

п799

А К А Д Е М И Я Н А У К С О Ю З А С С Р

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫПУСК 21. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 7)

И. А. Преображенский. О ФОРМАХ ЗЕРЕН. А. А. Турцев. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА БУРЫХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ КЕРЧЕНСКОГО ПОЛУОСТРОВА. А. И. Волженков. РЕАКЦИОННЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ, СОПРОВОЖДАЮЩИЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИЮ ГРАНИТНОЙ МАГМЫ. Д. С. Белянкин и В. П. Петров. ТЕШЕНИТО-КАМПИТОНИТО-МОНЧИКИТОВЫЕ ИНТРУЗИИ ОКРЕСТНОСТЕЙ Г. АХАЛЦИХА

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

И. А. ПРЕОБРАЖЕНСКИЙ

О ФОРМАХ ЗЕРЕН

Процесс переноса на дневной поверхности рыхлых продуктов дезинтеграции пород весьма сильно отражается на формах переносимых обломков. Степень изменений их первоначальной формы может служить показателем дальности пути и характера переноса. От формы обломков, первоначальной или приобретенной, в сильной степени зависит пористость рыхлых и цементированных отложений, в свою очередь влияющая на водопроницаемость и другие свойства породы. Форма кристаллических зерен, выделяющихся из растворов, может указывать на последовательность их выделения; дальнейшие процессы, которым они подвергаются в породе, сказываются более или менее определенным образом на их формах. Форма зерен имеет большое значение и в технике. Она определяет в значительной степени качество абразивов, имеет значение для наполнителей для цемента, от нее зависит величина временного сопротивления раздавливанию каменных строительных материалов, механические свойства сплавов.

Несмотря на разнообразное применение результатов изучения форм зерен, до сих пор не имеется какой-либо стройной и единообразной их классификации, хотя бы различной для механических агрегатов зерен и для зерен, выделившихся из растворов или расплавов. Во втором случае обычно выделяются три категории монокристаллических зерен по степени выраженности кристаллической формы, свойственной данному веществу: зерна идиоморфные, гипидиоморфные и ксеноморфные, или аллотриоморфные. Для последней категории зерен нет общепринятых подразделений, хотя они встречаются наиболее часто в природных образованиях, и форма их имеет значение для определения условий происхождения данного агрегата. Так, например, форма зерен кварца в кварцевых жилах в значительной степени зависит от температуры образования жил и, возможно, от присутствия в растворах различных минеральных компонентов.

Для зерен механических агрегатов, представляющих различные обломочные породы, обычно принимается во внимание степень их округленности, и зерна разделяются на округлые, полукруглые, полуугловатые и угловатые. Степень округлости обычно определяется «на-глаз», причем остается неясным, насколько определение зависит от личных свойств наблюдателя.

Так как форма зерна есть его геометрическое свойство, то естественно возникает мысль о выработке математического метода определения форм зерен. Работы в этом направлении производились различными авторами.

В 1919 г. Уентворз (Wentworth, 1919) предложил для измерений форм галек следующие критерии округлости: отношение поверхности к объему; среднее отклонение диаметра от среднего диаметра; среднее отклонение степени выпуклости от средней выпуклости. Для сферы все эти величины минимальные. Но для полевой работы требуется определить в день не ме-

нее 100—200 галек, чтобы охарактеризовать породу. Поэтому Уентворз при полевом исследовании форм галек взял среднее отношение радиуса кривизны наиболее выпуклой части к половине максимального диаметра, проходящего через точку измерения ($=R$), что для сферы дает 1. Для измерения радиуса кривизны употреблялся круг с вырезанными по окружности выемками определенных радиусов; длина диаметра измерялась стальной рулеткой. Уентворз изучал измерение формы мраморных кубиков, помещенных во вращающийся барабан с водой, и получил для R кривую с круто восходящей и полого нисходящей ветвями.

В 1922 г. Уентворз (Wentworth, 1922₂) предложил две величины для характеристики округленности зерен: степень округленности $\frac{r_1}{R}$ — отношение радиуса кривизны самого острого угла к среднему радиусу гальки и степень уплощенности $\frac{r_2}{R}$ — отношение радиуса кривизны самой плоской грани в наиболее выпуклом направлении к среднему радиусу гальки. Для измерения r_1 им предложен инструмент, схожий с тем, какой употребляют для измерения выпуклости стекол. Для речных, ледниковых и золотых галек Уентворз на чертеже дает следующие пределы своих коэффициентов:

	Речные гальки	Ледниковые гальки	Золотые гальки
$\frac{r_1}{R}$	0.1—5.5	0.75—35.0	0.0016—0.015
$\frac{r_2}{R}$	0.2—1.7	2.1—3.5	1.1—13.7

Такую же систему измерения Уентворз применил при исследовании формы галек кварцита на реке Руссель, притоке Большой Песчаной реки (Виргиния). Выхода кварцитов по этой реке только в верховьях; 642 гальки валунов и булыжников прослежены на 28.4 мили (45.6 км).

По кривой с координатами с $\frac{r_1}{R}$, приведенной к галькам одинакового размера и положения места взятия гальки по течению реки, Уентворз мог по величине $\frac{r_1}{R}$ указывать место взятия гальки с ошибкой в 24%; ошибка уменьшалась до 11% при исключении измерений галек тех мест, где их попадалось слишком мало (Wentworth, 1922₂).

При решении задачи — определение разницы в формах между речными и прибрежными гальками — Уентворз вычислил средний диаметр по формуле $D = \sqrt[3]{D' + D'' + D'''}$. Степень уплощенности выражалась отношением $\frac{D' + D''}{2D''}$. Уплощенность колебалась между 1.2 и 6.5; $\frac{r_1}{R}$ — между 0.01 и 0.5. Уплощенность и округлость обратно пропорциональны, но кривые трудно вывести. По мере окатывания уплощенность становится меньше; уплощенность формы зависит не от способа передвижения прибрежных галек, а от первоначальной плоской формы обломков. Автор указывает, что на его измерения можно полагаться в пределах 25% (Wentworth, 1922₁).

В 1931 г. Аллен Тестер (Tester, 1931) высказал мысль, что от первичной формы зерна зависят его последующие формы и что при измерении формы зерен следует основываться на относительной их абразии. Рисуя разрезы зерен, Тестер продолжает в виде прямых наиболее плоские стороны разрезов до пересечения их между собою, получая, таким образом, первоначальную форму зерен. Для выражения формы Тестер употребляет среднее отношение разности между суммой длин первичной стороны и сохранившейся и первичной стороны, выражая его в процентах (фиг. 1). Тестер предлагает пять классов форм зерен:

Проценты	Названия зерен
81—100	Округлые
61—80	Полуокруглые
41—60	Криволинейные (curvilinear)
21—40	Полуугловатые
0—20	Угловатые

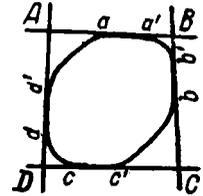
Криволинейными называются такие зерна, у которых один угол или больше закруглены, но остаются хорошо выраженными прямые ребра или острые углы. Для измерения мелких зерен Тестер увеличивал их и измерял их стороны миллиметровой бумагой или приборчиком, похожим на гониометр, или же пересекающимися окулярными микрометрами в бинокulare.

Метод Тестера не исключает произвольности проведения линии при восстановлении первичных сторон. Затем форма зерен определяется не линиями, а поверхностями, и разрез зерна, даже по среднему и максимальному диаметру, может быть одинаковым у зерен разных форм. У зерен с рубчатой поверхностью очень трудно восстановить прежнюю форму по методу Тестера.

В 1932 г. Уоделл (Wadell, 1932) дал теоретическое обоснование нового метода определения формы зерен. Уоделл вводит два понятия: сферичность и округленность. Сферичность есть приближение к форме шара, равновеликого данному зерну породы, и поверхности зерна:

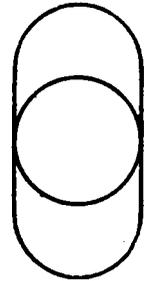
$\frac{s}{S} = \Psi$. Округленность (P) выражается средним отношением радиуса кривизны углов зерна к радиусу наибольшего круга, вписанного в контур зерна. Максимальная сферичность может быть при отсутствии округленности, например у кристаллов граната; округленность может не изменяться при изменении сферичности. Цилиндр, ограниченный на концах сферическими поверхностями с радиусами, равными радиусу цилиндра (Фиг. 2), имеет максимальную округленность; уменьшение его высоты изменяет сферичность, но округленность остается той же самой. Сферичность и округленность $\frac{P}{\Psi}$ дают «облик» (image) зерна, без математической зависимости между этими величинами. Уентворз в 1933 г. выступил с критикой метода Уоделла (Wentworth, 1933). Он указал, что не одно отношение $\frac{s}{S}$ характеризует сферу: для нее существенна одинаковость диаметров и кривизны. Цилиндр с округленными концами будет стремиться к шару, и округленность его следует считать изменяющейся. Уентворз указывает на теоретичность метода Уоделла и ставит вопрос, как измерять достаточное количество зерен.¹ Уоделл с своей стороны указал, что Уентворз смешивает понятия сферичности и округленности и что для определения форм зерен недостаточно одной величины. Определение поверхности зерен затруднительно; вместо поверхности для зерен кварца можно брать разрез зерна по максимальному и минимальному диаметрам.

¹ В своей позднейшей работе о черных пеплах на Гавайских островах Уентворз (Wentworth, 1937) не применил ни одного метода изучения форм зерен, основанного на измерениях, хотя для его вывода о вулканическом происхождении всей массы пепла имело значение отсутствие округления зерен вследствие абразии.



Фиг. 1. Округленность по Тестеру—

$$\frac{A+B}{a+b} + \frac{B+C}{a'+b} + \frac{C+D}{c+c'} + \frac{A+D}{d+d'} : 4$$



Фиг. 2. Цилиндр с закругленными концами, максимальная степень окатанности по Уоделлу.

В 1933 г. Садецкий-Кардос указал, что метод определения окатанности зерен должен: 1) определять действительную окатанность; 2) быть приложимым одинаково к мелким и крупным частицам; 3) давать не только средние величины, но и величины для каждого измеряемого зерна; 4) быть приложимым при полевой работе. Степень окатанности выражается процентным отношением вогнутых, плоских и выпуклых поверхностей ограничения. Автор не указывает, почему это отношение выражает окатанность. По наличию и преобладанию поверхностей указанного характера определяется десять степеней окатанности.

Вместо поверхностей измеряется длина выпуклых, вогнутых и плоских частей (r , s , p) периметров главных сечений, проходящих через центр тяжести зерна. Для вычерчивания разрезов галек в любых сечениях автор сконструировал особый прибор. Мелкие зерна наблюдаются в бинокляр. Можно определять отношение отрезков на-глаз; ошибка, по автору, получается незначительной.

Методом Садецкого-Кардоса воспользовался Цингг (Zingg, 1935) при изучении террасовых и ледниковых отложений. Кроме того, Цингг, основываясь на отношениях между тремя диаметрами зерен, дал разделение форм зерен на четыре рода: плоские, шаровидные, палочковидные и плоскопалочковидные.

Способов измерения диаметров Цингг не дает. Он указывает, что при разделении на-глаз зерен по их формам получается ошибка всего в 5%. Цифровых данных не приводится.

Против метода Садецкого-Кардоса можно возразить, что зерна могут быть ограничены выпуклыми поверхностями с пересечениями под острыми углами: по предложенному методу получается высший класс окатанности, что не соответствует действительности.

В 1935 г. Уоделл (Wadell, 1935) применил свой несколько измененный метод измерения форм зерен при исследовании зерен кварца в сентпетерском песчанике. Принимая, что кварцевые зерна ложатся при сотрясении на свой средний и максимальный диаметры, Уоделл для определения сферичности взял отношение диаметра круга (d), по площади равного площади сечения зерна, лежащего на максимальном и среднем диаметрах, к диаметру самого малого круга (D), описанного вокруг площади сечения зерна:

$$\frac{d_c}{D_c} = \varphi.$$

У параллелепипеда размером $5 \times 3.2 \times 0.5 \varphi$ приближается к Ψ ; разность между ними доходит до 0.27 (0.48 и 0.75). φ зависит от уплощенности зерна, но кварц обычно не дает пластинок.

При сравнении веса известного количества зерен кварца, вычисленного по d_c и определенного непосредственным взвешиванием, разница получилась незначительная (около 4%). Для определения округленности Уоделл пользовался формулой:

$$\frac{N}{\sum \left(\frac{R}{r} \right)} = P,$$

где N — число измеренных углов, R — радиус наибольшего круга, вписанного в площадь сечения зерна, r — радиусы кривизны углов. Уоделл делил ситами песчинки на 5 фракций: 0.5; 0.25; 0.125; 0.061 мм и менее. Фракции квартовались до того, что они могли уместиться на предметном стекле. Под бинокляром измерялись 25 зерен для фракции 0.5 мм, для остальных 50 зерен. Минимально надо зарисовывать по 20 зерен; этот минимум Уоделл не обосновывает. При измерении зерен они увеличились до диаметра в 70 мкм. Радиусы измерялись наложением на зарисованный контур зерна целлулоидной пластинки с концентрическими окружностями, проведенными через 1 мм.

Уоделл высказывает следующие положения: 1) твердые тела при разных поверхностях и объемах имеют одинаковые формы; 2) твердые тела с одинаковыми поверхностями и разными объемами имеют различные формы; 3) твердые тела с одинаковыми объемами и различными поверхностями имеют различные формы. Казалось бы, что отсюда можно вывести способ математического выражения форм зерен при помощи одной величины — отношения между поверхностью данного тела и поверхностью равновеликого ему шара, т. е. воспользоваться для выражения формы тел сферичностью Уоделла. Для примера мною взяты 17 тел различной формы, с большей и меньшей степенью округленности. Оказалось, что сферичность этих тел не отражает наглядно их формы (фиг. 3). Это можно было предвидеть, так как в формулу сферичности не входят величины, выражающие угловатость. Переломы поверхностей ограничения могут очень мало отражаться на величине сферичности, но имеют большое значение для характера формы зерен.

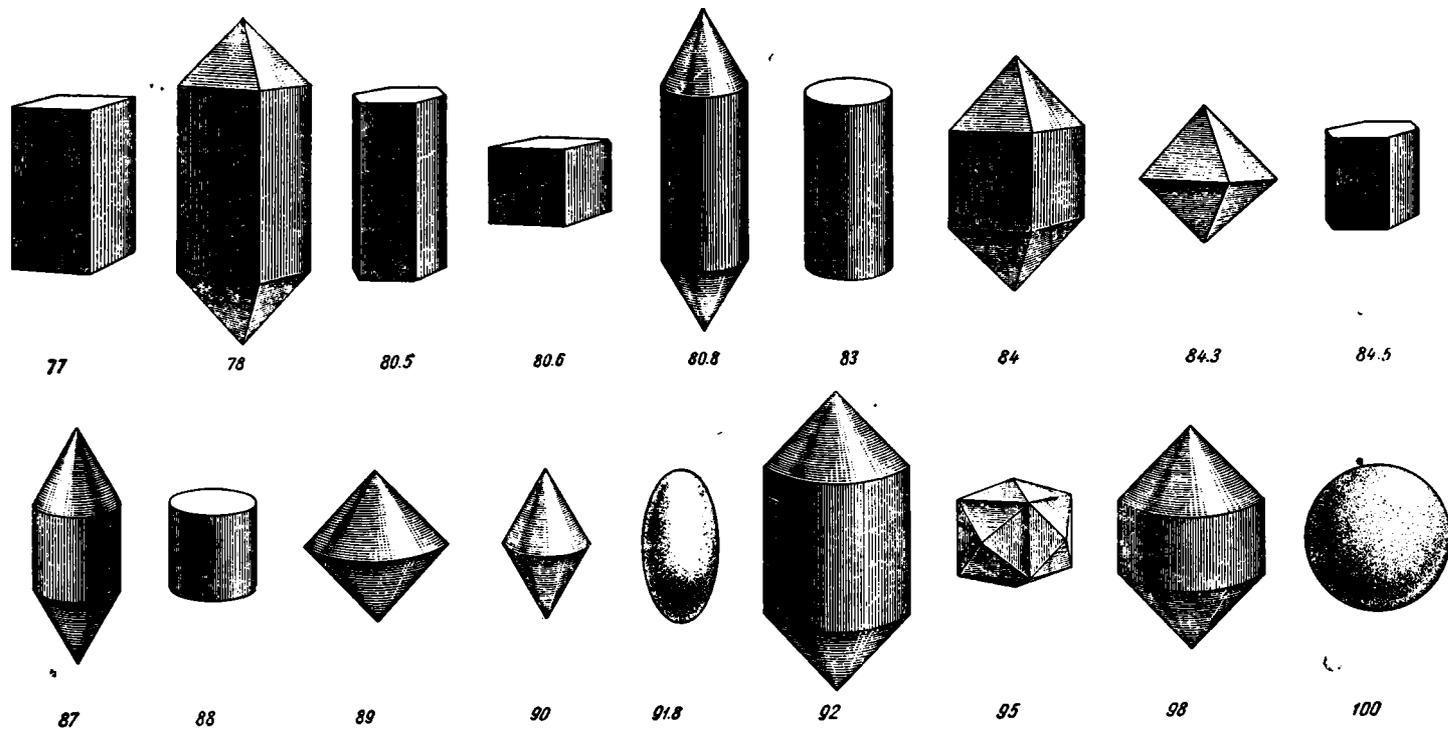
По Ламару (Lamar, 1927), пористость плотно сложившегося песка уменьшается с увеличением угловатости. Ламар брал 60 см³ песка, просеивал его, высушивал и разделял на фракции ситами. Песок помещался в цилиндр, который поднимался мотором на 0.5 дюйма и быстро опускался на фильц, производя 100 ударов в минуту, пока объем не переставал уменьшаться. Пористость измерялась по формуле:

$$\frac{100 (C - V)}{C},$$

где C — общий объем, а V — объем зерен. Степень угловатости получалась делением на полученную пористость числа 25.95 — минимальной пористости для агрегата сферических зерен одинаковых диаметров. Уоделл отмечает, что способ Ламара может быть правильным при трех условиях: все зерна одинаковой величины, не очень различаются по форме, но представляют геометрические тела, заполняющие пространство. Кроме того, по способу Ламара можно узнать лишь до некоторой степени отступление формы зерен от шаровидной, но степень округленности зерен им не определяется.

