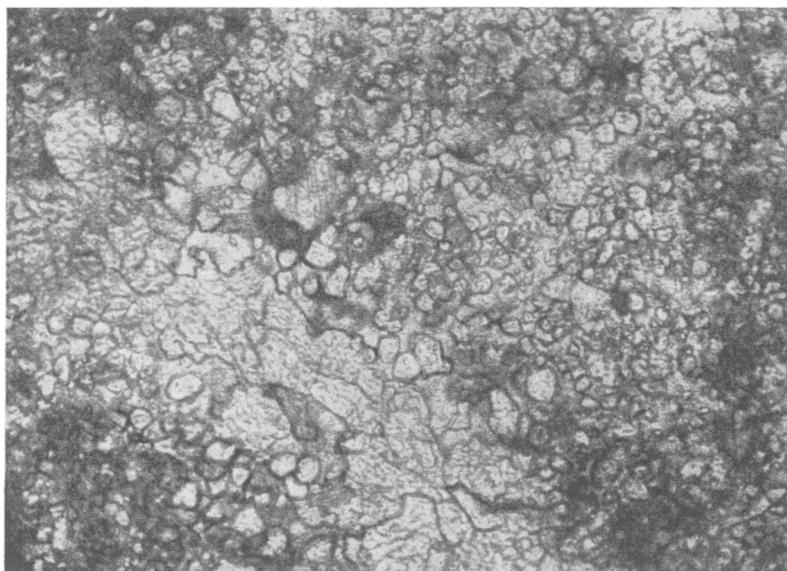
Компоненты	Доломитово-кальцитовый мрамор. Голец Зверева, обр. 137	Кальцитовый мрамор. Высота 1254, обр. 192	Доломитово-кальцитовый мрамор. Высота 1254, обр. 193	Доломитово-кальцитовый мрамор. Высота 1254, обр. 199	Доломитово-кальцитовый мрамор. Голец Шапка Мономаха, обр. 236	Пенкватит. Голец ВУЗ обр. 356
SiO ₂	6,49	3,99	0,36	10,86	16,67	0,37
TiO ₂	0,02	—	0,03	0,05	0,09	—
Al ₂ O ₃	1,45	0,69	0,17	1,34	8,24	0,51
Fe ₂ O ₃	0,40	0,19	0,15	0,20	1,84	0,26
FeO	0,07	—	—	—	не опр.	—
MnO	0,01	следы	0,01	0,03	0,03	0,03
MgO	14,77	2,15	13,97	20,07	18,67	21,10
CaO	38,20	52,25	39,08	34,07	27,78	37,02
Na ₂ O + K ₂ O	0,42	0,15	следы	1,14	2,10	0,38
H ₂ O ⁺	0,18	—	—	0,44	1,07	8,27
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	0,12	0,09
P ₂ O ₅	следы	следы	—	0,05	0,16	—
CO ₂	37,50	40,07	45,95	31,55	22,60	31,75
S	0,06	0,06	0,03	0,23	0,24	0,01
Сумма	99,57	99,55	99,75	100,03	99,61	99,79



Фиг. 4. Шлиф 356. Полосчатый пенкватит. Светлые зерна — большей частью брусит. $\times 20$. Без анализатора.

В открытых шлифах наблюдается при окрашивании примесь вторичного доломита, расположенного прожилочками в кальцитово-бруситовом

поле (фиг. 5). Вторичность доломита усматривается в его секущем расположении по отношению к бруситово-кальцитово-массе. Трудно предпо-



Фиг. 5. Шлиф 356 (открытый). Прожилочек вторичного доломита (не окрашенное) в пенкатыте. Светлые зерна в окрашенном (темном) поле кальцита — брусит и фостерит. $\times 150$. Без анализатора.

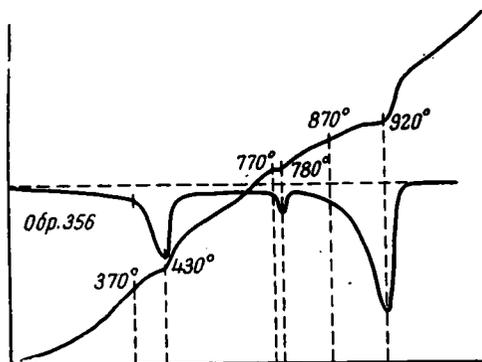
лагать, чтобы такой прожилочек доломита по каким-либо причинам не подвергся разложению при общей диссоциации всей массы доломита. Очевидно, его образование связано с позднейшей доломитизацией кальцита по трещинам обогащенными Mg растворами.

Термограмма (фиг. 6) имеет три эндотермических пика, указывающих на преобладание кальцита (920°), брусит (характерная эндотермика дегидратации при 430°) и незначительную примесь доломита (эффект при 780°).

Результаты химического анализа (см. табл. 1, обр. 356) указывают на большую чистоту породы; примесь компонентов, не связанных в карбонатах и брусите (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), составляет всего 1,62%. Спектральный анализ указывает на незначительную примесь Sr, очевидно, входящего в состав карбонатов (см. табл. 4).

Пересчет химического анализа на минералогический состав дал следующие результаты (в вес. %):

Кальцит — 59,96
 Брусит — 26,80
 Доломит — 11,28



Фиг. 6. Кривые нагревания слабодоломитизированного пенкатыта (обр. 356).

Избыток компонентов, не вошедших в пересчет (в вес. %):

MgO	— 0,10
SiO ₂	— 0,37
Al ₂ O ₃	— 0,51
Fe ₂ O ₃	— 0,26
MnO	— 0,03
K ₂ O + Na ₂ O	— 0,38
H ₂ O	— 0,09
S	— 0,01

Итого . 1,75%

При сравнении химических анализов нашего образца и пенкати́та из Кореи (Watanabe, 1935) с теоретическим составом пенкати́та можно видеть, что они весьма близки между собой (табл. 2).

Таблица 2

Сравнение химического состава алданского и корейского пенкати́тов

Компоненты	Алдан, обр. 366	Бруситовый мрамор (Корея)	Теоретический состав пенкати́та
CaO	37,02	38,01	35,40
MgO	21,10	21,56	25,46
CO ₂	31,75	30,52	27,77
H ₂ O ⁺	8,27	9,36	11,37
Прочие компоненты	1,65	0,79	—
Итого	99,79	100,24	100,00
Удельный вес	2,61	2,59	2,58
Отношение CaO : MgO	1,75	1,42	1,39

Из табл. 2 видно, что алданский пенкати́т обогащен CaO, содержит несколько больше CO₂ и, наоборот, беднее по сравнению с теоретическим пенкати́том окисью магния и водой. Такие отклонения состава объясняются, возможно, во-первых, некоторой очень незначительной недосыщенностью первоначального доломита магнием и, во-вторых, что более вероятно, незначительным выносом Mg при гидратации периклаза, что можно усмотреть в образовании прожилочков вторичного доломита, указывающих на миграцию магния.

Типичный преацит с некоторой примесью контактных магниевых силикатов и других минералов обнаружен на гольце Зверева среди доломитово-кальцитовых мраморов.

Наиболее распространенные минералы преацита — кальцит и брусит, в подчиненном количестве встречены форстерит с развивающимся по нему серпентином-антигоритом, гумит, шпинель и магнетит.

Кальцит — наиболее распространенный минерал преацита. Размеры зерен в основном колеблются в пределах 0,30—0,10 мм, более крупные зерна (до 1 мм) встречаются в кальцитовых полях, окружающих скопление форстерита. Отличается наименьшей степенью идиоморфизма по сравнению с другими минералами. Включает брусит и другие минералы. Границы между зернами кальцита довольно прямолинейные. В большинстве зерен наблюдается ромбоэдрическая спайность, часты полисинтетические двойники.