Фрезер (Fraser, 1935) исследовал экспериментально пористость и проницаемость в зависимости от формы зерен, сухого и влажного состояния и сотрясений. Оказалось, что окатанные зерна дают малоразличные пористости; угловатость большей частью повышает пористость; если угловатые зерна однообразно уплощены, то пористость уменьшается, но раздробленная слюда дает высокую пористость (92.38 без сжатия и 87.28 после сжатия) вследствие прилипания и трения между частицами. В угловатых песках проницаемость может быть не более, чем половина или треть проницаемости в хорошо округленных песках. Фрезер не делает выводов для определения форм зерен по пористости и проницаемости, но надо думать, что, идя по его пути, можно получить лишь некоторые указания на метод массового определения форм зерен. Этот метод может быть дополнен испытаниями на растворение одинаковых по величине и минералогическому характеру зерен. По Геллоуэю (Galloway, 1919), более угловатые зерна скорее растворяются.

Методы определения форм зерен, имеющие более или менее математический характер, требуют для своего применения значительного времени, особенно, если измеряются формы мелких зерен. Только у Уентворза (Wentworth, 1922) дается указание на скорость измерения — 200 галек в день; можно думать, что, упрощая свой метод, Уоделл имел в виду уменьшить затрату времени на работу (Wadell, 1935). Для характеристики форм зерен песчаника Уоделл измеряет всего 225 зерен из 6 877 156, считая достаточным измерить 20 зерен из каждой фракции, что в сумме даст всего 100 зерен. Обоснований своего мнения Уоделл не приводит.



Фиг. 3. Геометрические тела с различной степенью сферичности φ .

Сложность математического выражения форм зерен привела Терезию Гутгенмоос (1934) к заключению о неприложимости этого метода. Выделяя пять родов форм зерен по степени их округленности, Гутгенмоос считает, что при внимательном подсчете на-глаз числа зерен этих родов получается достаточная точность для характеристики песков различного происхождения (речных, дюнных, морских, степных, пустынных). Проверки подсчетов на-глаз Гутгенмоос не дает.

Для характеристики осадочных образований в отношении округленности (окатанности) их зерен требуется большое количество измерений и притом для каждой механической фракции зерен. Возникает вопрос — может ли вообще быть предложен такой математический метод определения форм зерен, применение которого не требовало бы большой затраты времени. Для решения этого вопроса необходимо выявить основные признаки различных форм зерен и возможности определять эти признаки математически.

Одним из признаков форм зерен является степень изометричности — одинаковости размеров зерен в различных направлениях. Высшей степенью изометричности обладает шар, низшей — лентовидные тела, у которых длина значительно превышает ширину, а толщина является почти нулевой.

Для математического выявления этого признака требуется определение соотношения между тремя, по крайней мере, размерами зерен. «Сферичность» Уоделла определяет этот признак более совершенно, чем отношение диаметров, которое предлагает Уентворз. Но при обоих методах нельзя иметь менее трех переменных величин.

Второй признак формы зерен — степень их угловатости. Исходя из понятия об угле, как о пересечении двух или более поверхностей, степень угловатости можно определить степенью наличия у зерна пересечения поверхностей, или иначе — степенью наличия ребер. Но поверхности могут пересекаться под различными углами, и при приближении величины угла к 180° впечатление угловатости уменьшается. С другой стороны, ребро может быть более или менее округлено, и угловатость становится тем меньше, чем больше приближается диаметр округления к диаметру зерна в этом направлении. Чем больше будет на поверхности зерна ребер, тем угловатость его будет больше. Можно сказать, что угловатость пропорциональна отношению общей длины всех ребер к поверхности зерна, причем длины различных ребер должны быть умножены на некоторые коэффициенты в зависимости от их округленности и градусной величины углов.

Таким образом, для математического выражения степени угловатости требуется определение следующих переменных: градусной величины угла, диаметра округленности ребра, соответственного диаметра зерна и частоты встречаемости на поверхности зерна различных ребер или длин этих ребер.

Если принять во внимание только изометричность и угловатость, то и тогда получается большое количество переменных величин, которые необходимо определить для характеристики формы зерен. Изометричность и угловатость представляют, возможно, главные признаки формы зерен для осадочных образований. При окатывании зерен обычно увеличивается их изометричность и уменьшается угловатость. Но форма зерен в осадочных образованиях зависит в сильной степени от первоначальной формы зерен. Щебень яшм нередко отличается большим количеством входящих углов, что дает третий признак формы зерен — степень зубчатости. Зубчатость типична для кварцевых зерен в некоторых гидротермальных жилах и для кварцевых зерен в итаколумитах. Она обуславливает большую механическую прочность некоторых мраморов. Степень зубчатости можно определить отношением поверхности зерна S_1 к поверхности

вписанного в него тела S_2 , не имеющего зубцов: $\frac{S_1}{S_2}$.

Можно указать еще четвертый признак формы зерен: степень правильности, т. е. степень приближения формы зерен к формам правильных геометрических фигур.

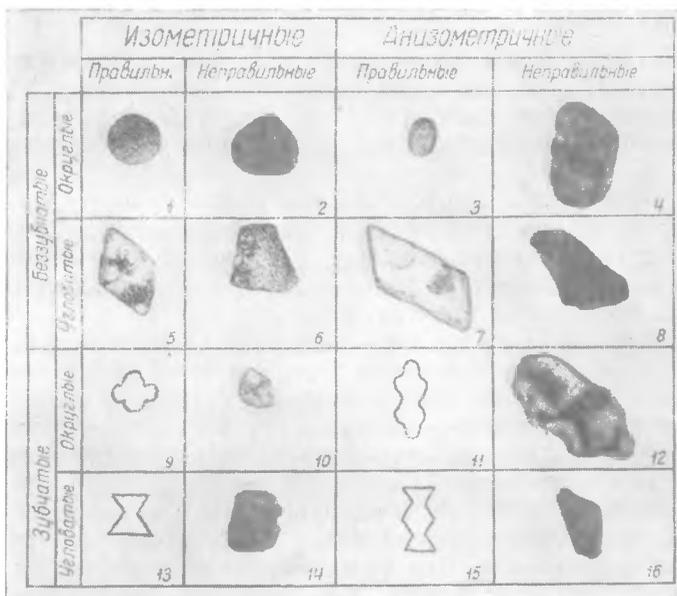
Окатанные гальки и зерна кварца более или менее правильной формы вследствие раздробления при переносе могут терять правильность своей формы; то же можно сказать об идиоморфных кристаллах дезинтегрируемой породы. С другой стороны, неправильные зерна кварца могут превращаться в ограниченные кристаллы при отложении кремнекислоты в рыхлых образованиях; аутигенные минералы могут отличаться от аллотигенных правильностью своей формы.

Степень правильности может быть выражена отношением между объемом зерна V и разностью между этим объемом и арифметической суммой

S объемов тех частей, которые надо прибавить к объему зерна или убавить от него, чтобы получить наиболее близкое к нему по форме тело правильной формы:

$$V - S$$

Определение степени зубчатости и правильности еще более усложняет и удлинняет работу по определению форм зерен. Из сказанного можно вывести заключение, что математические методы определения форм отдельных зерен практически неудобны в тех слу-



Фиг. 4. Типы форм зерен. Волжские гальки. Формы 9, 11, 13 и 15 не встречены.

чаях, когда требуется измерение форм у многих зерен.

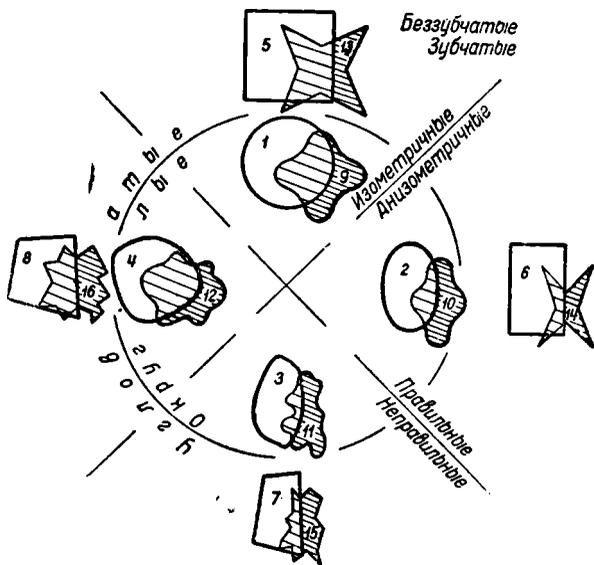
Четыре признака форм зерен — изометричность, угловатость, зубчатость и правильность при дихотомическом делении дают 16 типов форм зерен (фиг. 4), между которыми существуют многочисленные переходы.

Форму с высшей степенью изометричности и округленности представляет шар; он относится также к формам правильным и беззубчатым. При уменьшении изометричности получается эллипсоид, а при исчезновении округлости — куб или же другой правильный многогранник. Куб переходит в правильную анизометрическую форму — параллелепипед, в который превращается и эллипсоид при исчезновении у него округлости. Неправильная деформация шара и эллипсоида ведет к образованию изометрических и анизометрических неправильных округлых форм; подобное же изменение куба и параллелепипеда дает ряд неправильных изометрических и анизометрических угловатых форм. Полученные 8 типов беззубчатых форм имеют столько же зубчатых аналогов. Шар переходит в эллипсоид, неправильную изометрическую округлую форму, и в куб. Все эти формы переходят в зубчатые формы. На прямоугольной диаграмме нельзя изобразить эти связи между переходящими одна в другую формами: их можно выразить кольцевой диаграммой (фиг. 5), на которой находятся рядом формы, переходящие одна в другую. Для зубчатых форм получается такая же коль-

цевая диаграмма. Наложение первой диаграммы на вторую дает изображение всех 16 основных типов форм зерен. По контурам гальки или песчинки при помощи диаграммы можно определить тип их формы и обозначить его номером, поставленным на диаграмме. В случае переходных форм определяется, между какими типовыми находится данная форма; для ее обозначения пишутся номера этих типовых форм с тире между ними.

В пространственную кольцевую диаграмму могут как будто уложиться все формы зерен. Без числового обозначения место зерна данной формы в диаграмме определяется лишь приблизительно. В различных областях исследования имеют значение различные свойства форм зерен. Поэтому практически не все четыре главных признака должны быть определены. Для изучения процессов переноса имеет наибольшее значение степень окатанности, которая выражается в округленности и затем в изометричности зерен.

Уентворз (Wentworth, 1933) правильно замечает, что «капсула» Уоделла (Фиг. 2) будет округляться при уменьшении ее длины. Чем ближе размер зерна в данном сечении к диаметру кривизны угла, тем больше контур зерна приближается к кругу, хотя радиус вписанного круга остается прежним. Поэтому для выражения округленности требуется выразить отношение диаметра кривизны угла к максимальному размеру зерна в этом же контуре. Так как для округленности имеет значение число углов, то и эта величина должна быть введена в формулу, которая принимает такой вид:



Фиг. 5. Диаграмма типов форм зерен.

$$K = \frac{N - \sum \frac{D-d}{D}}{N}$$

или

$$K = 1 - \frac{\sum \left(\frac{D-d}{D} \right)}{N},$$

где K — округленность,

N — число углов,

d — диаметр кривизны угла,

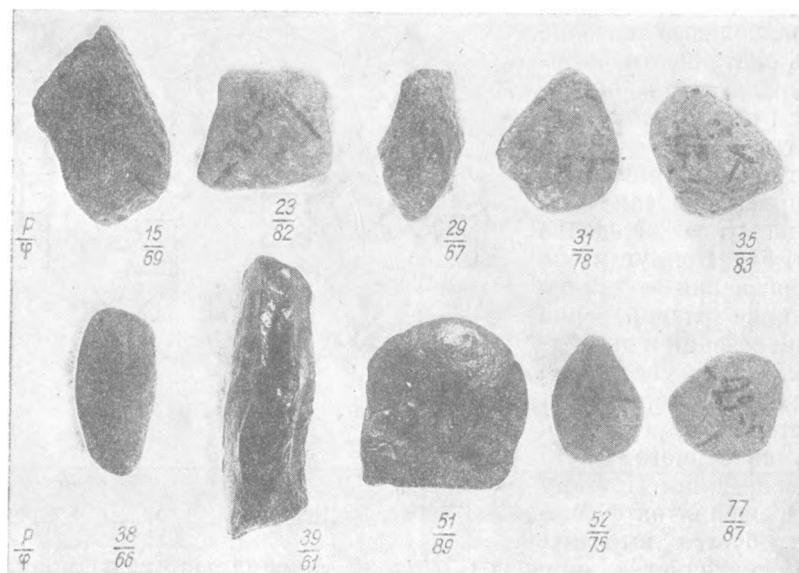
D — диаметр зерна, проведенный через середину дуги кривизны угла.

Для зерен без закругленных углов $N = \sum$ и $K = 0$; для шара $D = d$ и $K = 1$.

В данной формуле, в отличие от формулы Уоделла, D не представляет постоянную величину, а может быть различен для каждого угла. Для характеристики зерна следует измерить кривизны его углов и диаметры по крайней мере в трех взаимно перпендикулярных направлениях. Прием Уоделла — измерение только в плоскости с максимальным и средним диаметром, как замечает сам Уоделл, применим лишь к более или менее округлым (изометричным) кварцевым зернам. Округлость дисковидных зерен

выражается формулой Уоделла неправильно. Для примера были измерены по Уоделлу сферичность и округленность 10 волжских галек, причем наиболее сферичной ($\varphi=0.89$) и третьей по округленности оказалась дисконидная галька № 8 с острыми углами по краям (фиг. 6). Для измерения зерен под бинокляром в окуляр лупы вкладывается микрометр, состоящий из концентрических окружностей; передвигая изображение зерна в поле зрения, определяют диаметры кривизны углов и соответственные им размеры зерен, подобно тому, как по Уоделлу измеряются наложением целлюлоидной пластинки с концентрическими кругами кривизны углов (Wadell, 1935).

Ставя зерно в центр кругов, можно измерить его максимальный (A) и средний (B) диаметры. Для измерения минимального диаметра (C) зерно



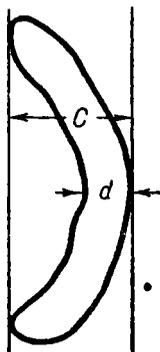
Фиг. 6. Округленность (P) и сферичность (φ) галек по Уоделлу. Волжские гальки, обр. 29.

приклеивается к слабо срезанному концу иглы; игла ставится горизонтально и измеряется минимальный диаметр (параллельный длине иглы). Вращая иглу и находя контуры зерна со средним и максимальным диаметрами (перпендикулярными игле), измеряют кривизны углов в сечениях AC и BC . Этот способ легко применим к зернам не менее 1 мм по максимальному диаметру, для более мелких зерен он неудобен. При достаточном увеличении минимальный диаметр может быть измерен передвижением тубуса микроскопа при установке на фокус верхней точки зерна и на плоскость, на которой лежит зерно.

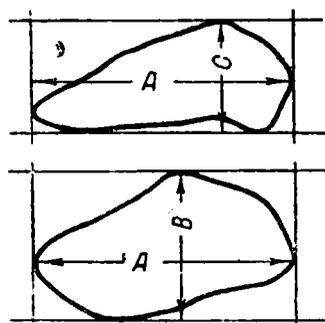
Уоделл правильно ставит вопрос о том, что считать диаметром зерна. Для куба с ребром, равным единице, можно дать следующие величины диаметров: диагональ между трехгранными углами равна $\sqrt{3}$; диагональ между двугранными углами равна $\sqrt{2}$; расстояние между противоположными гранями равно 1.