Брусит образует изометричные округлые, реже прямоугольные и квадратные зерна, очень редко неправильные выделения. Размеры зерен ко-



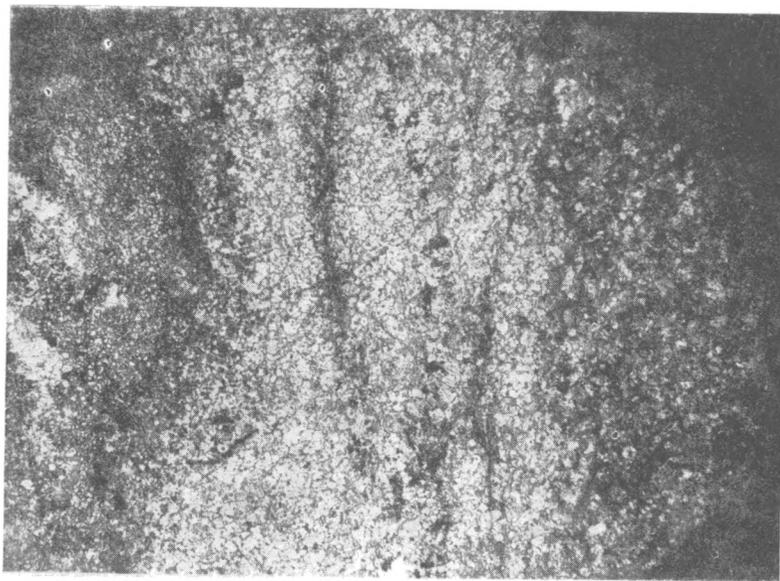
Фиг. 7. Шлиф 131. Преаццит. Видны волокнистые зерна брусита грубопрямоугольной и изометрической формы. Изометричное зерно скорлуповато-волокнистое. Черное — магнетит, серые изометричные зерна — шпинель, бесцветные—гумит. $\times 150$. Без анализатора.



Фиг. 7а То же, что на фиг. 7. Ник. +.

леблются в пределах 0,2—0,02 мм, но большей частью составляют 0,1—0,05 мм. Брусит при одном никеле бесцветен или окрашен в бурый

цвет, очевидно за счет срастания с гидроокислами железа. При скрещенных николях бурые зерна обнаруживают волокнистое строение и почти изотропны. В бесцветных зернах в скрещенных николях часто отчетливо наблюдается концентрически-скорлуповатое строение волоконцами, ориентированными по радиусу, реже встречаются беспорядочно волокнистые агрегаты (фиг. 7, 7 а). В центре зерен часто наблюдаются ядра, лишенные волокнистого строения, слабо интерферирующие в серых тонах. В одном

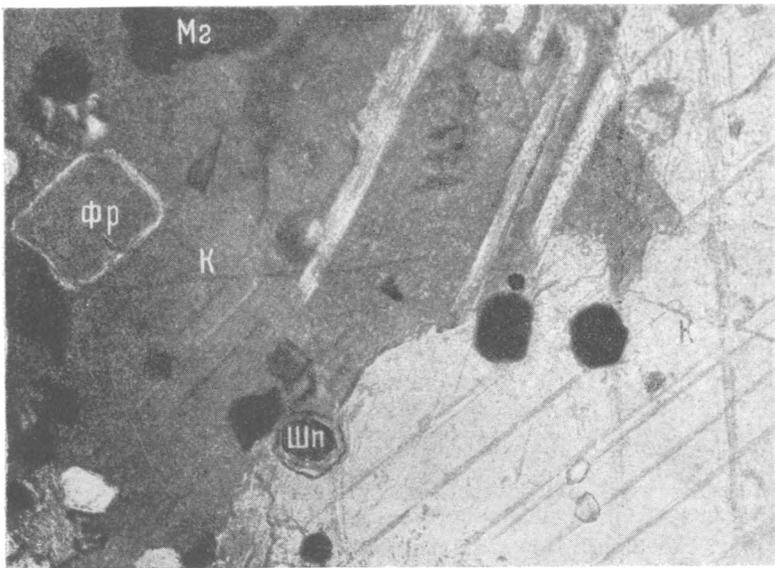


Фиг. 8. Шлиф 131 а. Скопление форстерита (темное справа) в предапците. Светлая полоса посередине — кальцитовая кайма, темное слева — бруситово-кальцитовое поле. $\times 10$. Без анализатора.

случае была отмечена изотропная сердцевина, очевидно реликт периклаза. Иногда в ядрах бруситовых зерен наблюдается шпинель, в одном случае — карбонат. Показатель преломления брусита $N_0 = 1,557 \pm 0,03$, двупреломление мало.

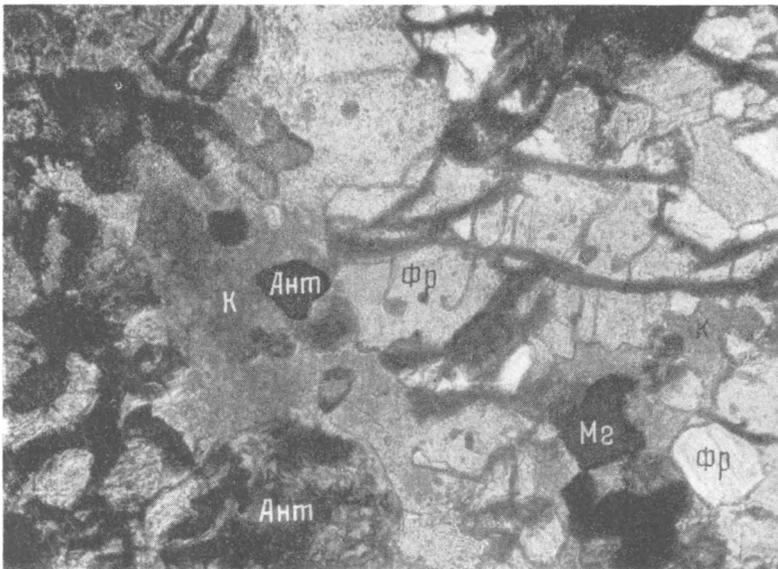
Форстерит образует преимущественно бесцветные неправильные зерна размером от 0,8 до 0,01 мм, реже наблюдаются шестигранные срезы характерного габитуса. Спайность, как правило, проявляется в одном направлении. Ось N_p расположена перпендикулярно к спайности, $2V$ близок к 90° , двупреломление 0,035.

В одном шлифе отмечен относительно крупный участок с большим количеством форстеритовых зерен, включающий подчиненные количества кальцита, гумита и магнетита, а также развивающийся по форстериту антигорит. Это скопление (фиг. 8), диаметр которого не менее 10 мм, обладает некоторой зональностью. В центральной части наряду с форстеритом присутствует значительное количество кальцита (фиг. 9), в периферийной полосе подавляюще развиты форстерит с серпентином (фиг. 10). Наконец, этот участок окаймлен полосой шириной около 3 мм, в которой развит кальцит с весьма подчиненным количеством гумита, магнетита и шпинели, обычных для шлифа в целом (фиг. 11). Кальцитовая полоса имеет довольно резкую границу с окружающим все это образование бруситово-кальцитовым полем (фиг. 12).



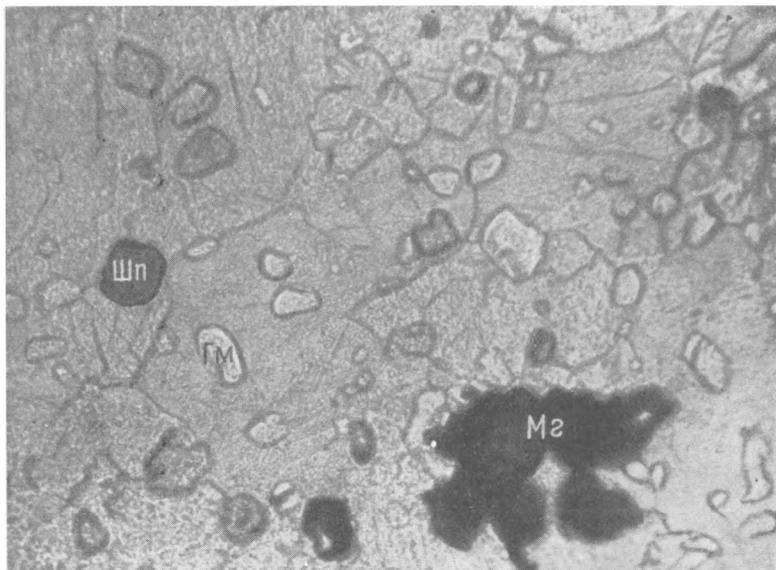
Фиг. 9. Шлиф 131 а. Центральная часть скопления форстерита; $\times 106$. Ник. +.

Крупные зерна кальцита (К), форстерит (Фр), шпинель (Шп), магнетит (Мг).