Для куба характерно равенство расстояния между противоположными гранями и наличие диаметров различных величин, чем куб отличается от шара. Для зубчатых зерен минимальное расстояние между ограничивающими их поверхностями может совершенно не выражать размеров и форм зерен. Измерение диаметров особенно затруднительно для зерен с вогну-

тыми поверхностями и для зерен вытянутых и извитых. Зерно грибовидной формы может иметь очень малый диаметр d (Фиг. 7), но для его формы будет более характерной высота его выпуклости C . Принимая во внимание, что для зерен необходимо определять и другие признаки их формы — угловатость, зубчатость и правильность, измерение диаметров можно производить во взаимно перпендикулярных направлениях. Зерна, лежащие на горизонтальной плоскости, при потряхивании ложатся большей частью на максимальный и средний диаметры. Минимальным диаметром C можно считать минимальное расстояние между плоскостью, на которой лежит зерно, и параллельной ей (Фиг. 8). Максимальным диаметром A будет максимальное расстояние между вертикальными плоскостями, на какое может раздвинуть их зерно при вращении вокруг вертикальной оси. Средним диаметром B будет максимальное расстояние между вертикальными плоскостями, перпендикулярными к ранее взятым вертикальным плоскостям.



Фиг. 7. Диаметр C у грибовидного зерна.



Фиг. 8. Способ измерения диаметров зерен.

Таким образом, диаметры A , B , C измеряются во взаимно перпендикулярных направлениях, но они не всегда будут проходить через одну точку. Для куба минимальным диаметром будет его ребро, равное 1, максимальным и средним — диагональ квадрата его стороны, равная $\sqrt{2}$.

Диаметры A , B и C можно свести к двум переменным величинам, разделив каждый из них на C . Тогда получим диаметры

$$a = \frac{A}{C}, \quad b = \frac{B}{C} \quad \text{и} \quad c = 1.$$

Для анизометричных зерен характерны формы трех родов: 1) уплощенная с диаметром a , значительно большим единицы и почти равным диаметру b ; эта форма будет дисковидной в случае округленного сечения по A и B ; 2) палочковидная с большим a и b , почти равным единице; 3) лентовидная, или досчатая, с большим a ; b значительно больше 1, но меньше a .

Условно можно принять следующие пределы для отношений диаметров изометричных, дисковидных, палочковидных и лентовидных зерен:

Изометричные	$a < 1.5$	$b < 1.5$
Дисковидные	$a > 1.5$	$\frac{a}{b} < 1.5$
Палочковидные	$b > 2.0$	$\frac{a}{b} > 1.5$
Лентовидные	$b < 2.0$	$\frac{a}{b} > 1.5$

Фиг. 9 дает представление о полях, которые занимают эти роды форм зерен на прямоугольной диаграмме, построенной на координатах a и b . Так как b не может быть больше a , то ни одной точки не может получиться выше диагонали квадрата, идущей слева вверх.

Измеряя три диаметра у зерен песка или галек и нанося на диаграмму соответственные приведенным диаметрам a и b точки, можно судить о преобладании среди зерен тех или других родов форм.

На фиг. 10 изображены гальки всех четырех родов форм, а в табл. 1 приведены величины a , b и $\frac{a}{b}$ для этих галек.

Таблица 1

a , b и $\frac{a}{b}$ для галек, изображенных на фиг. 10

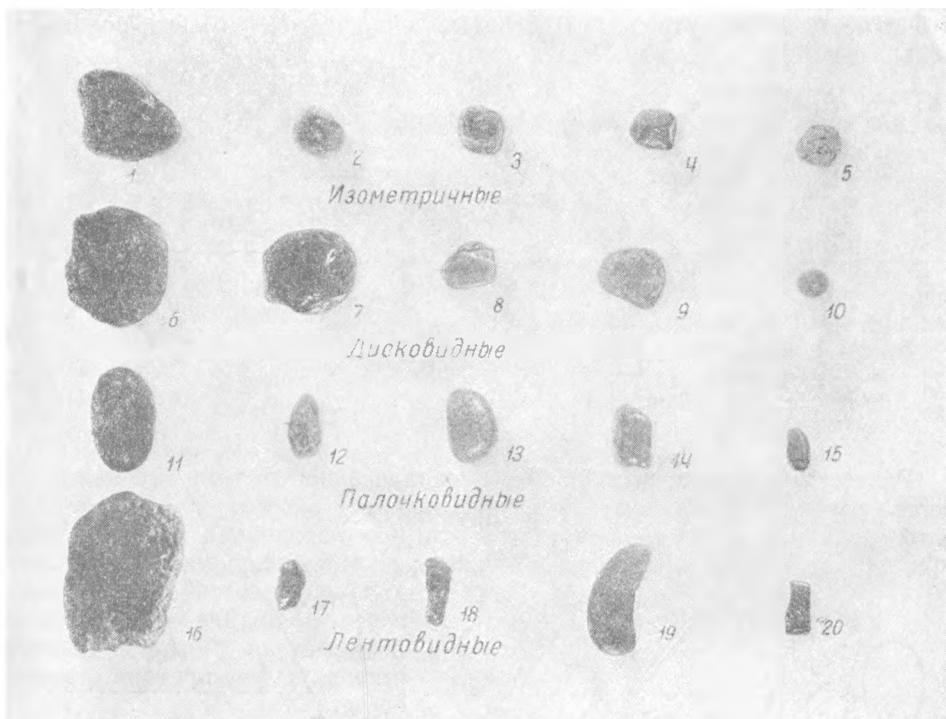
№	a	b	$\frac{a}{b}$	№	a	b	$\frac{a}{b}$
1	1.40	1.13	1.32	11	2.57	1.55	1.66
2	1.14	1.01	1.13	12	2.26	1.22	1.86
3	1.13	1.06	1.07	13	2.97	1.92	1.55
4	1.05	1.04	1.01	14	3.14	1.79	1.75
5	1.44	1.42	1.02	15	2.17	1.20	1.80
6	6.41	5.23	1.23	16	4.35	3.23	1.35
7	2.04	1.79	1.16	17	3.75	2.00	1.87
8	4.60	3.83	1.20	18	5.45	2.11	2.59
9	3.00	2.78	1.08	19	6.12	2.97	2.06
10	3.14	3.00	1.05	20	3.90	2.50	1.56

Для сравнения анизометричности отдельных зерен нельзя пользоваться величинами a , b и 1, так как для каждого зерна величины диаметров приводятся к особой единице измерения, именно—к диаметру C , различному для различных зерен. Приведенная диаграмма фиг. 9 выражает отношение между a и b лишь для данного зерна, а не отношение между a и b разных зерен. Затем, отношение между диаметрами различных зерен зависит от их абсолютной величины. Поэтому для сравнения между собой диаметров различных зерен правильнее сумму их привести к 100 для каждого зерна и выразить каждый диаметр в процентах. Для выражения анизометричности (α) можно принять формулу: $\alpha = \frac{AB}{C}$. Эта формула представляет отношение площади основания зерна к его высоте. Минимальная степень анизометричности, или, что то же, максимальная степень изометричности будет равна 33.3 ($A=B=C$).

Измерения всех диаметров каждого зерна и диаметров кривизны углов и вычисления для определения степени изометричности и округленности занимают много времени. Поэтому были поставлены два вопроса: нельзя ли определять форму зерен на-глаз без слишком больших ошибок, и возможно ли применение какого-либо механического способа подсчета зерен одинаковых форм?

Для выяснения степени точности подсчетов на-глаз, мною было сделано несколько подсчетов форм зерен кварца из волжских песков, обр. 28, фракция 1—2.5 мм. Выделялись зерна округлые, — не имеющие резких перегибов поверхностей ограничения, угловатые — с переломами поверхностей ограничения и промежуточные, у которых радиусы закругления углов приближались к 0 или же были резкие перегибы поверхностей ограничения. Фиг. 11 дает представление об этих условных видах форм зерен. Образец квартовался, и в одном случае к части, получавшейся от последнего квартования, прибавлялись постепенно ранее оквартованные части; в другом случае каждый раз брались отдельно отквартованные зерна. Табл. 2 представляет сводку результатов подсчетов.

Для выяснения степени точности подсчетов на-глаз, мною было сделано несколько подсчетов форм зерен кварца из волжских песков, обр. 28, фракция 1—2.5 мм. Выделялись зерна округлые, — не имеющие резких перегибов поверхностей ограничения, угловатые — с переломами поверхностей ограничения и промежуточные, у которых радиусы закругления углов приближались к 0 или же были резкие перегибы поверхностей ограничения. Фиг. 11 дает представление об этих условных видах форм зерен. Образец квартовался, и в одном случае к части, получавшейся от последнего квартования, прибавлялись постепенно ранее оквартованные части; в другом случае каждый раз брались отдельно отквартованные зерна. Табл. 2 представляет сводку результатов подсчетов.



Фиг. 10. Четыре рода зерен по отношению между главными диаметрами. Волжские гальки, обр. 50.

Таблица 2

Проверка точности подсчетов форм зерен на-глаз (в %)

Округлые	Разность с предварит. подсчетом	Промежуточные	Разность с предварит. подсчетом	Угловатые	Разность с предварит. подсчетом	Число подсчитанных зерен
3.8	—	83.5	—	12.7	—	79
4.5	0.7	83.5	0.0	12.0	0.7	244
5.5	1.0	85.3	1.8	9.2	2.8	627
5.7	1.2	82.5	2.8	11.8	2.6	704
6.3	0.4	84.1	1.6	9.6	2.2	1143
7.3	1.0	85.6	1.5	7.1	2.5	1351
Подсчет отдельно отквартованных зерен						
3.8	—	83.5	—	12.7	—	93
4.9	1.1	83.6	0.1	11.5	1.2	151
6.0	1.1	86.5	2.9	7.5	4.0	383
6.8	0.8	87.4	0.9	5.8	1.7	724
4.5	2.3	89.2	1.8	6.3	0.5	1548

Предполагалось, что при большом числе подсчитанных зерен разница в подсчетах будет уменьшаться с увеличением числа подсчитанных зерен. Как видно из таблицы, ни в первом, ни во втором случае такого уменьшения не оказалось. Надо принять во внимание, что во всех случаях подсчет вело одно и то же лицо и что подсчеты производились один за другим. При подсчете разными лицами и в разное время результаты подсчетов могут быть еще более различными.

При более сложной квалификации форм зерен результаты получаются другие. Из обр. 4 волжских песков была взята фракция от 0.26 до 1.5 мм

и зерна разделены на округлые, угловатые, округлозубчатые, угловато-зубчатые и промежуточные. Подсчитывалось постепенно все большее и большее количество зерен. Результат приведен в табл. 3.

Подсчет форм зерен в образце 4 (в %)

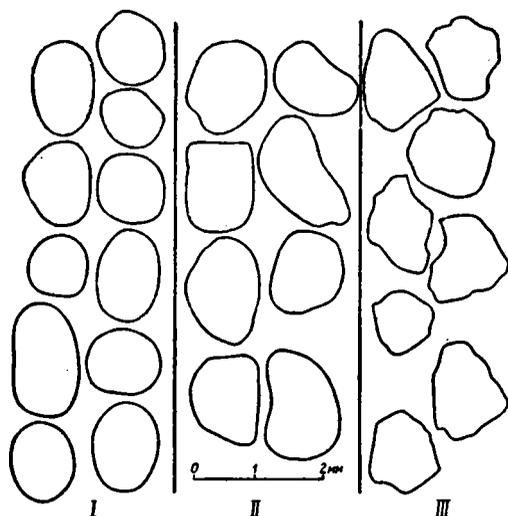
Таблица 3

Округлые	Разность с предварит. подсчетом	Угловатые	Разность с предварит. подсчетом	Округлозубчатые	Разность с предварит. подсчетом	Угловато-зубчатые	Промежуточные	Разность с предварит. подсчетом	Число под- счит. зерен
62.7	—	1.8	—	1.8	—	0	33.7	—	273
60.5	2.2	1.6	0.2	2.9	1.1	0	35.0	1.3	543
60.7	0.2	1.2	0.4	2.9	0.0	0	35.2	0.2	752
60.5	0.2	0.9	0.3	2.6	0.3	0	36.0	0.8	1032
60.5	0.0	0.9	0.0	2.5	0.1	0	36.1	0.1	1096

Разность подсчетов несколько уменьшилась по мере увеличения количества зерен; можно сказать, что при подсчете около 1000 зерен результаты различных подсчетов будут более или менее сравнимы. Таким образом, при подсчетах форм зерен на-глаз лучшие результаты получились при более

дробной классификации форм зерен, по крайней мере у одного наблюдателя и при небольших промежутках времени между отсчетами.

Формы зерен весьма зависят от величины зерен. Поэтому при исследовании форм зерен необходимо разделять их по крайней мере на пять фракций. В каждой фракции, для получения более или менее однородных результатов, требуется подсчитать не менее 1000 зерен, всего в породе около 5000 зерен. Подсчеты довольно быстро ведутся при помощи счетчика, но все же занимают продолжительное время, и результат их зависит от наблюдателя. Поэтому желательно нахождение механического способа подсчета, сокращающего время и устраняющего разнообразие в результа-



Фиг. 11. Стандартные формы зерен при подсчете на-глаз. I—округлые, II—промежуточные, III—угловатые.

тах подсчета, происходящее от личных свойств наблюдателей.

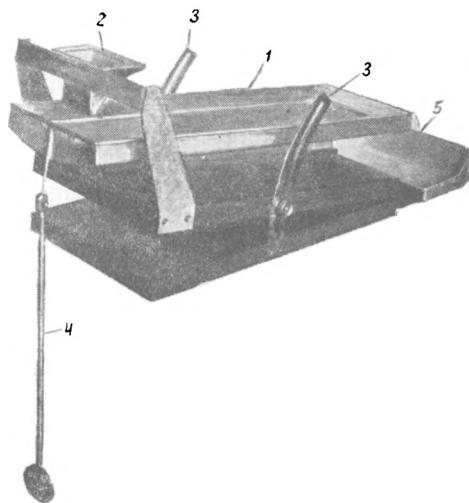
Пористость и проницаемость сыпучих тел определяются в значительной степени относительной величиной зерен и находятся в весьма сложной зависимости от формы зерен. Проницаемость, кроме того, зависит и от свойств поверхностей зерен. Поэтому вряд ли возможно на основании измерения пористости и проницаемости определять формы зерен или среднюю форму зерен в агрегатах.

А. Н. Соловкин (Азербайджанский филиал Академии Наук СССР) применил для разделения зерен по степени их округленности металлическую пластинку, наклон которой к горизонтальной поверхности менялся при помощи винта. Он считал, что более округленные зерна будут скатываться при меньшем угле наклона. Этот метод не был разработан Солов-киным.

В. Крыговский в 1937 г. опубликовал описание прибора для разделения зерен по их формам, состоящего из наклонной плоскости (матовое стекло), угол наклона которой может изменяться. На верхний конец стекла насыпаются зерна определенных размеров; они перемешиваются осторожно линейкой до тех пор, пока ни одно из них не будет скатываться при данном наклоне. Скатывающиеся зерна попадают в желобок внизу стекла, где получается фракция самых округлых зерен. При увеличении угла операция повторяется и получается другая, менее окатанная фракция. Таких фракций Крыговский выделял до девяти, меняя угол наклона от $0.0-2.5$ до 20° и больше. Бралось от 300 до 1000 зерен. Колебания при повторных разделениях едва превышали 2.5% . Под бинокляром подсчитывались эти же зерна с разделением их на округлые, полукруглые, полуугловатые и угловатые. Результаты разделения получились близкие к полученным при скатывании. Крыговский же отмечает, что скатываться могут и неокатанные зерна, если они обладают большей степенью сферичности. При определенном угле наклона центр тяжести таких зерен будет находиться вне площади опоры, и зерно получит вращательное движение, хотя у него все углы будут незакругленными. Для тел с квадратным сечением предельный угол наклона, когда они еще не скатываются, будет равен 45° , для тел с пятиугольным сечением 36° , шестиугольным 30° . Между тем дисковидные зерна с округленными краями могут не скатываться и при большем, чем 45° , наклоне.

Метод наклонной плоскости представлялся более рациональным, и я попытался при помощи его разделить зерна различных форм. Первоначальные попытки произвести разделение при скатывании зерен по наклонной плоскости дали ощутимый результат: скатившиеся зерна довольно резко отличались по своей форме от оставшихся на наклонной плоскости. Наклонной плоскостью служил оклеенный шероховатой бумагой картон и затем стекло размерами 59×127 см. Но в том и другом случае часть зерен, оставшаяся вверху, затрудняла передвижение новых зерен, ссыпаемых на плоскость. Некоторые зерна при передвижении начинали катиться, но затем останавливались и, накопляясь, мешали катиться другим зернам. Крыговский не указывает на это затруднение. Хотя оно должно быть более или менее ощутительным, особенно при малых наклонах.