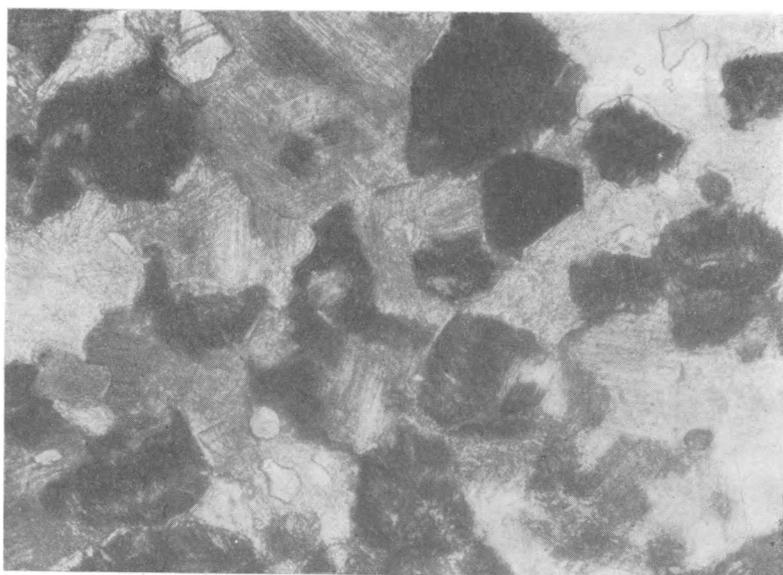
Фиг. 10. Шлиф 131 а. Форстерит с развивающимся по нему серпентином. Видна псевдоморфоза серпентина-антигорита по форстериту. $\times 106$. Ник. +.

Фр — форстерит, Мг — магнетит, Ант — серпентин, К — кальцит.



Фиг. 11. Шлиф 131 а. Кальцитовая кайма, окружающая скопления форстерита. $\times 106$. Без анализатора.

Мг — магнетит, *Шп* — шинель, *Гм* — гумит, основная масса — кальцит.



Фиг. 12. Шлиф 131 а. Бруситово-кальцитовое поле. Интенсивно черное — магнетит, темное волокнистое — брусит, отдельные мелкие изометричные зерна — гумит, остальное — крупные зерна кальцита. $\times 240$. Ник. +.

Представляется наиболее вероятным, что все это зональное образование возникло в результате реакции взаимодействия обычного первично-осадочного кремнеземистого стяжения с включающим его доломитом при термальном метаморфизме.

В бруситово-кальцитовом поле встречаются отдельные зерна форстерита, а также в одном случае — извилистый прожилочек, состоящий из форстерита, кальцита, шпинели, при одном николе хорошо заметный по расположенным в нем четкам магнетитовых зерен. Для прожилочка характерно отсутствие брусита.

Серпентин-антигорит развивается по трещинкам в форстерите самостоятельно, или совместно с кальцитом, замещает отдельные зерна форстерита нацело; иногда такие псевдоморфозы имеют кристаллические очертания (см. фиг. 10). В некоторых случаях образуются сферолиты. В кальцитовой полосе, окаймляющей скопление форстерита, отмечен тонкий самостоятельный прожилочек антигорита. Отличается от брусита прежде всего приуроченностью к форстериту, особенностями форм выделения и более низким двупреломлением. Наконец, весьма помогают в деле их различения кривые нагревания.

Гумит распределен равномерно в форме мелких (0,1—0,003 мм) идиоморфных включений во всех минералах, кроме брусита, хотя и проявляется большая степень идиоморфизма гумита на стыках с бруситовыми зернами. В основном это округлые зерна, реже правильные кристаллы — таблитчатые шестигранники и восьмигранники как изометричного, так и вытянутого габитуса. Спайность не проявляется. Показатель преломления гумита, определенный иммерсионным способом: $N_g = 1,656 \pm 0,003$, $N_p = 1,626 \pm 0,003$. При скрещенных николях отмечается прямое погасание, $2V$ — около 70° , оптический знак положительный. От форстерита отличается формами выделения, отсутствием спайности, показателем преломления и двупреломлением, меньшим углом $2V$. Спектральный анализ для ряда образцов, в которых отмечен гумит, показал присутствие фтора (см. табл. 4), входящего в формулу гумита.

Шпинель распространена равномерно в шлифах и образует более идиоморфные выделения (размером 0,1—0,02 мм) в бруситово-кальцитовых участках; в местах скопления форстерита обычно выделяется в более крупных (до 0,5 мм) неправильных сростаниях с магнетитом. Характерны высокий рельеф, резкая шагреневая поверхность, золотисто-желтая окраска. В некоторых случаях содержит мелкие анизотропные включения, в других — лишена их. В скрещенных николях изотропна, иногда очень слабо двупреломляет.

Показатель преломления — $1,762 \pm 0,003$. Судя по показателю преломления и слабой окраске, шпинель — маложелезистая магниальная, типа плеонаста-цейлонита.

Магнетит наблюдается в качестве незначительной примеси, образуя наиболее крупные (до 0,56 мм), ксеноморфные по отношению к форстериту, сростания со шпинелью и гематитом в местах скопления форстерита и более мелкие (0,1—0,01 мм, в основном 0,07—0,05 мм) и более идиоморфные зерна в бруситово-кальцитовом поле. Здесь встречаются прямоугольные и октаэдрические срезы, иногда — скелетные формы (корродируется бруситом и кальцитом).

Термограммы преацитов весьма характерны (фиг. 13). Они имеют две эндотермических остановки при 440 — 450° С и 910° , отвечающих выделению конституционной воды брусита и декарбонатизации кальцита. Характерно полное отсутствие доломитового эффекта. Очень слабые изломы на дифференциальных кривых нагревания, возможно, указывают на ничтожную доломитизацию, вероятно возникшую при гидратации периклаза.

В нашем распоряжении имеются лишь сокращенные анализы преаццитов с определением CaO и MgO, сделанные по методу, применяемому для чистых карбонатных пород (см. табл. 3). В связи с этим полученные количества CaO отвечают окиси кальция, связанной в кальците, а MgO — магнезии брусита. При пересчете этих данных на минералогический состав получаются следующие результаты (в вес. %):

Обр. 131	Обр. 131а
Кальцит — 58,77	Кальцит — 59,18
Брусит — 24,59	Брусит — 26,36
Прочее — 16,74	Прочее — 14,46

Исходя из площадей, занимаемых контактными минералами в шлифах, можно считать, что наиболее распространенными среди «прочих» являются:

гумит — около 6—7%, затем форстерит — около 5—6%, серпентин — 2—3%, шпинель — 1—2%, магнетит — 1—3%.

Весьма интересен образец слегка доломитизированного бруситового мрамора, близкого к чистому пенкациту, взятый на гольце Лебедином. Характерной особенностью этого образца, отличающей его от других, является наличие явно перекристаллизованного брусита.

Макроскопически порода характеризуется довольно крупнополосчатой текстурой — чередованием светлых и темных полос мощностью около 1—1,5 см. Под микроскопом при одном николе видно, что цвет объясняется темной окраской кальцитовых зерен с интенсивным посерением по спайности.

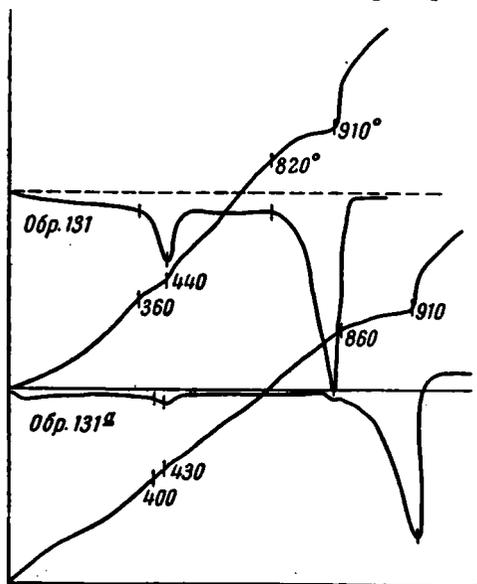
В темных полосах брусит преимущественно представлен довольно неправильными, реже изометричными волокнистыми выделениями размером от 0,04 до 1 мм, расположенными между крупными, до 1,2 мм в диаметре, зернами кальцита (фиг. 14).

Осветленные полосы характеризуются вытянутыми таблитчатыми кристаллами брусита длиной 0,2—0,04 мм, расположенными по большей части прерывистыми цепочками отдельных зерен или их агрегатов, а также сплошными прожилочками, образующими совместно с кальцитом сетчатую структуру породы (фиг. 15).

Брусит в таких зернах несколько отличается по оптическим свойствам от волокнистого; отчетливо заметна спайность по удлинению, интерференционная окраска повышается от серой до весьма характерной желтоватокремовой (двупреломление по определению компенсатором Берека — 0,013), показатели преломления $N_e = 1,581$ (?), $N_o = 1,567$.