Зерна анизометричные, у которых максимальный диаметр попал в вертикальное положение, могут начать катиться и продолжать катиться до тех пор, пока инерция, полученная от первого поворота, не перестанет поворачивать их. Если наклонная плоскость достаточно длинна, то они задержатся на плоскости, а при известной длине наклонной плоскости скатятся вниз, хотя их округлость будет очень слабой. Поэтому в моих опытах хотя и получились две фракции, значительно отличающиеся между собой по форме зерен, все же разделение было недостаточно резко. Для лучшего разделения была построена модель прибора с наклонной желобчатой поверхностью, качающейся во время передвижения по ней зерен (фиг. 12). Зерно при движении по такой поверхности описывает зигзагообразный путь, и получается больше шапсов на то, что одни зерна не будут



Фиг. 12. Прибор для разделения зерен.
1—качающийся лоток; 2—бункер для песка; 3—держатели для установок лотка под наклоном; 4—пружина; 5—совок для скатывающихся зерен.

мешать другим. Длина жолоба была 41.5 см, ширина в верхней части 13.5 см, радиус кривизны 21.3 см; к верхнему концу был наглухо приделан маятник длиной 36 см. Жолоб опирался приделанными к нему снизу острыми ребрами на подставки, от высоты которых зависел угол наклона. Внутренняя поверхность жолоба была выстлана восковой. Над верхним концом жолоба, на высоте около 5 см над его дном, был прикреплен маленький бункер, в виде наклонной коробки, с прорезанной в ее дне щелью шириной около 3 мм. Песок засыпался в коробку, попадал оттуда на жолоб, и часть зерен скатывалась в подставленный внизу жолоба лоток. Жолоб приводился в качательное движение. Для первого разделения был взят волжский песок, обр. 28, фракция 1—2.5 см. Наклон жолоба был 10°; песок пропускался через жолоб четыре раза, причем каждый раз отделялись скатившиеся зерна. Критерием достаточности числа пропусков через жолоб служило отсутствие скатывающихся зерен.

После четвертого раза скатившиеся и нескатившиеся зерна взвешивались на технических весах. Суммарный вес всего взятого для разделения песка был 1.43 г. Опыт был повторен четыре раза. В табл. 4 даны результаты взвешивания после разделений. Если не считать первое разделение как пробное, то максимальная разница в весах нескатившихся и скатившихся зерен в отдельных разделениях будет всего 1.5%, а средняя ошибка $\pm 1\%$. Под лупой фракции резко различаются между собою по степени округлости зерен (фиг. 13, 14). Подобный же опыт разделения на том же приборе, но без качаний жолоба, дал среднюю ошибку в 2.8%; зерен скатилось меньше (табл. 5).

Таблица 4

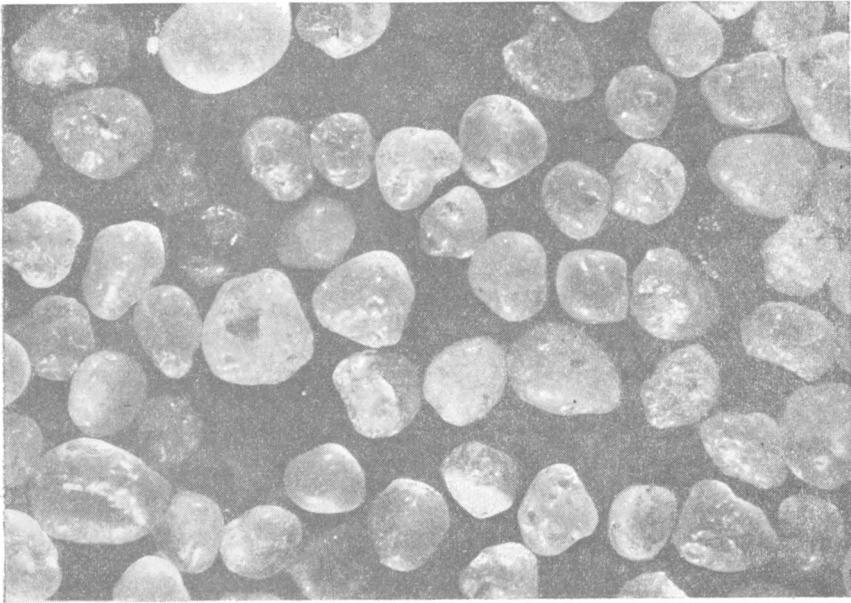
Разделение зерен обр. 28 по форме скатыванием на качающемся жолобе

№	Фракция в мм	Скатив- шиеся зерна в %	Нескатив- шиеся зерна в %	Отступления от среднего	
				средн. 1—4	средн. 2—4
1	2.5—1	38.5	61.5	2.4	—
2	—	34.4	65.6	1.7	0.9
3	—	34.7	65.3	1.4	0.6
4	—	36.8	63.2	0.7	1.5
5	Среднее 1—4	36.1	63.9	1.55	—
6	Среднее 2—4	35.3	64.7	—	1.0
7	1—0.28	32.5	67.5		2.5
8	—	30.8	69.2		0.8
9	—	26.8	73.2		3.2
10	Среднее 7—9	30.03	69.97		2.2
11	0.28—0.10	16.9	83.1		0.4
12	—	16.9	83.1		0.4
13	—	15.7	84.3		0.8
14	Среднее 11—13	16.5	83.5		0.5

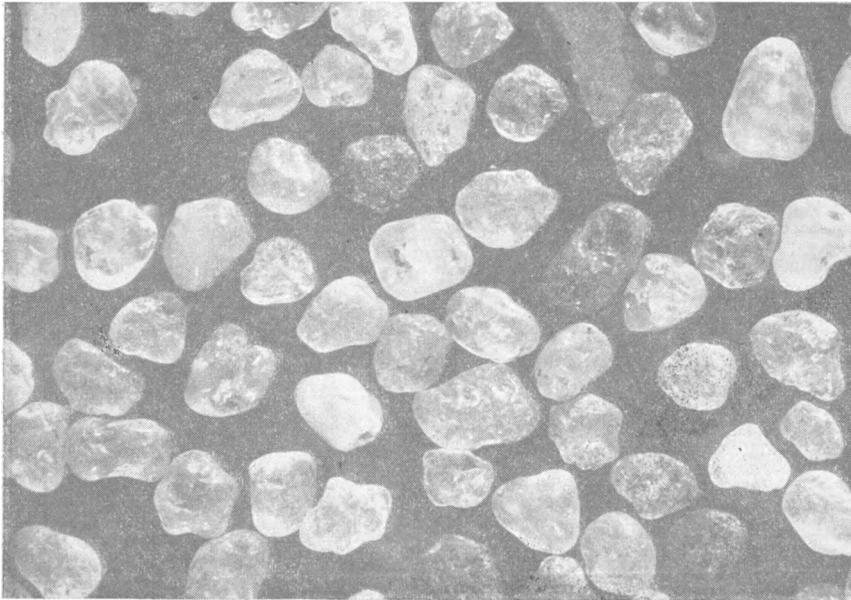
Таблица 5

Разделение по форме зерен обр. 28 на неподвижном жолобе;
фракция 1—2.5 мм

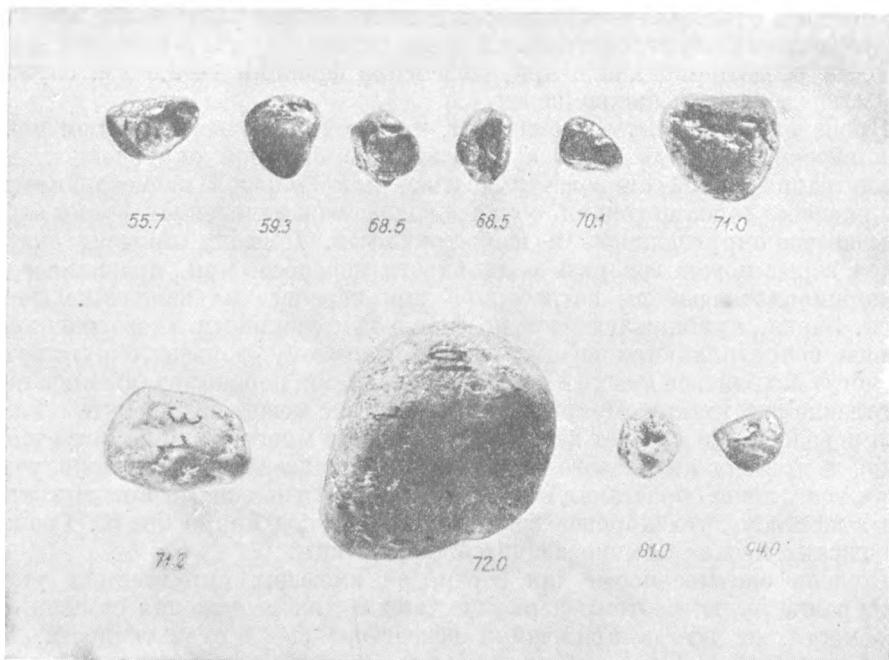
№	Скатив- шиеся зерна	Нескатив- шиеся зерна	Отступле- ния от среднего	
1	28.0	72.0	3.3	
2	23.3	76.7	1.4	
3	22.7	77.3	2.0	
4	Среднее 1—3	24.7	75.3	2.2



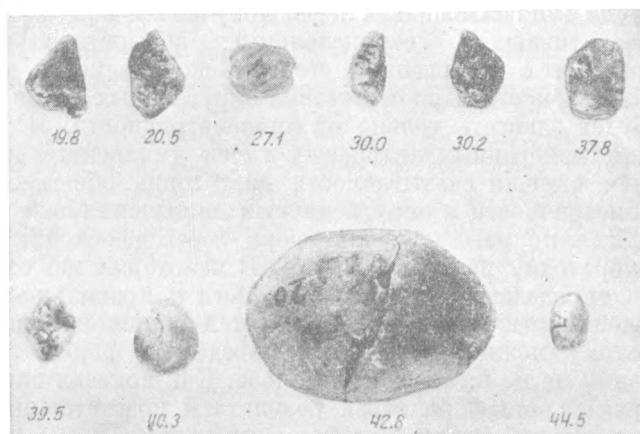
Фиг. 13. Песчинки, скатившиеся по качающемуся жолобу. Волжские пески, обр. 28, фракция 1—2.5 мм.



Фиг. 14. Песчинки, нескатившиеся по качающемуся жолобу. Волжские пески, обр. 28, фракция 1—2.5 мм.



Фиг. 15. Скатившиеся кварцевые гальки; указаны величины скатываемости (q).



Фиг. 16. Нескатившиеся кварцевые гальки; указаны величины скатываемости (q)

Образец 28 был разделен ситами на 5 фракций, и из них, кроме фракций 2—2.5 мм, были подвергнуты разделению на качающемся жолобе фракции 0.28—1 мм и 0.1—0.28 мм. Для последней фракции наклон в 10° оказался недостаточным: зерна задерживались неровностями восковки. При 15° разделение происходило с достаточной точностью (табл. 8).

Таблица 8

Гранулометрический состав обр. 28 и форма зерен (в %)					
Фракции в мм	2.5	2.5—1	1—0.28	0.28—0.1	0.1
Состав по фракциям .	1.79	3.96	85.90	8.27	0.08
Скатившиеся зерна . .	—	36.10	30.03	16.50	—
Нескатившиеся зерна .	—	63.90	69.97	83.50	—

С обеими фракциями было произведено по четыре разделения; при каждом разделении песок пропускался через жолоб 10 раз. Критерием достаточности разделения, как и при разделении фракции 1—2.5 мм, служило отсутствие скатывающихся зерен.

Произведенные опыты доказывают, что предложенным прибором можно механически выделить зерна с относительно большой округленностью и сравнительно малой анизометричностью, или большой изометричностью. При переносе зерен потоками, сопровождающемся изменением формы зерен, повышаются округленность и изометричность. Поэтому процент скатившихся зерен может говорить о дальности переноса, или, правильнее, он пропорционален работе, затраченной при переносе на изменение формы зерен. Зерна, приближающиеся по форме к правильным многогранникам, меньше сопротивляются перекачиванию и поэтому меньше округляются; они могут находиться вместе с округлыми зернами, переносясь вместе с ними на далекие расстояния. Поэтому их присутствие может не говорить о малом пути переноса. Но следует заметить, что форма многогранника встречается редко; в примере кварцевого песчаника с Тимана зерна кварца получили грани вследствие обрастания округленных кварцевых зерен новым кварцевым веществом, что хорошо видно в шлифах под микроскопом. Гранаты в волжских песках обычно значительно окатаны.

Степень окатываемости для зерен, не имеющих округленных углов, будет равна нулю, поэтому формула, данная для выражения степени окатываемости, не всегда приложима вследствие своей схематичности. Как видно из таблицы, более изометричные зерна в общем скатываются легче. При отсутствии округленности степень скатываемости зависит от анизометричности. Можно предложить более сложную формулу: $q_1 = \frac{K \cdot 100}{a} - a$.

По этой формуле для скатившихся зерен получаются положительные величины, для нескатившихся — отрицательные; абсолютное значение этих величин возрастает с повышением степени скатываемости или, соответственно, нескатываемости. При отсутствии округленных углов степень скатываемости будет зависеть только от анизометричности. В табл. 7 даны значения q для измеренных кварцевых галек тиманского конгломерата.

Определение степени скатываемости дает лишь общее представление о степени изометричности и округленности, не выясняя эти величины по отдельности. Для полного изучения форм зерен необходимо определить по крайней мере одну из этих величин. В некоторых же случаях может потребоваться определение степени зубчатости и правильности. Для числового выражения этих последних требуется слишком большая затрата времени. Поэтому можно предложить определять формы зерен на-глаз после разделения их на качающемся жолобе. Как показал опыт, при более дробном подразделении форм зерен результаты подсчетов на-глаз оказываются более точными. Разделение форм зерен на 16 типов и четыре рода дает возможность провести классификацию с желаемой степенью дробности подразделений форм зерен.

Изучая формы галек и песчинок, Уентворз, Уоделл, Крыговский и др. пришли к интересным выводам относительно происхождения исследованных ими объектов. Эти исследования опровергают взгляд Грегори, высказанный им еще в 1915 г., — что для выяснения происхождения конгломератов наименьшее значение имеет форма галек (Gregory, 1915). Несомненно, что форма зерна зависит от очень многих факторов, но относительное значение по крайней мере части этих факторов может быть учтено, если принять во внимание характер отложения, в состав которого входят данные зерна, и минералогический состав зерен. Определение содержания пелитовой части и относительного количества зерен других фракций, отдельное изучение форм зерен различной величины и различных по минералогическому характеру — все это облегчит решение вопроса о генезисе изучаемого отложения.

I. A. PREOBRAZHENSKY
ON THE SHAPE OF GRAINS

SUMMARY

The paper presents a critical review of the existing mathematical methods for measuring grain shapes, as well as a description of the instrument designed by the author, consisting of a swinging trough, with the aid of which the sandy particles may be divided into two groups: the rolling (isometric, rounded) and of the not rolling (indented) grains.

A classification of the grain shapes is proposed, according to which they are divided into sixteen types. The results of applying the method to the study of the sands of the Volga river are given.

ЛИТЕРАТУРА

- Fraser N. J. Experimental Study of the Porosity and Permeability of Clastic Sediments. *Journ. Geol.* 1935, **43**, No. 8, 910—1010.
- Galloway J. J. The Rounding of Grains of Sand by Solution. *Amer. Journ. Sci.* (4), 1919, **47**, No. 280, 270—286.
- Gregory H. E. Note on the Shape of Pebbles. *Amer. Journ. Sci.* (4), 1915, **39**, No. 231, 300—304.
- Lamar J. E. Geology and Economic Resources of the St. Peter Sandstone of Illinois. *Ill. Geol. Surv.* 1927, Bull. 53.
- Tester A. C. The Measurement of the Shape of Rock Particles. *Journ. of Sedim. Geol.* 1931, **1**, No. 1, 3—11.
- Wadell H. Volume, Shape and Roundness of Rock Particles. *Journ. Geol.* 1932, **40**, No. 5, 443—451.
- Sphericity and Roundness of Rock Particles. *Journ. Geol.* 1933, **41**, No. 3, 310—331.
- Volume, Shape and Roundness of Quartz Particles. *Journ. Geol.* 1935, **43**, No. 3, 250—280.
- A Laboratory and Field Study of Cobble Abrasion. *Prelim. Report. Journ. Geol.* 1919, **27**, 507—521.
- Wentworth Ch. K. 1. The Shapes of Beach Pebbles. *U. S. Geol. Surv.* 1922, Prof. Pap. 131-C, 75—83.
- 2. The Shapes of Pebbles. *U. S. Geol. Surv.* 1922, Bull. 730-C. A Method of Measuring and Plotting the Shapes of Pebbles, 91—102. A Field Study of the Shapes of river Pebbles, 103—114.
- The Shapes of Rock Particles: a Discussion. *Journ. Geol.* 1933, **41**, No. 3, 306—309.
- The Diamond Head Black Ash. *Journ. Sedim. Petr.* 1937, **7**, No. 3, 91—103.
- Zingg Th. Beitrag zur Schotteranalyse. *Schweiz. Min. u. Petr. Mitt.* 1935, **15**, H. 1., 39—140.