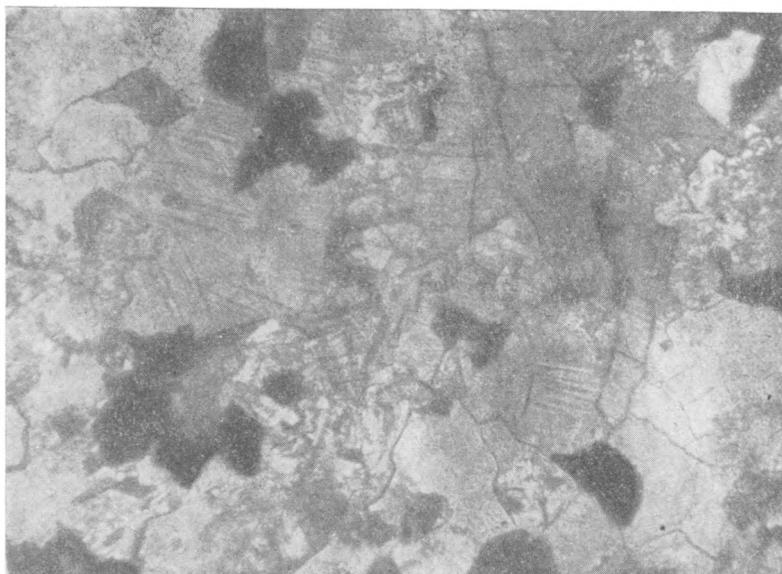
Имеются переходные участки, где совместно с волокнистыми агрегатами встречаются крупнокристаллические не волокнистые зерна брусита, иногда как бы вырастающие из волокнистых выделений.

Проявления доломитизации весьма показательны. В темных полосах наблюдаются зерна доломита, ассоциирующиеся с наиболее неправильными волокнистыми агрегатами брусита. Кроме того, встречено замеще-

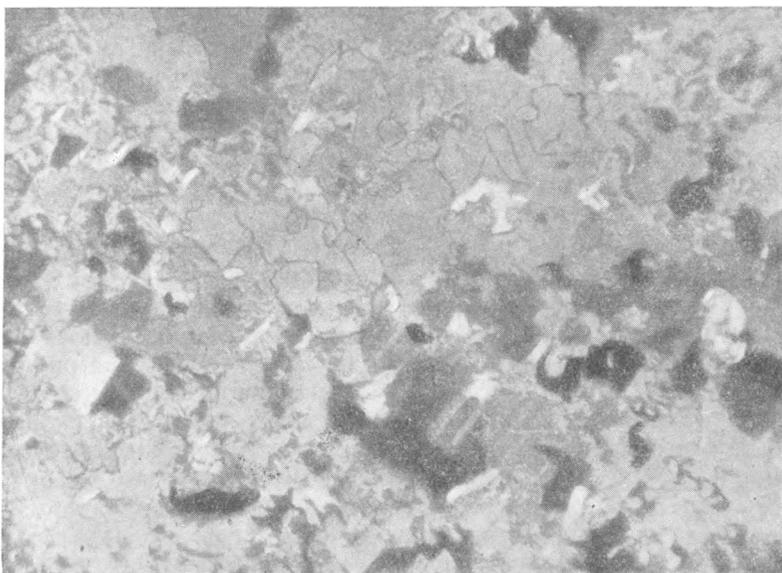


Фиг. 13. Кривые нагревания преаццитов. (обр. 131 и 131 а.).

ние кальцита доломитом по кристаллографической сетке в пределах одного зерна, с заливчатой границей между ними.



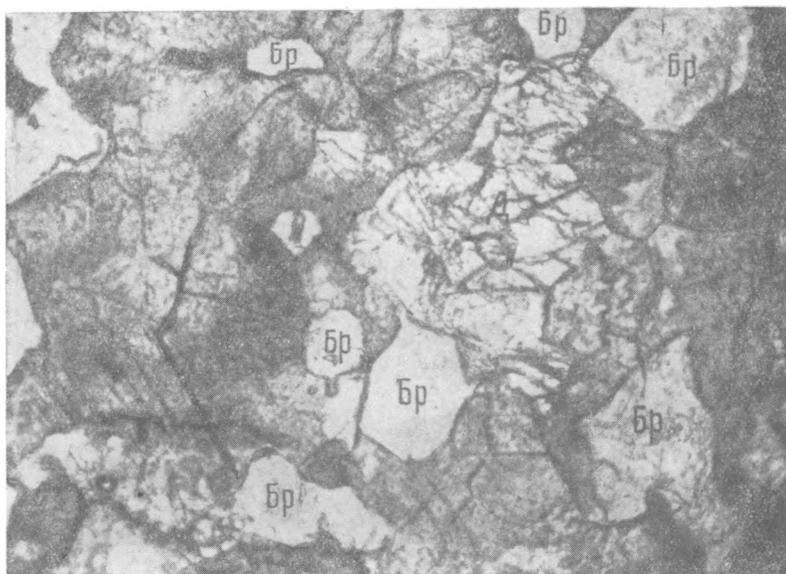
Фиг. 14. Шлиф 325. Серый бруситовый мрамор. Волокнистые зерна брусита в крупнокристаллическом кальците. $\times 40$. Ник.+.



Фиг. 15. Шлиф 325 а. Осветленный бруситовый мрамор. Мелкие вытянутые монокристаллические зерна брусита располагаются печочками, образуя прерывистые прожилочки. $\times 40$. Ник.+.

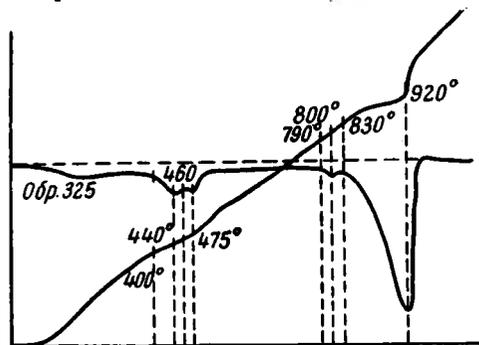
В осветленных полосах весьма характерна преимущественная ассоциация зерен доломита с бруситовыми цепочками⁵ (фиг. 16). Иногда в месте выклинивания микропрожилочка образуется небольшое скопление зерен доломита.

Все эти наблюдения свидетельствуют о перекристаллизации, некотором перестроении и выносе брусита и о связанной с ними вторичной доломитизации.



Фиг. 16. Шлиф 325 б (открытый). Ассоциация брусита с доломитом в бруситовом мраморе. $\times 150$. Без анализатора. Серое — кальцит (окрашен). Бр — брусит, Д — доломит.

Термограмма этой породы (фиг. 17), помимо остановок, соответствующих декарбонатизации кальцита и доломита, имеет сближенные эндотермические эффекты при 440 и 475°C , очевидно, связанные с выделением конституционной воды брусита двух морфологических разновидностей.



Фиг. 17. Кривые нагревания слабо доломитизированного преактита, близкого к пенкатику, с выделением брусита двух типов (обр. 325).

Химический анализ образца дает состав, близкий к пенкатику (см. табл. 3, обр. 325). При пересчете на минералогический состав, если принять, что весь MgO связан в брусите, получаются следующие результаты (в вес %):

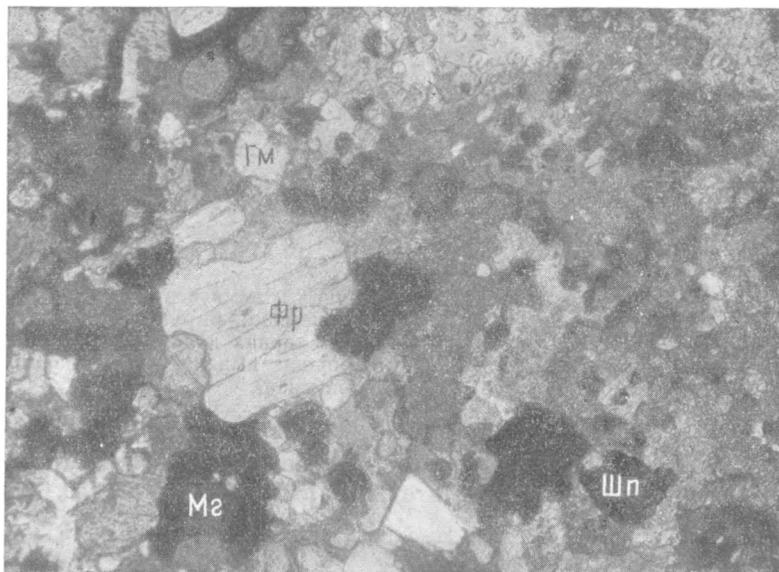
Кальцит	— 64,57
Брусит	— 26,36
Прочие	— 9,07

100

Примесь доломита незначительна, но все же, вероятно, достигает нескольких процентов. Количество нерастворимых контактных минералов несколько меньше, чем указано выше, так как 1% MgO , связанный не с водой, а с CO_2 , уменьшает при пересчете весовые проценты нерастворимого остатка на 0,65%. Из контактных минералов обнаружены редкие зерна форстерита и гумита.

Доломитово-кальцитовые мраморы являются наиболее распространенными породами внешней зоны контактного ореола. Отношение $\text{CaO}:\text{MgO}$ в них колеблется в весьма широких пределах — от 6,19 до 1,49 (см. табл. 3), т. е. от соотношений слабо доломитизированных известняков до соотношений, отвечающих почти чистым доломитам.

В некоторых случаях широко развиты контактные минералы (форстерит, гумит, шпинель, магнетит), вполне сходные с описанными выше (фиг. 18), в других случаях — это почти чисто карбонатные породы.



Фиг. 18. Шлиф 129. Контактные минералы в доломитово-кальцитовом мраморе. $\times 210$. Ник. +.

Фр — форстерит, Мг — магнетит, Шп — шпинель, Гм — гумит.

Иногда отчетливо можно наблюдать в шлифах новообразование кальцита вокруг контактных магниевых минералов, подобное описанному на стр. 156—157, в других случаях хорошо видна вторичная доломитизация — шнурки доломита пересекают окружающие форстерит поля кальцита; в зернах доломита, расположенных в таких прожилочках, иногда имеются реликтовые ядрышки кальцита (фиг. 19).

Но часто отчетливо наблюдать явления дедоломитизации с образованием кальцита не удастся: зерна кальцита и доломита совершенно идентичны и располагаются в шлифе равномерно. В некоторых случаях даже рядом с зернами форстерита отмечаются выделения доломита. В одном шлифе (фиг. 20) отмечена полосчатая текстура доломитово-кальцитового мрамора, вызванная чередованием полос мощностью 1,3—0,5 мм, сложенных кальцитом с размером зерен 0,4—0,1 мм, и полос, сложенных более мелкозернистым (0,2—0,03 мм) доломитом, ширина которых в четыре-пять раз больше кальцитовых. Контакт полосок иногда незаметный, извилистый, иногда резкий прямолинейный.

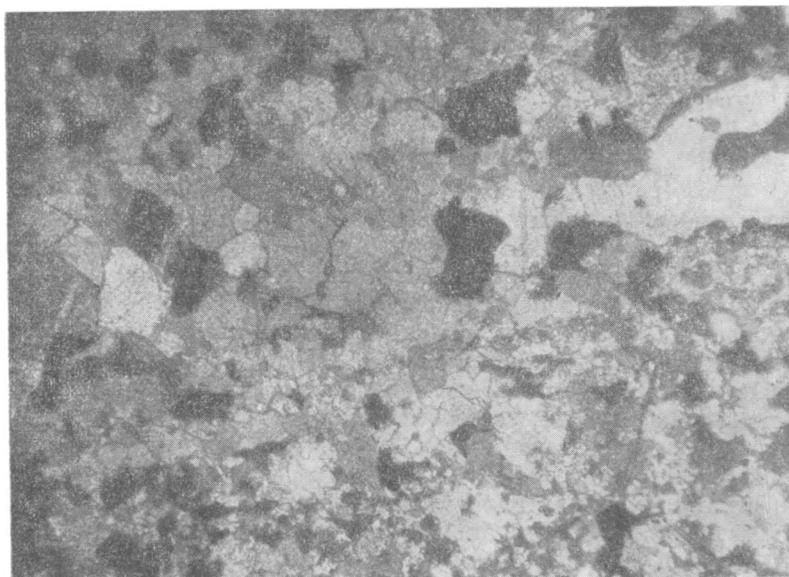
Таким образом, в доломитово-кальцитовых мраморах не удастся отчетливо установить наличие процесса дедоломитизации; в ряде случаев можно объяснить их доломитово-кальцитовую природу как первично-осадочную или эпигенетическую.

Наиболее чистый доломитовый мрамор с отношением $\text{CaO} : \text{MgO} = 1,39$ (см. табл. 3, обр. 214), т. е. с соотношением чистого теоретического доломита, обнаружен на контакте с пластовой интрузией кварцевого



Фиг. 19. Зарисовка шлифа 199. Вторичная доломитизация. Доломит (белое) шнурами сечет поле кальцита (черное), окружающее зерна форстерита (заштрихованы). В отдельных зернах доломита — реликты кальцита. На левом рисунке кружочком выделено место, занимаемое правой зарисовкой.

порфира у северного подножия гольца Лебединого. Необходимо отметить, что контактные изменения доломитов в зальбандах пластовых интрузий



Фиг. 20. Шлиф 193. Полосчатый доломитово-кальцитовый мрамор $\times 150$. Ник. +.

вообще весьма незначительны. Здесь происходит образование очень тонких, в несколько миллиметров, серпентиново-тальковых оторочек, к которым примыкают полосы перекристаллизации доломита.

ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Помимо полных химических анализов, приведенных в предыдущем разделе, в лаборатории исследований химико-технологических свойств нерудного сырья ИГН Акад. наук СССР были выполнены по сокращенной методике химические анализы на CaO и MgO и определены удельные веса тех же образцов (табл. 3).

Таблица 3

Химический состав и удельный вес контактно-карбонатных пород
Алданского района
Анал. И. В. Шумихина

№ и место взятия образца	Порода	Весовые %		Отношение CaO : MgO	Удельный вес	
		CaO	MgO			
129	Доломитово-кальцитовый мрамор	31,91	13,22	2,41	2,891	
130		Голец Зверева	46,14	8,55	5,39	2,714
131	Предаццит		32,91	16,93	1,94	2,724
131a			33,14	18,22	1,81	2,781
138			31,14	6,43	4,82	2,775
177		30,33	20,24	1,49	2,866	
178	Голец Белая Гора	Доломитово-кальцитовый мрамор	29,67	19,35	1,53	2,946
179			29,33	16,13	1,81	2,825
194	Высота 1254		46,48	7,50	6,19	2,780
208	Высота 1388		28,88	16,21	1,78	2,883
214	Орочонский увал	Доломитовый мрамор	30,22	21,61	1,39	2,892
243	Голец		30,11	21,13	1,42	2,881
260	Шапка Мономаха		31,02	14,76	2,10	2,912
272	Голец дорожный		30,34	15,97	1,89	2,888
406	Орочонский увал	Доломитово-кальцитовый мрамор	29,78	19,76	1,50	2,833
418	Скважина 201a		31,24	19,52	1,60	2,887
324	Скважина 1846		28,43	15,81	1,79	2,946
325	Ручей Беспризорный	Предаццит, близкий к пенккату	36,16	18,22	1,98	2,673

В лаборатории термического анализа ИГН Акад. наук СССР для всех проанализированных образцов были получены кривые нагревания. Для этих же образцов были произведены спектральные анализы (табл. 4).

Сокращенные анализы и соответствующие кривые нагревания доломитово-кальцитовых мраморов отражают колебания в отношении CaO : MgO.

Весьма показательны эндотермические эффекты дегидратации брусита (см. фиг. 6, 17, 23).

Интересно отметить, что удалось четко установить разную температуру дегидратации для волокнистого и таблитчатого брусита. Для проверки этого предположения были произведены термические анализы проб из прослоев темного и осветленного бруситового мрамора (обр. 325), а также искусственной смеси их в отношении 1 : 1.

Эти испытания (фиг. 21) показали, что в осветленном мраморе, где преобладает таблитчатый брусит, отчетливо проявилась эндотермическая остановка при 430°, тогда как для темного пенккату оказался более ясно выраженным эффект дегидратации при 475—480°. Чем вызвано это различие—пока неясно. По характеру кривых нагревания можно видеть также, что в темном пенккату имеется некоторая примесь перекристаллизованного брусита; кроме того, весьма характерно, что в осветленном

Результаты качественных спектральных анализов (на все
не указанные в таблице элементы не
Анал. А. С. Дудыкина

Элементы	Номера										
	129	130	131	131a	137	138	177	178	179	192	193
Be	—	—	—	—	—	сл.	—	—	—	н. с.	—
Pb	—	н. с.	о. сл.	—	—	—	—	—	—	—	—
Sn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu	о. сл.	сл.	о. сл.	о. сл.	н. с.	сл.	с.	сл.	с.	о. сл.	н. с.
Zn	—	с. сл.	сл.	о. сл.	—	—	—	с.	—	—	—
Co	сл.	—	—	—	с.	о. сл.	—	с.	—	о. сл.	—
Ni	н. с.	—	—	—	—	о. сл.	—	о. сл.	н. с.	—	—
Zr	—	—	—	—	—	—	—	—	н. с.	н. с.	—
Mo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	н. с.	—
Cs	н. с.	—	—	—	—	с.	—	н. с.	н. с.	—	—
Cr	н. с.	—	о. сл.	н. с.	—	сл.	—	о. сл.	с.	—	—
V	—	—	—	—	—	сл.	—	о. сл.	—	—	—
Na	—	—	—	—	—	ср.	—	—	—	—	—
Ba	сл.	—	сл.	о. сл.	с.	в. ср.	—	—	—	с.	—
Sr	сл.	сл.	ср.	х	сл.	в. ср.	о. сл.	сл.	о. сл.	в. ср.	ср.
Ca	хх										
Al	в. ср.	ср.	в. ср.	в. ср.	в. ср.	х	ср.	в. ср.	в. ср.	ср.	сл.
Mg	хх										
Mn	о. сл.	о. сл.	о. сл.	о. сл.	о. ср.	о. сл.					
Fe	х	х	х	х	х	х	в. ср.	х	х	в. ср.	ср.
Ti	о. сл.	о. сл.	сл.	сл.	о. сл.	ср.	с.	ср.	ср.	о. сл.	с.
Si	х	в. ср.	х	х	х	х	ср.	в. ср.	х	в. ср.	сл.
CaF ₂	—	—	?	—	—	?	—	—	—	—	—

? — характеристика яркости линий: н. с. — ничтожные следы; с — следы; о. сл. — возможен.