А. А. ТУРЦЕВ

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА БУРЫХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ КЕРЧЕНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Исследование магнетизма бурых железняков Керченского п-ова принято с целью выяснить, насколько закономерно влияет на магнитную восприимчивость содержащийся в рудах марганец и нельзя ли применить магнитный метод к определению количественного содержания марганца.

Предварительные опыты с несколькими образцами бурых железняков Керченского п-ова показали, что в ряде случаев наблюдается прямая зависимость остаточного магнетизма от количественного содержания марганца. В образцах с одинаковым содержанием марганца наблюдается и одинаковый остаточный магнетизм; в то же время образец с содержанием марганца в 2.5 раза больше, чем другой, дал остаточный магнетизм в 2.4 раза больше (Левинсон-Лессинг, Миткевич и Турцев, 1930).

Прямая зависимость остаточного магнетизма от содержания марганца, к сожалению, наблюдается не во всех случаях, а главным образом в образцах одного и того же месторождения. Для различных месторождений прямой зависимости не получается, и здесь на магнитную восприимчивость, повидимому, влияют помимо марганца и другие минеральные компоненты, значение которых для нас и до сих пор не ясно.

Руды Керченского п-ова отличаются некоторой пестротой минералогического состава. Здесь, помимо окислов железа и марганца, значительным распространением пользуются карбонаты железа в виде сидерита, которые как-то влияют на величину остаточного магнетизма. Кроме того, не исключена возможность присутствия различных модификаций марганцевых соединений, которые, как это нами установлено, ведут себя различно в магнитном поле и, следовательно, могут дать различную остаточную индукцию.

Учитывая значение указанных факторов, не приходится удивляться, что при сравнении образцов разных месторождений не наблюдается прямой зависимости остаточного магнетизма от количественного содержания марганца, так как отклонения могут быть вызваны и карбонатами железа и различными модификациями марганцевых соединений. Чтобы осветить этот вопрос хотя бы в некоторой степени, необходимо провести ряд систематических исследований магнитной восприимчивости железных руд из различных месторождений с учетом их химического состава.

Необходимость исследования керченских руд диктуется также и тем, что до сих пор мы имели дело с остаточным магнетизмом, тогда как для руд характерной константой может быть магнитная восприимчивость, величина которой может существенно меняться в зависимости от величины магнитного поля. Определяя χ в некотором интервале полей, мы тем самым даем возможность расширить пределы для сравнения различных образцов.

Техника эксперимента

Представленные для исследования образцы бурых железняков состояли главным образом из сильно пористых конкреций различной формы и величины, нередко с включением хорошо сохранившейся фауны. Отдельные части конкреций сравнительно хорошо сцементированы, но большинство их слабо связано и легко разрушается руками. Крупные конкреции сопровождаются значительным количеством мелких обломков.

Большая пористость конкреций заставила отказаться от придания им правильной формы, тем более, что плотность их настолько мала, что невозможно было применить механическую обработку. В связи с такой структурой образцы руды предварительно раздроблялись до пылевидного состояния и затем из них прессовались столбики в стеклянных трубках. Прессование производилось так, чтобы плотность столбика заметно не отличалась от плотности конкреций. При такой подготовке образцов магнитные коэффициенты их должны быть наиболее близки к магнитным коэффициентам бурых железняков в естественном залегании.

Измерение магнитной восприимчивости производилось на астатическом магнитометре, установленном во втором гауссовом положении по отношению к испытываемому образцу. Магнитная система магнитометра состоит из двух магнитов, имеющих плоскоэллиптическую форму и отстоящих друг от друга на расстоянии 500 мм. Система подвешена на тонкой платиновой нити, длиной 380 мм, диаметром 16 μ .

Намагничивающие катушки имеют внутренний диаметр 14 мм, длину 393 мм и состоят из двух секций. Число витков в секциях таково, что ток в 1 А создает в центре катушки поле напряженностью в первой секции 39.82 эрстеда, во второй — 385.7 эрстеда.

Градуировка магнитометра производится посредством колец Гельмгольца, которые установлены так, что центр их совпадает с центром нижнего магнита, а ось перпендикулярна оси магнита. Постоянная колец $k=0.188$ Ое/мм.

Интенсивность намагничения вычислялась по формуле:

$$I = \frac{q(R^2 + l_0^2)^{3/2}}{V \left[1 - \left(\frac{R^2 + l_0^2}{R^2 + l_0^2 + L^2} \right)^{3/2} \right]},$$

где q — постоянная магнитометра в Ое/мм,

R — расстояние образца от магнита в см,

l_0 — половина расстояния между магнитными полюсами образца в см,

V — объем образца в см³,

L — расстояние между магнитами,

a — отсчет по шкале.

Магнитная восприимчивость χ вычислялась по формуле $\chi = \frac{I}{H - NI}$, причем для всех измеренных образцов в виду весьма малой величины χ коэффициент размагничивания N принят равным нулю.

Точность измерения такова, что погрешность определения q равна $\pm 7 \cdot 10^{-7}$, а погрешность определения χ составляет $\pm 5.4 \cdot 10^{-4}$.

Результаты измерений

Несмотря на то, что минералогический состав керченских руд подвержен некоторым колебаниям, основные составные части их присутствуют во всех имеющихся в нашем распоряжении образцах. Из них на первом месте стоят окислы железа, затем идут соединения марганца и карбонаты железа — сидерит. Содержание марганцевых соединений и сидерита

колеблется в широких пределах — от небольших примесей до таких, когда они входят примерно в равном с железом количестве. Поскольку в нашу задачу входит изучение влияния марганца, а также и сидерита на магнитную восприимчивость руд, то все исследованные образцы разбиты на три группы по признаку преобладающего содержания того или иного компонента.

Таблица 1

Бурые железняки

Напряженность магнитного поля в эрстедах	Обр. 8 Оолитовый бурый железняк (Ново-Карант. рудник, с.-в. часть)	Обр. 44 Бурый железняк с прослойками керченита (Яньш-Такильское обнаж.)	Обр. 72 Оолитовый бурый железняк (обнаж. у сел. Оссовины)	Обр. 66 Оолитовый бурый железняк (обнаж. у сел. Оссовины)	Обр. 60 Рыхлый оолитовый бурый железняк (Тобечикский рудн.)	Обр. 70 Оолитовый бурый железняк (обнаж. у сел. Оссовины)
------------------------------------------	-----------------------------------------------------------------------	----------------------------------------------------------------------------	--------------------------------------------------------------	--------------------------------------------------------------	----------------------------------------------------------------	--------------------------------------------------------------

Магнитная восприимчивость $\times 10^{-5}$

0.56	27.8	12.2	25.2	12.4	12.3	—
1.13	17.2	12.0	15.3	9.2	9.1	—
2.6	—	—	7.7	—	—	5.2
3.4	6.9	6.0	6.1	4.1	6.1	4.6
5.6	4.8	4.2	4.3	3.7	3.7	3.4
11.3	2.8	2.7	2.5	2.2	3.1	2.1
22.6	1.7	4.7	1.5	1.2	1.8	1.2
33.9	1.3	4.7	1.7	0.8	1.4	1.3
54.9	1.1	4.8	1.7	0.6	1.1	1.0
Fe ₂ O ₃	64.15	36.39	54.49	53.93	49.95	43.07
Mn	0.87	1.06	2.97	5.52	7.60	10.84
H ₂ O	5.44	1.30	7.70	7.06	6.15	5.50
CaO	—	0.56	—	—	—	—

Таблица 2

Марганцевые руды

Напряженность магнитного поля в эрстедах	Обр. 30. Марганц. конкреции (Кыз-Аульский рудник)	Обр. 45. Марганц. конкреции (Тобечикский рудник)	Обр. 36. Марганц. конкреции (Кыз-Аульский рудник)
------------------------------------------	---------------------------------------------------	--------------------------------------------------	---------------------------------------------------

Магнитная восприимчивость $\times 10^{-5}$

0.56	13.2	12.6	21.6
1.1	9.8	6.3	10.7
3.4	4.4	6.3	2.4
5.6	4.6	7.5	2.9
11.3	5.2	4.7	4.3
22.6	4.7	4.1	5.2
33.9	4.6	3.7	5.2
52.6	4.1	3.8	6.1
Fe ₂ O ₃	36.15	47.74	28.01
Mn	18.63	18.87	21.51
H ₂ O	5.26	—	6.68

Таблица 3

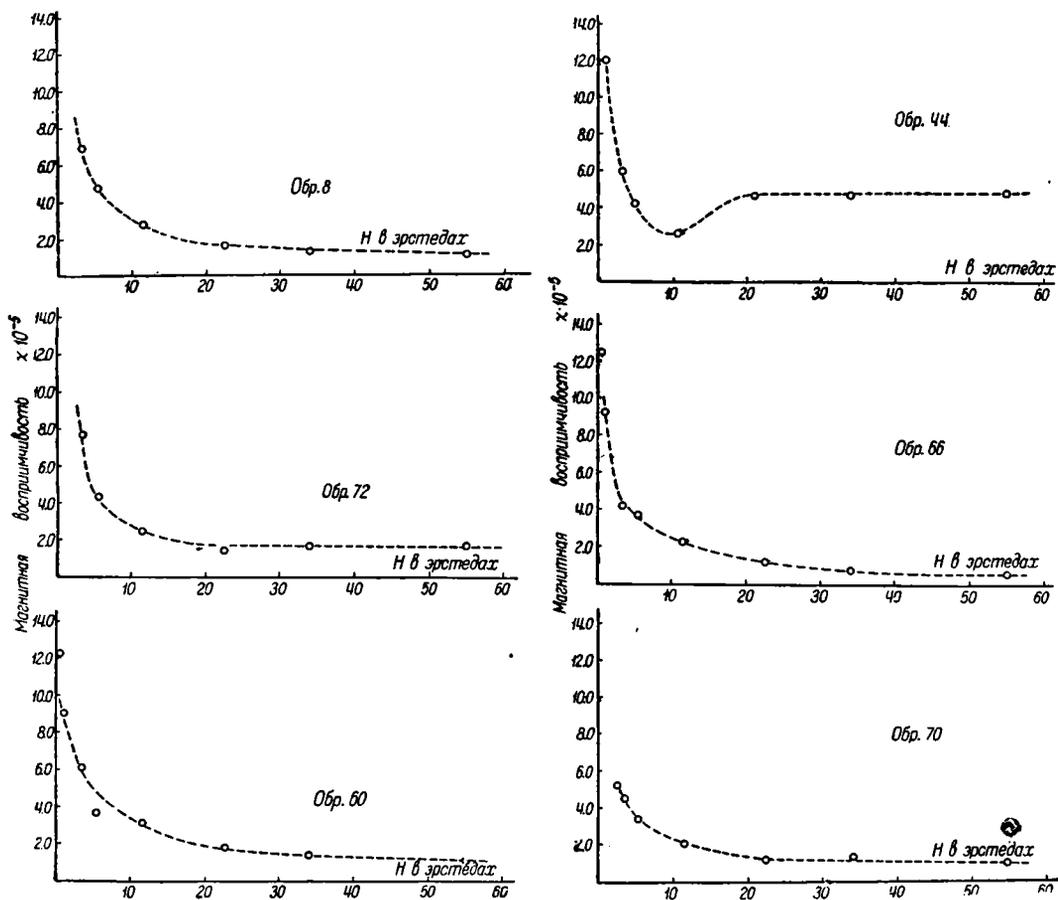
Карбонатные руды

Напряженность магнитного поля в эрстедах	Обр. 42. Сидеритовые прослойки в бур. железняке (Яньш-Такильское обнаж.)	Обр. 47. Сидеритовые прослойки в бур. железняке (Камыш-Бурунское обнаж.)
------------------------------------------	--------------------------------------------------------------------------	--------------------------------------------------------------------------

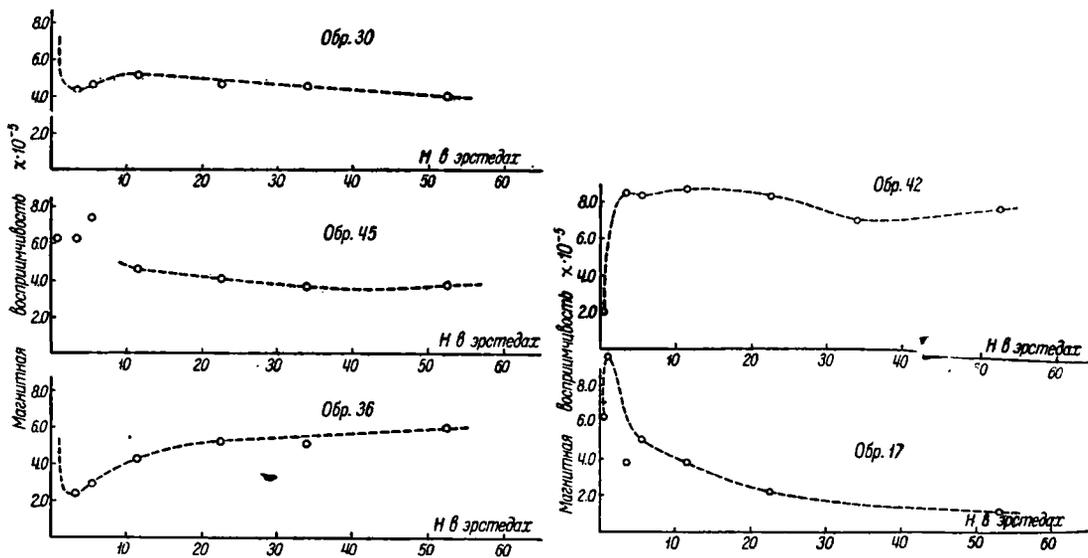
Магнитная восприимчивость $\times 10^{-5}$

0.56	1.9	6.3
1.1	15.8	9.5
3.4	8.5	3.8
5.6	8.3	5.1
11.3	8.6	3.8
22.6	8.4	2.2
33.9	7.0	—
52.9	7.7	1.1
Fe ₂ O ₃	50.59	42.01
Mn	1.45	7.89
H ₂ O	5.10	6.30
CaO	2.50	4.24

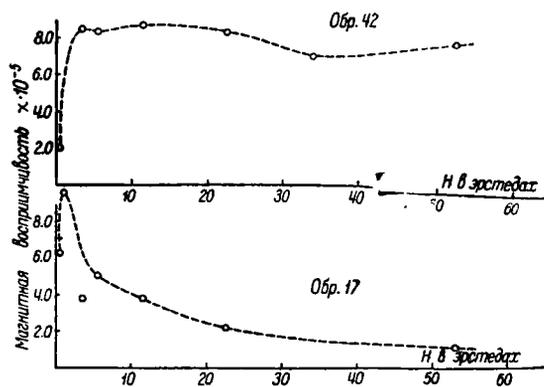
Как видно из таблиц и приведенных кривых (Фиг. 1, 2, 3), деление образцов по принципу преобладающего компонента согласуется и с формой кривых магнитной восприимчивости. Для всех исследованных образцов бурых



Фиг. 1. Кривые магнитной восприимчивости бурых железняков. Обр. 8—оолитовый бурый железняк, Ново-Каратинский рудник; обр. 44—бурый железняк с прослойками керченита, Яныш-Такильское обнажение; обр. 72—оолитовый бурый железняк, обн. у сел. Оссовины; обр. 66—то же; обр. 60—оолитовый бурый железняк, Тобечикский рудник; обр. 70—оолитовый бурый железняк, обн. у сел. Оссовины



Фиг. 2. Кривые магнитной восприимчивости марганцевых руд. Обр. 30 и обр. 36—марганцевистые конкреции, Кыз-Аульский рудник; обр. 45—марганцевистые конкреции, Тобечикский рудник.



Фиг. 3. Кривые магнитной восприимчивости карбонатных руд. Обр. 42—сидеритовые прослойки в буром железняке, Яныш-Такильское обнажение; обр. 17—сидеритовые прослойки в буром железняке, Камыш-Бурунское обнажение.

железняков кривые по форме весьма близки и сильно напоминают кривые магнитного железняка. Характерным для них является наличие максимума в слабом поле в пределах первых двух эрстедов и затем падение величины χ по мере возрастания внешнего поля. Падение вначале идет быстро, а затем медленно приближается к оси абсциссы. Однотипный характер кривых нарушается только в кривой образца 44 тем, что здесь имеется небольшой минимум в поле 10 Ое.

Кривые группы образцов марганцевых руд отличаются от бурых железняков тем, что у них имеется небольшой минимум в поле 5 Ое. Наиболее же существенное отличие их состоит в том, что величина χ первых двух кривых (обр. 30 и 45) слабо уменьшается с увеличением поля, а третья кривая (обр. 36) даже показывает некоторый рост величины χ . Последний признак отмечен нами также и на кривых магнитной восприимчивости чистой марганцевой руды Востокского месторождения (г. Ажи, Ойротия) (Турцев, рукопись) и, повидимому, является общим для марганцевых руд.

Кривые образцов с содержанием карбонатов железа типичного ничего не дают. Первая кривая (обр. 42) ближе подходит к кривым марганцевых руд, для которых характерна параллельность кривой оси абсциссы, тогда как вторая кривая (обр. 17) весьма показательна для бурых железняков — максимум вначале и быстрое падение по мере увеличения внешнего поля. Форма кривых находится в прямом противоречии с теми зависимостями, которые установлены для первых двух групп, и в этом, повидимому, сказывается карбонатность железа. Кривая обр. 42 должна бы подходить к бурым железнякам, поскольку в нем больше железа и ничтожное содержание марганца, тогда как эта кривая характерна для марганцевых руд. Кривая обр. 17 с меньшим содержанием железа и значительным содержанием марганца весьма характерна для бурых железняков, а должно бы быть наоборот.

Как видно, зависимость величины χ от содержания в руде марганца выявляется только в тех образцах, которые содержат значительное количество марганца и которые отнесены нами к группе марганцевых руд, причем зависимость сказывается только на форме кривых. Что же касается количественной зависимости, то на этот вопрос проведенные нами исследования не дают ясного ответа. Во всех образцах первой группы, т. е. в образцах бурых железняков, марганец содержится в различных количествах, тогда как абсолютное значение χ для одних и тех же полей изменяется весьма мало, а в некоторых случаях изменение идет даже в противоположном направлении.

Чтобы яснее представить зависимость χ от марганца, ниже приводится таблица величины χ для поля 11.3 Ое.

Таблица 4

№ образца	Содержание Mn в %	$\chi \cdot 10^{-5}$	№ образца	Содержание Mn в %	$\chi \cdot 10^{-5}$
8	0.87	2.8	30	18.63	5.2
44	1.06	2.7	45	18.37	4.7
72	2.97	2.5	36	21.51	4.3
66	5.52	2.2	42	1.45	8.6
60	7.60	3.1	17	7.89	3.8
70	10.84	2.1	—	—	—

В первой группе образцов бурых железняков величина χ почти одна и та же для всех образцов, в то время как содержание марганца колеблется в широких пределах; во второй группе образцов — марганцевых рудах — величина χ становится даже заметно меньше по мере увеличения марганца, т. е. имеет место обратная зависимость; в третьей группе обратная зависимость достигает максимального значения.

Отсутствие пропорциональности величины χ от содержания в руде марганца и в то же время форма кривых, характерная для магнетита, позволяют думать, что на величину χ существенное влияние оказывают

примеси окислов железа с большей магнитной восприимчивостью, чем бурый железняк, и эти примеси как бы маскируют влияние марганца. Природа этих примесей для нас не совсем ясна и требует дополнительных исследований. Не исключена возможность, что руды содержат в незначительном количестве гематит (его магнитную модификацию), присутствие которого даже в небольшом количестве в состоянии изменить магнитность. Предполагать же присутствие комплексного соединения — яkobсита — мало вероятно, ибо яkobсит, как высокотемпературный минерал, не может выделяться в тех условиях, при которых происходит образование бурых железняков.

Что же касается применимости магнитного метода к количественному определению в руде марганца, то для руд различных месторождений вопрос, как видно из изложенного, разрешается отрицательно. В рудах одного и того же месторождения пропорциональная зависимость магнитной восприимчивости от содержания в руде марганца вполне вероятна, и в этом случае не исключена возможность применения магнитного метода. Для освещения этого вопроса необходимы дополнительные исследования и не со случайными образцами, а с такими, которые достаточно полно характеризовали бы месторождение.

A. A. TURTZEV

MAGNETIC PROPERTIES OF BROWN IRON ORES OF THE KERCH PENINSULA

SUMMARY

A study of the magnetism of the brown iron ores of the Kerch Peninsula was undertaken with the aim of establishing the laws of the influence upon the magnetic susceptibility χ of the manganese contained in the ore and of ascertaining whether it would be possible in this connection to apply the magnetic method to the determination of the quantitative content of manganese in the ore.

The values of χ given are in the table. The principal curves (Figs. 1, 2, 3), as well as the chemical analyses show that for brown iron ores (table 1) the curves of magnetic susceptibility in shape very closely approach each other and resemble those of magnetite. Characteristic of them is the existence of a maximum in the weak field within the first two oersteds, and the fall of the value of χ with an increase of the external field.

The curves of manganese ores (table 2) are distinguished by that they have a small minimum in the field of 5 oersteds. But their most characteristic feature is that the value of χ decreases very slightly with an increase of the field.

The curves of ores containing iron carbonates (table 3) give nothing typical.

As it is seen, the dependance of the value of χ upon the manganese content of the ore has been ascertained only in those specimens which contain a considerable quantity of manganese. In brown iron ores no quantitative dependance of χ upon the manganese content is observed.

As to the applicability of the magnetic method to a quantitative determination of manganese in the ore, for different deposits the question is settled negatively; in the same deposits the proportional dependance of χ on the manganese content is quite probable, and to such deposits it is possible to apply the magnetic method.

ЛИТЕРАТУРА

- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Миткевич В. Ф., Турцев А. А. К вопросу о применении намагничивания к опробованию бурых железняков. Доклады Акад. Наук, 1930, № 20, 531—536.
Турцев А. А. Магнитные свойства окисных соединений марганца. Известия Акад. Наук, 1938, 501—511.

А. И. ВОЛЖЕНКОВ

РЕАКЦИОННЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ, СОПРОВОЖДАЮЩИЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИЮ ГРАНИТНОЙ МАГМЫ

От редакции. Автор обращает внимание на то, что при кристаллизации гранитной магмы уже на ранних стадиях происходят реакционные превращения, при которых выделившаяся твердая фаза при взаимодействии с расплавом разлагается и превращается в другие минералы. По мнению автора, на эти явления следует обратить больше внимания, чем им обычно уделяется, и самый ход кристаллизации гранитной магмы может быть представлен в виде диаграммы иначе, чем это обыкновенно делается.

Каковы бы ни были объяснения автора, которые он предлагает для описываемых им наблюдений, — объяснения во многом спорные и не всегда ясные, — собранный им фактический материал, в особенности же хорошо исполненные микрофотографии, представляют интерес для выяснения ряда структурных деталей гранитов.

Введение

Роль реакционных взаимоотношений выкристаллизованного компонента с магмой, в момент кристаллизации следующего компонента магмы, в последнее время, после работ Боуэна, признается очень многими петрологами. Это доказывается экспериментальными исследованиями на примере инкогруентного плавления, на основании которых построил свой «реакционный принцип» Боуэн (1934). Им же отмечается наличие реакционных процессов при кристаллизации магмы; это всем известные келифитовые оболочки оливина, пироксена, роговой обманки, кристаллизация изоморфного ряда анортит — альбит и т. д. Боуэном также удачно применен реакционный принцип к объяснению контактовых процессов, изменения включений постороннего материала в магме, и это объяснение за последнее время признается большинством петрологов (Харкером, Ридом, Брамаллем, Харвудом, Томасом, Кемпбелем Смитом, Старком и др.).

Взгляды Боуэна развиты Ноккольдсом (Nocolds, 1933) в применении к контактовым явлениям кислых магм. Наиболее полно реакционные взаимоотношения в ходе кристаллизации выявлены на примере изучения пегматитов — это теория американской школы замещения (Landes, 1933), согласно которой образование турмалина, слюд, альбита и т. д. связано с процессом реакционного замещения продуктов начальной кристаллизации пегматита, главным образом калиевого полевого шпата, гидротермальными растворами. Этот процесс является основным, определяющим ход кристаллизации пегматита. Ноккольдс отмечает, что реакционные взаимоотношения кислой магмы с включениями более основных пород и с осадочными породами на контакте в значительной степени обязаны наличию повышенных количеств летучих, привносимых из магмы. Это, по его мнению, доказывается повышенным содержанием в «контаминированных» породах апатита, большим содержанием слюд в контактовых роговиковых породах. Реакционные процессы еще более сильно развиты в пегматитах, в которых содержание летучих наибольшее. Следовательно, в кислых гранитных породах, значительно более богатых летучими компонентами по сравнению

с основными породами, следует ожидать в ходе их кристаллизации более интенсивных реакционных взаимоотношений, в значительной степени определяющих ход кристаллизации магмы. Несмотря на это, до настоящего времени образование гранитных пород и их текстур все еще в значительной степени приписывается эвтектическим процессам, за исключением постмагматических процессов замещения, связываемых с действием автотематоморфизма или дейтерическими изменениями в породе.

Микроскопическое изучение гранитных пород дает целый ряд данных о наличии реакционных взаимоотношений в процессе кристаллизации магмы. Такие явления, как образование реакционных кайм амфибола вокруг пироксена, развитие биотита по амфиболу и плагиоклазу, образование крупных порфировидных выделений калиевого полешпата в процессе замещения и растворения плагиоклаза, появление симплектитов в биотите, мусковите и мирмекитов в плагиоклазе, образование микропегматитовых структур замещения, всецело обязаны реакционным процессам между выкристаллизованными минералами и магмой. Наблюдения показывают, что реакционные процессы в магме начинаются в самый ранний период ее кристаллизации и продолжают на протяжении всей стадии кристаллизации. Интенсивность реакционных процессов прогрессивно увеличивается с падением температуры кристаллизации и соответственно с накоплением в магме летучих компонентов. Но иногда, в зависимости от тех или иных физико-химических условий кристаллизации магмы, часто трудно контролирующихся наблюдениями, реакционные взаимоотношения наиболее отчетливо и интенсивно проявляются только в отдельные стадии кристаллизации, между отдельными минералами, и не наблюдаются в продолжение всей стадии кристаллизации, или их наибольшая интенсивность приурочена не к концу, а к кристаллизации какого-либо отдельного минерала, например к кристаллизации калиевого полешпата.

В настоящей работе дается описание реакционных взаимоотношений, основанное на микроскопическом изучении гранитного комплекса пород (кварцевые диориты, гранодиориты, адалелиты, граниты) из районов центральной части Калбинского хребта, Тянь-Шаня, Дзирульского кристаллического массива и Джунгарского Ала-тау. Описание гранитных пород названных районов приводится в работах Елисеева (1938), Смирнова и др. (1937), Некрасовой (1936); но по некоторым районам, особенно по Тянь-Шаню и отчасти Джунгарскому Ала-тау, литературы, в которой можно было бы найти более или менее полное описание гранитных пород, нет. Как отмечалось выше, реакционные взаимоотношения, сопровождающие кристаллизацию гранитной магмы, зависят от физико-химических условий кристаллизации магмы, которые определяются геологическими условиями интрузии магмы, составом магмы и в особенности содержанием в ней летучих компонентов. Было бы небезинтересно дать описание реакционных взаимоотношений, наблюдаемых в определенных гранитных интрузиях, и тем самым установить взаимосвязь между физико-химическими условиями кристаллизации и процессами кристаллизации гранитной магмы. Но это значительно расширило бы мою работу, главной задачей которой является описание реакционных взаимоотношений, наблюдаемых в процессе кристаллизации всех главнейших породообразующих минералов на отдельных наиболее характерных примерах; в качестве обобщения этих наблюдений дается схема кристаллизации гранитной магмы.

Реакционный принцип

Реакционный принцип кристаллизации Боуэна заключается в том, что в процессе кристаллизации магмы наблюдаются реакционные взаимоотношения между кристаллами (твердая фаза) и магмой (жидкая фаза), в результате которых образуются новые минеральные твердые фазы. На основании этого Боуэном дается схема реакционных серий, где каждый после-

дующий член серии образуется в результате реакции предшествующего члена с магмой. Боуэном выделяются прерывные и непрерывные реакционные серии; к последним относятся изоморфные ряды анортита—альбита, пироксенов, роговых обманок. Изучение гранитных пород в основном подтверждает идею Боуэна, но в нее необходимо внести некоторые уточняющие коррективы. Реакционные процессы следует подразделять на три вида:

1. Реакционное образование изоморфных смесей. Образующиеся смешанные кристаллы обладают однородной кристаллографической структурой.

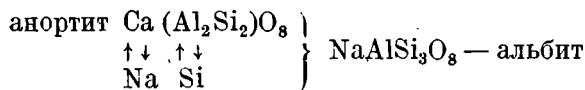
2. Реакционное замещение выкристаллизованных минералов новыми минералами, близкими им по химическому составу. В некоторых случаях этот процесс сопровождается образованием неполных изоморфных смесей, устойчивых только при определенных физико-химических условиях кристаллизации (плагноклаз — калиевый полешпат). Кристаллографическая структура минералов, образующихся в результате этой реакции, отличается от кристаллографической структуры замещаемого минерала, но они всегда обладают одинаковой кристаллографической ориентировкой.

3. Реакционное растворение выкристаллизованных минералов магмой, наблюдающееся во время кристаллизации некоторых минералов. Минерал, переводимый в раствор, и минерал, кристаллизующийся в процессе этой реакции, не обладают не только одинаковой кристаллографической структурой, но и одинаковой кристаллографической ориентировкой.

Изоморфные смеси относятся к реакционным образованиям первого типа.

В наиболее простом примере изоморфизма анортит — альбит, в процессе реакционного образования изоморфного плагноклаза, происходит замещение атомов (CaAl) атомами (NaSi).

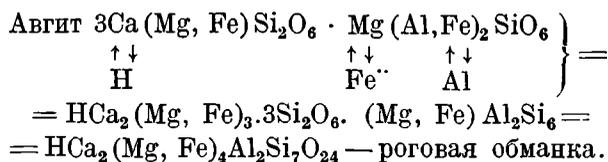
Реакцию замещения можно представить в виде следующего уравнения:



Исследования, проведенные Шибольдом (Эйтель, 1936) над целым рядом плагноклазов, подтверждают заключение о замещении (CaAl) компонентом (NaSi). В процессе этого замещения происходит незначительное изменение кристаллографической решетки, и рентгенографическое изучение показывает, что смешанные кристаллы плагноклаза совершенно однородные. Браммалл (Brammhall, 1936), основываясь на рентгеновском изучении кристаллической структуры и состава пироксенов и роговых обманок, дает точно такое же объяснение образованию изоморфных смесей пироксенов, роговых обманок. Реакции изоморфных образований, согласно Браммаллу, выражаются, с одной стороны, в атомных замещениях например $\text{Si} \rightleftharpoons \text{Al}$, $\text{Al} \rightleftharpoons \text{Mg}$, $\text{Mg} \rightleftharpoons \text{Fe}'' \rightleftharpoons \text{Mn}$, $\text{H} \rightleftharpoons \text{Na} \rightarrow \text{Ca}$ и т. д., а с другой стороны — в замещениях атомными группами, например $(\text{CaAl}) \rightarrow (\text{MgSi})$ при прогрессивном изменении метаморфических роговых обманок и $(\text{NaAl}) \rightarrow (\text{CaMg})$ при переходе актинолита в глаукофан.

Реакции второго типа образуются тем же путем, но, в отличие от изоморфных смесей, в результате атомных замещений происходит более сильное изменение кристаллографической решетки; образующиеся в результате этих реакций минеральные виды имеют отличную кристаллографическую структуру или в некоторых случаях близкую, но не одинаковую с теми минералами, которые замещаются в результате этих реакций. Согласно наблюдениям, как это будет показано ниже, сохраняется одна кристаллографическая ориентировка у замещаемого и вновь образующегося минералов, как бы ни отличались они своей кристаллографической структурой. Следовательно, реакции, сопровождающие процессы замещения второго типа, можно было бы представить в следующем виде:

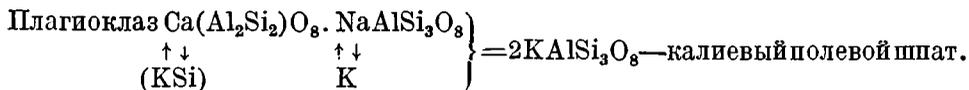
1. Роговая обманка → авгит.



В результате этой реакции происходит обогащение магмы Ca, Mg и Fe²⁺.

Для случая замещения плагиоклаза калиевым полешпатом реакцию можно представить следующим схематическим уравнением:

2. Калиевый полевой шпат → плагиоклаз.



В результате этой реакции главная масса Ca уходит в раствор, натрий и небольшое количество калия идет на образование изоморфной смеси с калиевым полевым шпатом. Замещение происходит до тех температурных условий кристаллизации магмы, при которых прекращается образование изоморфной смеси альбит → калиевый полешпат. Процесс замещения калиевым полевым шпатом плагиоклаза сменяется процессом растворения магмой плагиоклаза в продолжение кристаллизации калиевого полевого шпата. Реакционные взаимоотношения второго типа сменяются реакционными взаимоотношениями третьего типа. Безусловно, даваемые мной уравнения реакционных замещений сугубо схематические и требуют изучения рентгеновскими методами кристаллических структур и состава реакционных минеральных образований.¹

Реакционные взаимоотношения третьего типа не носят явного характера химического замещения. Кристаллографическая ориентировка реакционно растворяемых минералов и кристаллизующихся в этот момент не одинакова. Они могут также сильно отличаться между собой и по химическому составу.