бруситовом мраморе кривая нагревания почти не дала эффекта диссоциации доломита, кроме самого незначительного изгиба при 790°, тогда как в смеси более четко обнаруживается небольшое количество доломита (эндотермика при 785°), а в темном пенкатыте этот эффект еще значительнее.

Если увязать эти данные термического анализа с микроскопическими наблюдениями, то можно сделать вывод, что изменение мрамора с волокнистыми псевдоморфозами брусита происходило по двум направлениям. В осветленных прослоях преобладала перекристаллизация и переотложение псевдоморфного брусита с образованием таблитчатого брусита, слагающего прожилки в основной кальцитовой массе, причем не возникало сколько-нибудь значительного количества доломита. В темных прослоях псевдоморфозы волокнистого брусита также разрушались, но за счет рекарбонатизации MgO брусита, проявлявшейся во вторичной доломитизации окружающих зерен кальцита (доломит ассоциируется с наиболее нарушенными псевдоморфозами брусита), возникал преимущественно доломит.

элементы) контактно-карбонатных пород Алданского района
обнаружены ни в одном образце)

образцов												
194	199	208	214	236	243	260	272	324	325	356	406	418
—	н. с.	—	—	—	—	—	—	—	н. с.	—	—	с.
—	—	—	сл.	→	—	—	—	—	с.	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
сл.	о. сл.	сл.	сл.	о. сл.	н. с.	о. сл.	сл.	сл.	сл.	с.	сл.	о. сл.
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	н. с.	—	—	—	—	н. с.	—	с.	н. с.	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	с.	с.	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	н. с.	—	—	—	—	н. с.	—	—	—	—	—	—
—	с.	—	—	о. сл.	—	о. сл.	н. с.	о. сл.	о. сл.	с.	—	с.
—	—	—	—	о. сл.	—	—	—	—	—	—	—	—
—	сл.	—	о. сл.	ср.	—	—	—	—	—	—	—	—
о. сл.	с.	—	—	сл.	—	—	—	—	х	—	—	о. сл.
в. ср.	ср.	ср.	о. сл.	о. сл.	о. сл.	сл.	сл.	сл.	в. ср.	сл.	сл.	сл.
хх	хх	хх	хх	хх	хх	хх	хх	хх	хх	хх	хх	хх
о. сл.	в. ср.	ср.	сл.	в. ср.	о. сл.	в. ср.	в. ср.	х	ср.	ср.	ср.	ср.
хх	хх	хх	хх	хх	хх	хх	хх	хх	хх	хх	хх	хх
о. сл.	о. сл.	о. сл.	о. сл.	о. сл.	о. сл.	о. сл.	о. сл.	о. сл.	о. сл.	о. сл.	о. сл.	о. сл.
ср.	х	х	в. ср.	х	ср.	х	х	х	хх	в. ср.	х	в. ср.
н. с.	ср.	о. сл.	н. с.	ср.	с.	сл.	сл.	ср.	о. сл.	с.	н. с.	н. с.
ср.	х	в. ср.	ср.	в. ср.	ср.	в. ср.	в. ср.	х	х	ср.	х	в. ср.
—	сл.	в. ср.	—	—	—	—	сл.	сл.	сл.	—	—	—

очень слабые; сл.— слабые; ср.— средние; в. ср.— выше средних; х — сильные; хх — очень сильные;

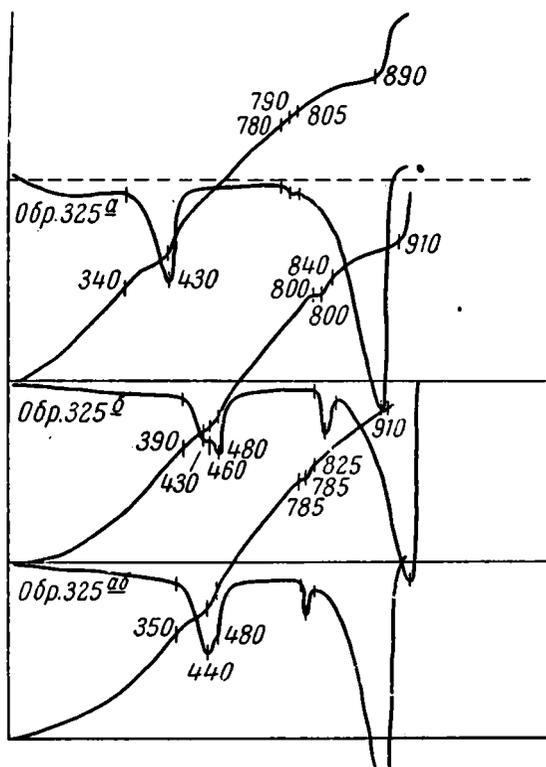
При нагревании несколько доломитизированного преацита (фиг. 23, обр. 130), кроме эндотермических остановок дегидратации брусита (450°) и диссоциации доломита (780°), имеются еще два пика при 940 и 1065°. В шлифах этого образца обнаруживаются мелкие зерна кальцита (диаметром около 0,1 мм) и присутствие крупных выделений (до 1 мм) этого минерала, включающих многочисленные мелкие червеобразные прорастания (фиг. 22), очевидно, доломитовые. Наиболее вероятно, что обе эндотермические остановки связаны с декарбонатизацией морфологически различного кальцита. Однако окончательно ни механизм диссоциации, ни способ образования таких структур прорастания кальцита неясен.

Кривые нагревания позволяют хорошо установить незначительные примеси доломита к кальциту (см. фиг. 6, 17, 23).

Термический анализ при изучении контактно-доломитовых пород можно смело рекомендовать как верную и надежную вспомогательную методику.

Спектральный анализ (см. табл. 4) показал значительную чистоту контактно-карбонатных пород. Помимо Са и Mg отмечаются повышенные

содержания Al, Fe и Si, связанных в контактных магнезио-кремнистых минералах, шпинели и магнетите (железо — редко в пирите). В отдельных образцах присутствуют в несколько повышенном количестве Na, Ba, Sr и F. Барий и стронций вероятно входят в состав карбонатных минералов в неуловимых для микроскопического метода количествах. Фтор,



Фиг. 21. Кривые нагревания осветленного (обр. 325 а) и серого (обр. 325 б) бруситового мрамора и искусственной их смеси (325 а, б).

определяемый при спектральном анализе в виде соединения CaF_2 , вероятнее всего присутствует в гумите и при анализе образует соединение CaF_2 . Нужно, однако, отметить, что иногда F, связанный в силикатных минералах, может не улавливаться при спектральном анализе.

Остальные элементы, поддающиеся определению спектральным анализом, во всех образцах присутствуют в ничтожных количествах или совершенно отсутствуют.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение выскажем некоторые соображения по генезису контактных пород внешней зоны метаморфизма.

Как уже указывалось ранее, нормально-осадочная кембрийская толща Алданского района представлена почти исключительно доломитами. Помимо ранее известных данных мы располагаем на этот счет сведениями, сообщенными устно Ю. А. Ходаком, вполне подтверждающими это положение. В ореолах метаморфизма, наоборот, почти все образцы контактно-карбонатных пород в той или иной степени известковистые. Одно это сви-

детельствует уже при полевых исследованиях о том, что в процессе контактного метаморфизма несомненно образуется кальцит.

Это указывает на такие условия метаморфизма, при которых происходила не простая перекристаллизация доломита, а его разложение с выделением кальцита, т. е. имелась достаточно высокая температура, а освобождающийся углекислый газ удалялся. Действительно, послеюрские интрузии Алданского района имеют гипабиссальный облик.



Фиг. 22. Шлиф 130. Червеобразные прорастания доломита в кальците. $\times 210$. Ник.+.

Покрывающая толща смыта в районе осмотренных контактов, но все же можно заключить, исходя из мощностей развитых в районе осадочных толщ (кембрий — 300 м, юра — 300—400 м), что общая мощность покрывающей толщи не превышала 700 м и что, следовательно, общее статическое давление не превышало 200 кг на 1 см². В таких условиях при метаморфизме вполне возможно возникновение трещиноватости, способствующей удалению CO₂.

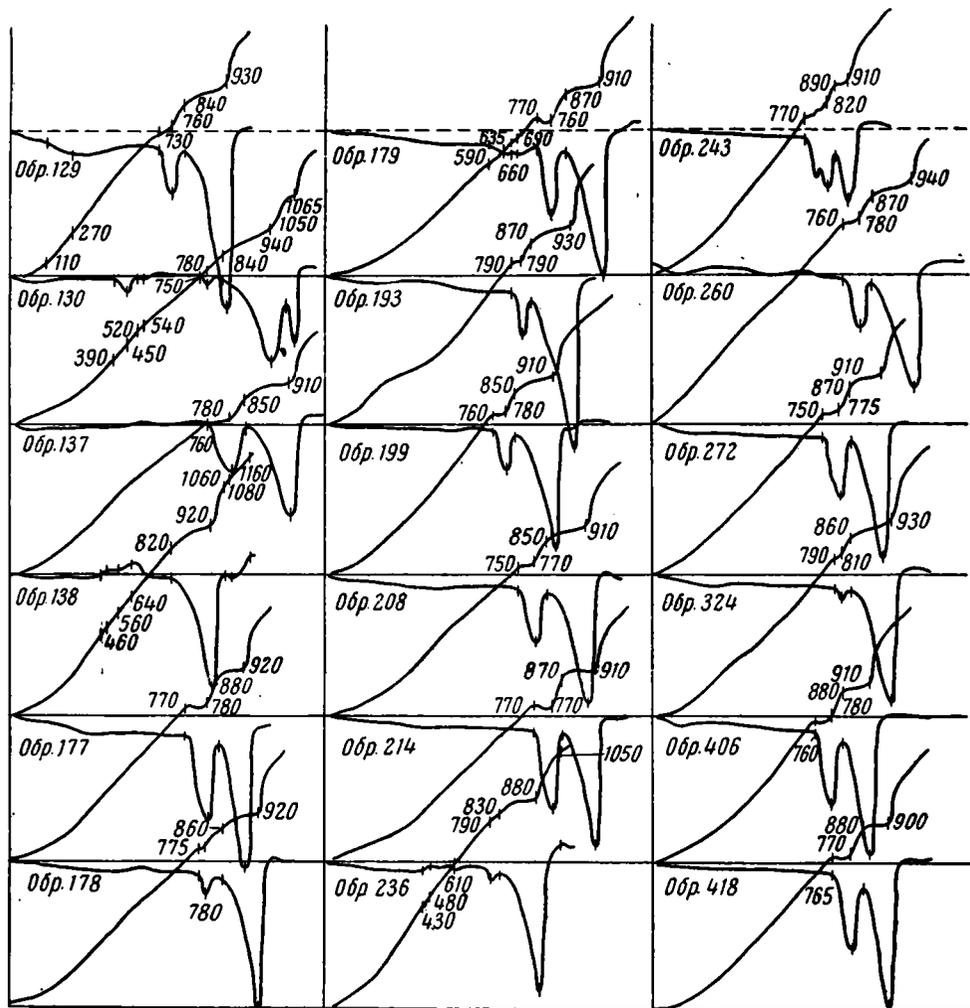
Источник тепла контактного метаморфизма, нам кажется, необходимо прежде всего искать в горячих эманациях, обладающих большой теплоемкостью. Теплопроводности вмещающих пород недостаточно для возникновения процесса диссоциации доломита. Свидетельством этому является образование доломитовых мраморов в контакте с пластовыми интрузиями.

Лишь в ореолах метаморфизма более крупных интрузивных тел, где происходит образование скарнов во внутренних зонах метаморфизма и где, следовательно, имеются явные следы внедрения во вмещающие породы магматических отщеплений, встречаются частично диссоциированные контактно-карбонатные породы.

Температура нормального контактного метаморфизма, при котором происходила диссоциация доломита, не была столь высокой, чтобы происходило разложение кальцита. Однако, если даже учесть возможность легкого отделения CO₂ по трещинам, все же температура образования периклаза из доломита не могла быть ниже 600—700° С.

Наши материалы вполне подтверждают идеи дедоломитизации кремнистых доломитов, развитые Боуэном и Тилли.

В самых внешних частях ореолов метаморфизма в Алданском районе наблюдается образование талька, тремолита и кальцита на контакте



Фиг. 23. Кривые нагревания контактно-карбонатных пород. Термические анализы произведены в термоаналитической лаборатории ИГН АН СССР.

кремнистых стяжений (при метаморфизации перекристаллизовавшихся в мелкозернистые агрегаты кварца) с вмещающим доломитом (фиг. 24), что весьма напоминает образования, описанные Тилли (Tilley, 1948).

Наиболее распространенным магниево-кремнеземистым минералом карбонатно-контактных пород является форстерит.

Диопсид в наших образцах контактных мраморов не был встречен, хотя и имеются устные указания Ю. А. Ходака на образование диопсида в подобных условиях в районе гольца Лебединого.

По всей видимости, шпинель в ряде метаморфизма глинистых доломитов должна занять место, соответствующее форстериту в серии метаморфизма кремнистых доломитов.

Несколько особое положение занимает гумит. Он наиболее равномерно распределен в рассмотренных шлифах. Его образование вероятно наиболее тесно связано с газовыми эманациями, так как в его состав входит легколетучий фтор (см. табл. 4). Здесь необходимо оговориться, что для изучаемого района вообще характерно проявление фтора. В ряде случаев отмечались в доломитах прожилочки флюорита, которым некоторые геологи приписывают осадочное, а другие магматическое происхождение. Иногда магматогенное происхождение флюорита более вероятно.



Фиг. 24. Шлиф 379. Тальк-тремолиново-кальцитовая оторочка кремнеземистого стяжения. $\times 50$. Ник. +.

Слева сверху — тальк-кальцитовое поле с иголочками тремолита, посередине — существенно тальковая полоса, справа — иголочки тремолита в доломите.

Во флогопит-роговообманковом скарне (ключ Беспризорный) в шлифах также наблюдается флюорит (фиг. 25). В связи с этим можно полагать, что F является характерным элементом геохимии контактных ореолов Алданского района и, возможно, характерной составляющей магматических эманаций послекюрских интрузий.

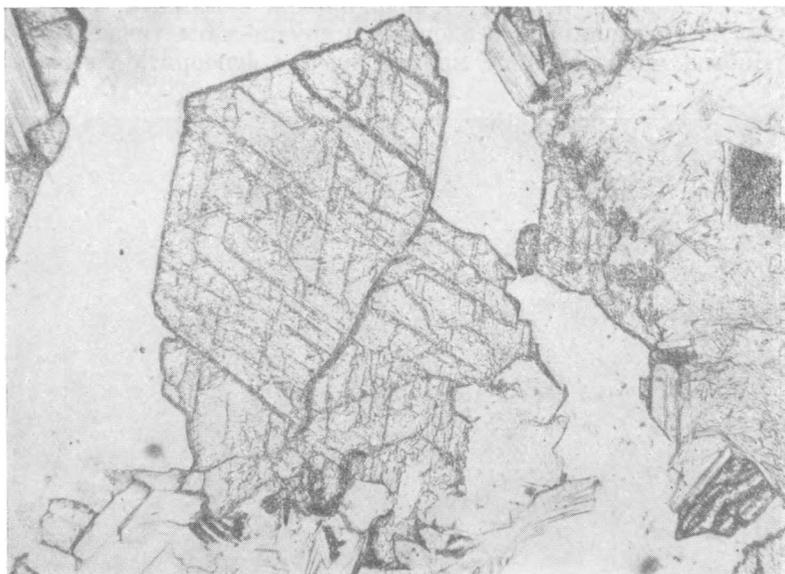
Магнетит контактных мраморов, очевидно, связан с метаморфизацией имевшихся в первичной осадочной породе гидроокислов железа.

Таким образом, исходя из образования контактных минералов: талька, тремолита, форстерита и периклаза (впоследствии гидратизированного), можно считать, что в контактном процессе проявлялись ранние и средние стадии метаморфизма. Отсутствие диопсида при наличии форстерита в алданских бруситовых мраморах заставляет предполагать, что он мог там и не образовываться, вероятнее всего в связи с недостаточностью кремнезема, целиком пошедшего на образование форстерита и гумита.