Реакционные взаимоотношения рассматриваются ниже не по типам, а по времени их образования, в зависимости от времени кристаллизации основных породообразующих минералов гранитной магмы.

Реакционные взаимоотношения между авгитом и роговой обманкой

Реакционные взаимоотношения авгита и роговой обманки наблюдались мной в кварц-диоритовых породах эндоконтактной части некоторых гранитных массивов Тянь-Шаня, где они слагают небольшие участки, переходя к центру через гранодиориты в граниты. Своим происхождением они не столько обязаны процессам гибридации (контаминации) на контакте с более основными породами (амфиболитами), сколько процессу дифференциации гранитной магмы, отвечая до некоторой степени первоначальному составу магмы в момент ее интрузии, из которой, в процессе дифференциации, образовались граниты; это подтверждается тем, что граниты в этих массивах всегда окружены полосой гранодиоритовых и кварц-диоритовых пород, вне зависимости от того, прорывают ли они более основные или более кислые, чем граниты, породы, с которыми возможны процессы гибридации.

Явления реакционного образования роговой обманки по пироксену отмечаются Боуэном и целым рядом других исследователей. Это всем известные келифитовые реакционные оболочки пироксена вокруг оливина, рого-

¹ В особенности поведение воды в приведенной выше реакции авгит ← роговая обманка является до настоящего времени все еще загадкой: входит ли H₂O в состав кристаллической решетки или же заполняет „прорывы“ в кристаллической решетке?

вой обманки, вокруг пироксена. Наличие этих взаимоотношений в кварц-диоритовых породах, переходящих в граниты, интересно в смысле увязки реакционных взаимоотношений, наблюдаемых в гранитной магме, с реакционными взаимоотношениями, наблюдаемыми в основной магме.

В названных выше кварц-диоритовых породах, в центре зерен роговой обманки, встречаются мелкие округлые, овальные или с извилистыми ограничениями разъедания, зерна авгита (фиг. 1 и 2). Кристаллографическая ориентировка авгита и роговой обманки одинакова, но оптическая ориентировка их различна. Граница между ними не всегда отчетливая и резкая. Таким образом, процесс характеризуется замещением авгита роговой обманкой, в результате реакции между магмой и авгитом. Процесс может идти настолько далеко, что весь авгит может быть замещен роговой обманкой или от него в роговой обманке остаются мельчайшие включения, что довольно часто наблюдается в диоритовых породах, т. е. это является реакционным процессом второго типа.

Реакционные взаимоотношения между роговой обманкой и плагиоклазом

Между роговой обманкой и плагиоклазом наблюдаются реакционные взаимоотношения третьего типа. Роговая обманка кристаллизуется раньше плагиоклаза (в роговообманково-биотитовых гранитных и диоритовых породах).

Во время кристаллизации плагиоклаза, однако, можно видеть, как часто происходит интенсивное реакционное растворение магмой роговой обманки, в результате чего в ней образуются извилины, неровности, пустоты, которые выполняются кристаллизующимся плагиоклазом; образуются втеки плагиоклаза в периферических частях зерен роговой обманки и вроски его внутри ее зерен (фиг. 3, 4). Если процесс идет дальше и он более интенсивный, то от роговой обманки остаются лишь мелкие зерна с извилистыми ограничениями разъедания, включенные в плагиоклазе в виде пойкилитовых включений.

Реакционные взаимоотношения между плагиоклазом и биотитом, роговой обманкой и биотитом

В процессе кристаллизации гранитной магмы несколько необычно поведение биотита; оно не укладывается ни в рамки последовательности кристаллизации Розенбуша, ни в рамки последовательности кристаллизации Боуэна. Здесь играет важную роль фактор концентрации железа и магния в магме, которым определяется начальный момент кристаллизации биотита, и второй фактор, определяющий характер реакционных взаимоотношений биотита, химическое родство биотита и с группой темноцветных компонентов (роговая обманка, пироксен) и с группой полевшатов. Биотит кристаллизуется в гранитной магме почти в продолжение всей стадии кристаллизации магмы, с некоторыми перерывами. Он может кристаллизоваться раньше плагиоклаза, позднее его, после калиевого полевшата и даже после первых выделений зерен кварца в гранитах, богатых SiO_2 . Наблюдения показывают, что в гранитах с повышенным содержанием железа и магния биотит кристаллизуется раньше плагиоклаза. Обычно это наблюдается в роговообманково-биотитовых гранитах, в гранодиоритах, диоритах. В центральной части Калбинского хребта известны две интрузии гранитов, отличающихся условиями кристаллизации — одни более, а другие менее глубинные, и содержанием в них темноцветных компонентов. Так, в гранитах среднего типа, более молодых и обогащенных темноцветными компонентами, биотит кристаллизуется раньше плагиоклаза. Пластинки его включены внутри зерен, имея более идиоморфные ограничения. Во вторых гранитах, более древних,¹ содержащих темноцветных 5—7%, биотит кристаллизуется

¹ Обе интрузии относятся к одной вариссийской фазе.

позднее плагиоклаза. Эти же явления мною наблюдались и в других районах. Содержание 5—7% темновесных минералов в магме является определяющей цифрой начала кристаллизации из магмы биотита. Если его содержание больше 7%, он кристаллизуется раньше плагиоклаза. В этих случаях наблюдается развитие биотита в процессе замещения роговой обманки, все его выделения приурочены к роговой обманке. Этот факт неоднократно отмечался в литературе. Биотит встречается и в реакционных (кельфитовых) оболочках, согласно данным Боуэна. Биотит, так же как и роговая обманка, в момент кристаллизации плагиоклаза растворяется магмой. И мы наблюдаем и в этом случае, так же как и в случае с меньшим содержанием в магме железа и магния, кристаллизацию биотита после плагиоклаза.

Биотит, замещая плагиоклаз, образует в нем все известные пальцеобразные (дактилитовые) вростки и развивается в краевых частях зерен плагиоклаза. Это хорошо видно на фиг. 5. Процесс почти всегда сопровождается образованием симплектитовых, мирмекитовидных вростков кварца в биотите, а иногда и мирмекита в плагиоклазе. То, что биотит образуется в магматическую стадию кристаллизации, а не в стадию автотаморфизма, как это утверждает Седерхольм, доказывается тем, что биотит разъедается в момент кристаллизации калиевого полешпата и в момент кристаллизации кварца (фиг. 23); разъеденные, разрозненные его кристаллы с извилистыми ограничениями разъедания, имеющие одну оптическую ориентировку, включаются в кварце или калиевом полешпате. После микроклина также наблюдается выделение биотита, но и в этом случае он чаще всего замещает плагиоклаз или развивается в микроклине за счет пойкилитовых включений плагиоклаза (фиг. 6, 7). В краевых частях кристаллов биотита также могут развиваться симплектиты кварца, что отличает его от пойкилитовых включений в калиевом полевопшпате кристаллов биотита, более ранних выделений, обладающих всегда резкими, иногда извилистыми ограничениями. Если в магме имеется повышенное содержание летучих и воды, то вместо биотита кристаллизуется мусковит, который также развивается за счет плагиоклаза, причем, так же как и в случае биотита, в мусковите могут образовываться симплектиты кварца и в плагиоклазе мирмекиты. Но мусковит в гранитах может образовываться позднее (когда кристаллизация магмы закончена) под воздействием гидротермальных процессов, вызванных вторжением в них пегматитовых или кварцевых жил, связанных с этими или с другими гранитами. В магматическую стадию кристаллизации мусковит кристаллизуется преимущественно после калиевого полешпата; до начала кристаллизации кварца и в момент выделения кварца он нередко разъедается и переходит в раствор. Следует отметить, что мусковит может образовываться вокруг биотита или за счет его, давая сростки с его кристаллами, или развиваться вокруг зерен рудного минерала.

Таким образом, и биотит и мусковит, наряду с непосредственной кристаллизацией из магмы, образуются в процессе замещения плагиоклаза, т. е. в результате реакционных взаимоотношений второго типа.

Реакционные взаимоотношения плагиоклаза и калиевого полешпата

Реакционные взаимоотношения плагиоклаза с калиевым полешпатом наблюдаются в гранитных и гранитизированных контактовых (инъекционных) породах. Здесь наблюдаются реакционные взаимоотношения второго и третьего типов, в зависимости от температурных (глубинных) условий кристаллизации гранитной магмы, т. е. замещение плагиоклаза калиевым полешпатом и растворение плагиоклаза в момент кристаллизации, главным образом, микроклина. В литературе мы имеем только несколько, иногда робких, указаний о возможности реакционного замещения калиевым полешпатом плагиоклаза. Проф. Белянкин (1914), дискутируя диаграмму остояния K-Na полевопшпатов Фогта, отмечает, что крупные порфири-

видные выделения в гранитах часто принадлежат калиевому полешпату, явно кристаллизующемуся позднее плагиоклаза, включая его мелкие зерна внутри себя. На фиг. 7 и 8, помещаемых им в своей работе, видно, что большинство зерен плагиоклаза имеет извилистые ограничения разъедания; встречается по 2—3 зерна, обладающих одинаковой оптической ориентировкой, очевидно принадлежащих одному зерну плагиоклаза, но растворенного в момент образования порфиroidных выделений микроклина, а останцы его остались включенными в последнем. То же самое отмечает Хо (Ho, 1936—1937), описывая необычные порфиroidные текстуры фангчанских гранодиоритов. На фиг. 8, взятой из его работы, пойкилитовые включения плагиоклаза обладают одной оптической ориентировкой, имея извилистые ограничения разъедания, и, очевидно, принадлежали одному зерну плагиоклаза, который был замещен ортоклазом и от которого остались только останцы, образовавшие пойкилитовые включения. Хо объясняет это тем, что плагиоклаз кристаллизовался раньше, когда кристаллизация была более ускоренной, а ортоклаз позднее, когда кристаллизация была более замедленной, вследствие присутствия в магме летучих. Старк (Stark, 1935), описывая гранитизированные породы (мигматиты) Колорадо, отмечает, что «наблюдаются явления замещения микроклином серицитизированного плагиоклаза» и что «характерным является развитие порфиroidных областей полешпата в сланцах инъекционного происхождения, в процессе замещения сланцев». Этот процесс, предшествовавший отделению пегматитов, которые секут мигматиты, явно связан с гранитизацией сланцев гранитной магмой, и полево́й шпат принадлежит калиевому полешпату, в составе же сланцев большую роль играют зерна плагиоклаза. Более определенные указания о разъедании альбита микроклином даются Болдыревым (1934), который отмечает, что «необходимо считать альбит образовавшимся раньше микроклина, затем разъеденным и давшим частью параллельные друг другу, частью типичные пойкилитовые вроски в микроклине». Из этого им делается вывод, что некоторые пертитовые структуры образуются в процессе этого разъедания альбита микроклином, и пертиты являются реликтами первоначального альбита. С этим заключением вряд ли можно согласиться, так как ориентировка пойкилитовых включений не всегда совпадает с ориентировкой пертитов, и часто процесс разъедания не со всех сторон одинаков; вряд ли в результате этого процесса могли образоваться правильные пертитовые полоски. Но Болдырев не дает ясного, четкого определения этого процесса. Признавая возможность замещения микроклином альбита, он не исключает и возможность объяснения этих структур эвтектическими процессами, «графическими прорастаниями» альбита и микроклина; хотя им же отмечается, что в графических структурах не наблюдается одинаковой ориентировки двойников, тогда как пойкилитовые зерна альбита, включенные или, как он отмечает, «спаянные» микроклином, обладают одинаковой ориентировкой двойников, на основании чего можно считать, что они принадлежат одному зерну альбита, замещенному микроклином. Такое же двойственное объяснение дается Болдыревым и процессу коррозии, разъедания кварцем альбита.

Вот собственно и все, что известно мне об этом явлении из литературы.

Мною в различных гранитных породах или в различных шлифах одного и того же гранита наблюдались различные стадии процесса замещения плагиоклаза калиевым полешпатом. Иногда микроклип проникает по трещинкам спайности плагиоклаза во внутрь его зерен, образуя вроски неправильной формы (фиг. 9). В том случае, когда в магме мало калия, как, например, в кварцевых диоритах, калиевый полешпат преимущественно образуется в вросках этого типа, которые принято в литературе называть антипертитовидными, что мною наблюдалось в кварцевых диоритах Дзирульского кристаллического массива и Тянь-Шаня. В гранитных породах этот процесс обычно более интенсивный. Микроклин может замещать не только из центра зерен плагиоклаза, но и с периферии, в результате чего от пла-

гиоклаза остаются только венчики (фиг. 10), или же зерна плагиоклаза окружаются каймой калиевого полешпата (фиг. 11, 14), в центре же зерен развиваются антипертитовидные вростки того же калиевого полешпата и обладающих той же оптической ориентировкой. Если процесс замещения еще более полный, от плагиоклаза остаются отдельные, разобщенные друг от друга зерна, включенные в калиевом полешпате, но имеющие одинаковую оптическую и двойниковую ориентировку, что видно на фиг. 12 и 13. На фиг. 13 эти зерна весьма близко напоминают обычные пойкилитовые включения плагиоклаза в калиевом полешпате, примерно такого типа, как это показано на фиг. 8. Иногда ориентировка всех пойкилитовых включений не бывает одинаковой, что может быть тогда, когда замещается не одно зерно плагиоклаза, а несколько соседних зерен. В этом случае кристаллографическая ориентировка калиевого полешпата соответствует пойкилитам главного, наиболее крупного и более сильно замещенного зерна плагиоклаза. В том случае, когда наблюдается замещение плагиоклаза калиевым полешпатом, последний всегда пертитовый. Иногда наблюдается тесная связь пертитового альбита с разъеденными, замещенными зернами плагиоклаза, но не того характера, как это отмечается Болдыревым. На фиг. 16 зерна плагиоклаза включены в ортоклаз-пертите; вблизи от этих разъеденных зерен плагиоклаза пертитовые полоски более широкие, или образуются крупные выделения альбитового пертита, выполняющего все неровности в разъеденном зерне плагиоклаза, как это видно на фиг. 15. Ориентировка крупного пертитового альбита и пертитовых полосок одинаковая, они безусловно обязаны своим образованием одному процессу, и источником натриевого компонента для пертитов была не магма, а плагиоклаз, который реакционно замещался калиевым полешпатом, частью образуя с ним твердые растворы, частью уходя в магматический раствор.

Далее следует отметить, что замещение плагиоклаза калиевым полешпатом в магмах, особенно богатых летучими, сопровождается и замещением плагиоклаза флюоритом, который себя ведет точно так же, как и калиевый полешпат (фиг. 17). Флюорит встречается в тесной связи с замещающим плагиоклазом ортоклазом. Наблюдениями устанавливается, что замещение плагиоклаза в том случае, когда в породе присутствует ортоклаз и микроклин, происходит преимущественно ортоклазом, выделяющимся из магмы раньше микроклина, так как последний нередко выполняет интрегитации между его более правильными зернами; в том же случае, когда в породе присутствует только микроклин, явления замещения наблюдаются только с ранее выделившимися, более развитыми зернами микроклина и содержащими более широкие пертитовые полоски; микроклин же поздних выделений нередко совершенно не содержит пертитов.

Как уже отмечалось выше, в гранитных породах наблюдаются реакционные взаимоотношения и третьего типа, характеризующиеся растворением, разъеданием плагиоклаза магмой в момент кристаллизации калиевого полешпата, преимущественно микроклина, но иногда и ортоклаза, и выполнением образовавшихся пустот и неровностей калиевым полешпатом. Такой процесс нередко развит так же интенсивно, как и процесс замещения калиевым полешпатом плагиоклаза, и в этом случае от плагиоклаза могут также оставаться только мелкие зерна, включенные в виде пойкилитов в микроклине.

Этот процесс отличается, с одной стороны, тем, что не только оптическая ориентировка плагиоклаза и микроклина в этом случае различна, но и кристаллографическая ориентировка их также не одинаковая, хотя морфологически эти процессы очень близки, а с другой стороны — чаще всего калиевый полевой шпат в этом случае или не пертитовый или криптопертитовый. И, наконец, третьей особенностью, характеризующей этот процесс, является образование в его результате мирмекита, что никогда не наблюдается в процессе замещения плагиоклаза калиевым полешпатом.

Как процесс замещения, так и процесс растворения, или разъедания,

плаггиоклаза может наблюдаться в одних и тех же породах, в одних и тех же шлифах, но процесс замещения более характерен для более глубоких гранитных пород и для первых, более высокотемпературных выделений калиевого полешпата; процессы же растворения характерны для менее глубоких гранитных пород и для конечных, менее высокотемпературных выделений калиевого полешпата; то есть, в начале кристаллизации калиевого полешпата развито замещение им плаггиоклаза, затем этот процесс, с падением температуры кристаллизации магмы, сменяется процессом растворения плаггиоклаза магмой.