Контактный метаморфизм с образованием периклаза (дедоломитизация) несомненно связан с газовой фазой. С более поздней фазой — гидротермальной, — очевидно, связана гидратация периклаза в брусит.

Наконец, еще более поздней стадией контактного процесса, может быть непосредственно следующей за стадией гидратации периклаза, был процесс растворения брусита гидротермальными водами, богатыми углекислотой

(раздоломичивание), на что отчетливо указывают явления переотложения брусита и вторичной доломитизации. Общая обедненность магнием ореолов метаморфизма также является аргументом, подтверждающим это положение. .



Фиг. 25. Шлиф 313. Зерно флюорита во флогопитово-магнетитовом скарне. $\times 106$. Без анализатора.

Расположение кальцитовых и бруситовых мраморов в толще контактных доломитово-кальцитовых мраморов остается неясным. Вероятно их локализация связана с характером проявления трещиноватости и пористости.

Растворы, образовавшиеся в результате растворения брусита и несущие магний, могли или вновь доломитизировать контактный кальцит, что иногда явно наблюдается и что можно предположить и для доломитово-кальцитовых мраморов, где нет отчетливых проявлений вторичности доломита, или перемещаться из ореола контактного метаморфизма в толщу окружающих доломитов, если благоприятствуют условия (если внешнее давление и температура таковы, что растворы продолжают удерживать достаточное количество углекислоты, сохраняющее магний в растворенном состоянии, и в то же время могут мигрировать). В случае удаления избытка CO_2 из таких растворов, может выпасть магнезит.

При благоприятных условиях такой процесс выноса магния в конечном счете может привести, с одной стороны, к образованию чисто кальцитовых мраморов (что и наблюдалось нами), а с другой — к формированию гидротермальных скоплений магнезита.

ЛИТЕРАТУРА

- Байков А. А. и Тумарев А. С. Разложение природных углекислых солей при нагревании. Изв. Акад. наук СССР, отд. техн. наук, 1937, № 4.
- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1940, вып. 12, петрогр. сер. (№ 5).
- Кротов В. П. 1. Доломиты, их образование, условия устойчивости в земной коре и изменения. Тр. общ. естествоиспыт. при Гос. Казанск. унив., 1925, 4, вып. 6.

- К р о т о в Б. П. 2. Оолитовые доломиты окрестностей г. Казани и их изменения. Сб. научн. статей Казанск. инст. сельск. хоз. и лесовод., 1925, 1, вып. 1.
- К р о т о в Б. П. О необходимости физико-химического изучения реакции:
 $2\text{CaCO}_3 + \text{MgSO}_4 = \text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3 + \text{CaSO}_4$. Изв. Инст. физико-хим. анализа, 1928, 3, вып. 2.
- Л е о н о в а Е. П. Контактные воздействия субщелочных интрузий на доломитизированные известняки в Алданском районе. Уч. зап. Ленингр. гос. пед. инст., 1948, каф. геол. и минерал., 72.
- Н о и н с к и й М. Э. Самарская Лука. Тр. Общ. естествоиспыт. при Казанск. унив., 1913, 15, вып. 4—6.
- С м у р о в А. А. Растворимость бикарбонатов никеля, кобальта и марганца в условиях существования грунтовых вод и углекислых гидротерм. Зап. Всерос. мин. общ., вторая сер., 1938, 67, вып. 3.
- С о л о в ъ е в Н. В. Исследования по вопросу происхождения доломитовой муки в районе строительства Куйбышевской плотины. Доклады Акад. наук СССР, 1941, 30, № 6.
- С т р а х о в Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоёмов. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1951, вып. 124, геол. сер. (№ 45).
- Т а т а р с к и й В. Б. О формах залегания битумов в карбонатных породах по данным микроскопии. Зап. Всес. мин. общ., 1948, 77, вып. 3.
- Т а т а р с к и й В. Б. О распространении раздоломиченных пород. Доклады Акад. наук СССР, 1949, 69, № 6.
- Т а т а р с к и й В. Б. Раздоломичивание и связанные с ним вопросы. Вестн. Ленингр. унив., 1953, № 1.
- Ц в е т к о в А. И. Термоаналитические характеристики безводных карбонатов. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1949, вып. 106, петрогр. сер. (№ 30).
- Я н а т ъ е в а О. К. Растворимость доломита в водных растворах солей. Изв. Сект. физ.-хим. анализа, 1950, 20.
- A d a m s a. S m i t h. Journ. Amer. Chem. Soc., 1923, v. 45.
- B o w e n N. L. Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite. Journ. Geol., 1940, 48, No 3.
- F a u s t G. T. Dedolomitisation, and its relation a possible derivation of a magnesium — rich hydrothermal solution. Amer. Min., 1949, vol. 34, Nos 11 and 12.
- H a c h n e l O. 1. Über die Löslichkeit des Calciumcarbonats in kohlen-säurhaltigem Wasser unter hohen Drucken und die Eigenschaften solcher Lösungen. Journ. prakt. Chemie, 1924, 107.
- H a c h n e l O. 2. Über die Löslichkeit des Magnesiumcarbonats in kohlen-säurhaltigem Wasser höheren Kohlendioxyddrucken und über die Eigenschaften solcher Magnesium bicarbonat lösungen. Journ. prakt. Chemie, 1924, 108.
- H a r k e r A. The Tertiary igneous rocks of Skye. Great Britain Geol. Surv. Mem., 1904.
- P e t z h o l d t A. Über den Predazit. Beitr. Geogn. Tirol, 1845.
- R o t h J. 1. Über den Kalk von Predazzo. Erdm. Journ. pract. chemie, 1851.
- R o t h J. 2. Bemerkungen über die Verhältnisse von Predazzo. Zeit. Deut. Geol. Ges., Bd. III, 1851.
- T e a l l J. J. H. On Dedolomitisation. Geol. mag., New ser., dec. IV, 1903, vol. X, No 11.
- T i l l e y C. E. Earlies stages in the metamorphism of siliceous Dolomites. Min. mag, 1948, vol. 28, No 200.
- T i l l e y C. E. A Note of the progressive Metamorphism of siliceous Limestones and Dolomites. Geol. mag. 1951, vol. 88, No 3.
- W a t a n a b e T. On the brucite-marble (Predozzite) from Nantey mine, Suian Tiöcem- (Korea). Journ. Fac. Sci. Hokkaido, Imp. Univ., 4 th ser., 1935, 3, No 1.
- W a t t e n b e r g H., T i m m e r m a n n F. Die Löslichkeit von Magnesiumkarbonat und Strontiumkarbonat in Seewasser. Kieler Meerforschung, 1937, h. I.
- Z a m b o n i n i F., Q u e r c i g h E. Mineralogia Vesuviana. 2 Ed., Naples, 1935.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Предисловие	5
В. П. Петров. Современное состояние вопроса о неинтрузиях Кавказа и о зависимости оптических свойств минералов от их залегания	7
В. П. Еремеев и Л. Д. Шорыгина. Глины и суглинки центральной части Тувинской автономной области	31
П. П. Смолин. Юрские огнеупорные глины Северного Кавказа	47
Е. Д. Белянкина. К морфологии мусковитов пегматитовых жил	71
М. Д. Игнатова. Структурные разновидности и минералогический состав некоторых типов пегматитовых жил Витимо-Патомского нагорья	78
Э. Я. Гурьева. Волосовидные выделения рутила в кварцитах Алдана	89
К. И. Толстихина. О люминесценции хризотил-асбеста	93
Л. А. Соколова. К вопросу о генезисе гранатово-везувияновых жил среди серпентинитов	99
А. С. Марфуни. Материалы к петрографии Дашкесанского массива и его контактного поля	113
П. П. Смолин. Дедоломитизация и раздоломичивание при контактном метаморфизме доломитов Алданского района	143

*Утверждено к печати
Институтом геологических наук
Академии наук СССР*

*

Редактор издательства *В. С. Волынская*
Технический редактор *М. В. Полякова*
Корректор *А. В. Утина*

*

РИСОУАИ СССР № 5-127В. Сдано в набор 12/IX 1955 г.
Подп. в печать 30/XI 1955 г. Формат бум. 70×108¹/₁₆.
Печ. л. 11=15 л. Уч.-изд. лист. 13,7.
Тираж 1500. Т-08673. Изд. № 1161. Тип. зан. 1778.
Цена 9 р. 60 к.

Издательство Академии наук СССР.
Москва, Подсосенский пер., д. 21

2-я типография Издательства АН СССР.
Москва, Шубинский пер., д. 10