Мирмекиты

По мирмекитам существует большая литература, они изучались очень многими петрологами. Подробный перечень литературы интересующийся историей этого вопроса может найти у Седерхольма (Sederholm, 1916) и у проф. Лучицкого (1912).

Общепризнанным фактом является то, что мирмекиты всегда образуются на контакте плаггиоклаза с калиевым полешпатам, в форме вростков в краевых, наиболее кислых частях плаггиоклаза, вытянутых, червовидных образований кварца, и реже они образуются в центральных частях зерен плаггиоклаза. Мирмекиты встречаются в интрузивных и контактово-метаморфизованных породах, содержащих калиевый полешпат. Термин мирмекиты впервые был предложен Седерхольмом в 1897 г., при описании Таммерфорского района Финляндии, для вростков червовидного кварца и олигоклаза указанного выше типа (Sederholm, 1916). Образование мирмекитов связывалось им с действием контактового метаморфизма. О происхождении мирмекитов и времени их образования в литературе существует очень много различных взглядов.

Одни [Ромберг (Romberg, 1892), Ирвинг (Irwing, 1883)] образование кварца в мирмекитах считали вторичными процессами, связанными с выветриванием пород. Другие считали, что мирмекиты образуются после затвердения породы, после образования пертита, с которым связывалось образование плаггиоклазовой части мирмекитов; этими авторами образование мирмекитов преимущественно связывалось с контактовыми воздействиями гранитных пород.

Бекке (Becke, 1908) в одной из последних своих работ, посвященной мирмекитам, относит образование мирмекитов к последней стадии кристаллизации, когда в магме увеличивается роль летучих (стадия автотеметаморфизма), способствующих замещению калиевого полешпата плаггиоклазом.

Кварц мирмекитов, согласно Бекке, образуется благодаря тому, что в замещающем калиевый полешпат плаггиоклазе содержится меньше кремнекислоты, которая освобождается в результате этой реакции, образуя червовидные прорастания. Кварца в мирмекитах тем больше, чем более основным является замещающий плаггиоклаз. Бекке дает числовые коэффициенты количества кварца в мирмекитах для различных по содержанию анортита плаггиоклазов. Чирвинский (1911), Гавелин (Sederholm, 1916) и Бергт (Bergt, 1902) считают мирмекиты первичным продуктом кристаллизации магмы микропегматитового характера. Эсколя (Eskola, 1914) отмечает, что мирмекиты образуются до момента полного затвердения породы, прежде чем происходило отделение пертитового альбита от микроклина. Швантке (Schwantke, 1910) на основании анализов калиевых полешпатов, в которых почти всегда присутствует Са, делает вывод о возможности образования при определенных температурных условиях изоморфной смеси калиевого полешпата, альбита и гипотетического силиката $\text{CaAl}_2\text{Si}_8\text{O}_{18}$; при образовании пертитов, т. е. при распаде твердого раствора на микроклин и пертитовый альбит, кальциевый силикат входит в состав плаггиоклаза пертитов, но в плаггиоклазе он имеет состав $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (анортит). Появляется избыток SiO_2 , который выделяется в виде мирмекитов. Процесс образования

мирмекитов Швантке объясняет распадом твердых растворов, аналогично тому, как происходит образование пертитов.

Седрхольм в своей классической работе о синантектических минералах (Sederholm, 1916) уделяет очень много внимания мирмекитам. Касаясь времени образования мирмекитов, Седрхольм на примере изучения филяндских и шведских рапакиви, делает заключение, что мирмекиты могут образовываться до момента полного затвердения породы, до момента полной кристаллизации кварца. В кварц-биотитовых симплектитах, образованиях мирмекитовидного характера, кварц корродирует биотит, тогда как биотит симплектитов иногда замещает плагиоклаз мирмекитов. Вместе с биотитом выделяется флюорит, что говорит об участии летучих в образовании кварц-биотитовых симплектитов. В рапакиви из Мотила, обогащенных кварцем, кварц является самым поздним продуктом кристаллизации; он корродирует олигоклаз и мирмекиты, образуя востки округлых зерен. В том и другом случае рапакиви являются более молодыми изверженными породами и никакому контактовому процессу метаморфизма не подвергаются.

Касаясь вопроса об источнике материала, необходимого для образования плагиоклазового вещества мирмекитов, Седрхольм пишет, что мирмекиты в центре зерен плагиоклаза не образуются, а образуются в периферии их, путем прироста материала к ним. Этот материал, возможно, берется из калиевого полешпата, который почти всегда содержит плагиоклаз в виде пертитовых востков, но мирмекиты иногда образуются в таком большом количестве, что пертитового альбита вряд ли хватит на их образование. Необходим привнос Na и Ca и соответственно вынос K. Касаясь взгляда Бекке на образование мирмекитов, Седрхольм отмечает, что подсчитать количество неправильных востков кварца в мирмекитах весьма трудно, и часто в одной и той же мирмекитовой кайме в одних участках кварца больше, а в других меньше, т. е. количество кварца не определяется количеством Ca в плагиоклазе мирмекитов, и иногда мирмекиты имеют ту же ориентировку, что и примыкающие зерна кварца, т. е. здесь кварца значительно больше, чем во всем плагиоклазе. Седрхольм далее отмечает, что форма кварца мирмекитов часто напоминает скелетную форму плагиоклаза; следовательно, кварц здесь мог быть более поздним, чем плагиоклаз, заполняя интерстиции в плагиоклазе. Первичными в буквальном смысле слова мирмекиты, по мнению Седрхольма, назвать нельзя, так как они образуются в каймах вокруг других минералов, замещающих их вещество. Их образование связано с растворами и газами, скопляющимися в конце кристаллизации магмы. Наличие основных включений в породах ускоряет этот процесс, давая необходимый плагиоклаз в процессе переработки магмой этих включений. В случае контактового метаморфизма мирмекиты образуются под влиянием пневматолитического контактового метаморфизма. Таким образом, в конце концов Седрхольм связывает образование мирмекитов с процессами аутометаморфизма, происходящими до конца затвердевания пород благодаря циркуляции в них растворов и газов, и с процессами аллометаморфизма. Я намеренно уделил так много места изложению взгляда Седрхольма, так как в нем очень много интересного, не устаревшего и до настоящего времени, и довольно часто в новейшей литературе происхождение мирмекитов объясняется по Седрхольму.

Интересна точка зрения Фуке и Мишель Леви (Fouqué et Michel Levy, 1879), которые считают, что «червовидный кварц резко отличается от микропегматитового кварца и что происхождение его обусловлено коррозией образовавшегося плагиоклаза магмой, которая давала более юный, чем плагиоклаз, микроклин». (Подчеркнуто А. В.) Это целиком совпадает с моими наблюдениями, но в литературе этот взгляд не имел распространения. Большинство исследователей принимает к объяснению мирмекитовых структур взгляд Седрхольма и Бекке. В русской литературе этим структурам чаще всего приписывают эвтектоидное об-

разование. Со взглядом Бекке и Седерхольма расходятся только Вайринен, Джиллули, Старк и Хильс, и то в незначительных деталях. Вайринен (Vaughen, 1923), отмечая тесную связь мирмекитов с симплектитами, думает, что мирмекиты образуются в процессе замещения биотитом калиевого полевшпата, благодаря чему освобождается плагиоклаз пертитов и кварц, количество которого в биотите значительно меньше, чем в калиевом полевшпате. Процесс он считает кристаллобластическим. Джиллули (Gilluly, 1933) дает четыре типа образования мирмекитов: 1) одновременным срастанием в неэвтектических пропорциях, 2) эвтектическими срастаниями, 3) не смешивающимися твердыми растворами и 4) замещением. По мнению Джиллули, последний процесс мирмекитообразования играет довольно значительную роль.

Следует отметить, что в классификации пертитовых образований Аллинга и Болдырева в основном признаются эти же четыре процесса; это говорит за то, что процессы образования мирмекитов и пертитов аналогичны по своему характеру. Старк (Stark, 1935) отмечает, что мирмекиты в мигматитах образуются в процессе плутонического контактового воздействия и регионального метаморфизма, и их образование связано с замещением старого, серицитизированного плагиоклаза сланцев микроклином и кварцем и что мирмекиты образуются внутри этих зерен плагиоклаза. Хильс (Hills, 1933) в основном придерживается взгляда Седерхольма на образование мирмекитов, но он не отрицает и концепцию Вайринена, которая расходится с идеей Седерхольма в том, что по Седерхольму симплектиты образуются после мирмекитов, а по Вайринену эти процессы одновременны, и источником кварца в мирмекитах является плагиоклаз, вследствие замещения его биотитом, содержащим в своем составе меньше кремнекислоты. Аллинг (Alling, 1936), касаясь вопроса образования мирмекитов, вполне резонно говорит, что мирмекиты не могут быть эвтектическими образованиями, так как они всегда образуются в присутствии воды и летучих, т. е. низкоплавких компонентов, которые температуру в эвтектической точке должны значительно снижать, и мирмекиты должны бы образовываться только в гидротермальных условиях, что в действительности не наблюдается. Аллинг связывает образование мирмекитов с вторичными процессами или с процессами привноса, но он отмечает, что не всегда ясно, является ли кварц мирмекитов магматическим, дейтерическим, гидротермальным, вторичным или привнесенным извне.

Мои наблюдения показывают, что мирмекиты в гранитных и гранитизированных (мигматитовых) породах образуются: а) в магматическую стадию кристаллизации, б) являются результатом реакции магмы с плагиоклазом в момент кристаллизации калиевого полевшпата, в) источником плагиоклаза мирмекитов является плагиоклаз, как твердая фаза в этом реакционном процессе и г) реакционному процессу образования мирмекитов способствуют летучие компоненты магмы, и им частично обязаны своим происхождением червовидные вроски кварца в мирмеките.

Образование мирмекита в гранитных породах до полного затвердения магмы отмечалось Седерхольмом, Эсколя, Миселем Леви и Фуке.

Мною в кварцевых диоритах Дзирульского кристаллического массива наблюдалась следующая картина. Ортоклаз, на границе двух зерен плагиоклаза, проник во внутрь их и образовал неправильное зерно со втеками в плагиоклаз, заместив его (черный на фиг. 18). Внутри ортоклаза включено маленькое зерно серицитизированного плагиоклаза, ориентировка которого в точности соответствует правому зерну плагиоклаза. Вокруг ортоклаза в плагиоклазе образовалась мирмекитовая кайма. Затем начал кристаллизоваться кварц, который выполнял интерстиции между зернами полевшпатов и образовал реакционные вроски в плагиоклазе и мирмеките. Ориентировка кварца другая, чем у червовидного кварца мирмекитов. Образование мирмекита, следовательно, здесь предшествовало кристаллизации кварца. То же самое видно на фиг. 19, где кварц главной магматической фазы

кристаллизации образует вростки округлой и неправильной формы внутри зерен калиевого полешпата, включающего мирмекит, и в самом мирмеките. Ориентировка вростков соответствует ориентировке примыкающего к калиевому полешпату зерну кварца и не одинакова с червовидным кварцем мирмекита, т. е. и здесь мирмекит образовался до начала кристаллизации в породе кварца. Мирмекиты всегда образуются на границе калиевого полешпата с плагиоклазом, даже в кварцевых диоритах, где калиевого полевого шпата очень мало, и если в породе есть мирмекит, то рядом с ним обязательно есть калиевый полевой шпат, который иногда довольно трудно обнаружить.

Там, где образуются в плагиоклазе мирмекиты, всегда наблюдается разъедание плагиоклаза калиевым полешпатом, в результате чего образуются втеки, вростки его в кристаллах плагиоклаза. На фиг. 19 разъеданное зерно плагиоклаза, с извилистыми ограничениями разъедания, включено в калиевом полешпате. Плагиоклаз целиком пронизан мирмекитами кварца. На фиг. 20 крупное зерно первичного плагиоклаза (альбитоолигоклаза—18% An) включено в микроклин (черный), который образует в плагиоклазе втеки неправильной формы, с извилистыми ограничениями, в процессе разъедания, растворения плагиоклаза магмой. Мирмекиты образуются в периферической части зерна плагиоклаза, где они наиболее крупны, а также в центральной части его. Удлиненные вростки кварца приурочены, главным образом, к трещинам спайности. В периферических частях, где мирмекитизация наиболее сильная, плагиоклаз более кислый (10% An), и он теряет свою двойниковую структуру. При этом ясно видно, что и образование этих более кислых зон связано с реакцией магмы с плагиоклазом, так как эти зоны образуются в плагиоклазе в виде втеков (в верхнем левом углу) тем же способом, что и втеки микроклина, и имеют ту же форму. Это до некоторой степени объясняет, почему плагиоклаз мирмекитов более кислый и часто не обладает двойниковым строением (фиг. 19 и 22).

На фиг. 21 зерно олигоклаза (25—35% An) с периферии разъедано, в нем образовались пустоты, которые выполнены ортоклазом (черный). В результате этого процесса в краевой части образовался мирмекит, плагиоклаз на границе с ортоклазом стал более кислым (12% An), окружил в виде оболочки вростки ортоклаза в плагиоклазе, образуя кислую кайму с периферии, а там, где развивается мирмекит, он приобретает расплывчатые, неясные очертания и также становится более кислым.

Таким образом, определяется более точно время образования мирмекитов в гранитных породах, а именно до начала кристаллизации кварца, в момент выделения калиевого полешпата, причем не в начальный момент, когда наблюдается замещение калиевым полешпатом плагиоклаза, а несколько позднее, когда плагиоклаз корродируется, т. е. растворяется магмой. В этот момент преимущественно кристаллизуется микроклин, но может кристаллизоваться и ортоклаз. Как тот, так и другой калиевый полевой шпат обычно или не пертитовый, или криптопертитовый, в отличие от первых реакционных его выделений. Источником материала для образования мирмекитов является и твердая фаза (плагиоклаз) и жидкая фаза — магма. Происходит, с одной стороны, образование каемок более кислого плагиоклаза, а с другой стороны — выделение свободного кварца в виде мирмекита, а не образование мирмекитовых каемок в виде прироста материала.

Количество кварца в мирмекитах зависит от состава плагиоклаза, но эта зависимость обратная той, которую дает Бекке.

В гранодиорите Джунгарского Ала-тау мирмекиты образуются в олигоклазоандезине (25—30% An) (фиг. 21), а в гранитах Калбинского хребта в альбитоолигоклазе (18% An) (фиг. 20), причем в последнем случае мирмекитового кварца значительно больше, чем в первом.

Таким образом, мирмекиты образуются в процессе реакции магмы с плагиоклазом, в результате которой плагиоклазовое вещество переводится в раствор, образуются каймы, участки, имеющие форму втеков более

кислого плагиоклаза, альбита, выделяется из магмы калиевый полевшпат и в плагиоклазе образуются вроски червовидного кварца. Объяснить свободное выделение в этой реакции кварца до начала кристаллизации кварца из магмы можно двумя путями. Кварц или сопровождает кристаллизацию калиевого полевшпата, выделяясь одновременно с ним, или же его появление обязано действию летучих компонентов магмы, с которыми связаны реакционные процессы. Возможно, что гипотеза Фогта (Vogt, 1931) о том, что в магматических условиях вода и другие летучие могут образовывать независимые компоненты кристаллизации типа $H_2O \cdot nSiO_2$, здесь оправдывает себя. Тем более, что гранитная магма всегда кристаллизуется только в присутствии летучих компонентов, и, если она не содержит их, образуется стекло, как это наблюдается при плавлении гранитных пород. Седерхольм отмечает, что мирмекитовидные образования сопровождаются летучими; это доказывается тем, что в симплектитовых вросках встречается флюорит.

По моим наблюдениям, мирмекиты чаще встречаются в более глубоких гранитных породах, в которых содержится большее количество летучих компонентов, и в гранитах, сопровождающихся последующими пегматитовыми и гидротермальными проявлениями (жилльными).

Браммалл (Brammhall, 1936) в статье о роли алюминия в реакционных сериях пишет, что «действительным механизмом реакции является замещение атома Са атомом Na, и атома Al атомом Si», — это в отношении реакционной серии анортит → альбит. Реакция идет в сторону обогащения жидкой фазы атомами Al. В первом случае атомы Са и Na плагиоклаза замещаются атомом К, атом анортитовой молекулы — атомом Si, а так как альбит и калиевый полевшпат содержат одинаковое количество атомов Si, то кремнекислота должна освобождаться в реакции и выделяться в виде мирмекитов и частично переходить в раствор.

Но в более основном плагиоклазе больше атомов Al замещается атомами Si и, как следствие этого, выделяется меньше свободной кремнекислоты, что вполне соответствует вышеприведенным фактическим наблюдениям.

При втором объяснении, учитывая участие в этом процессе летучих и главным образом воды, мы можем себе представить, что в результате реакции атом Н гипотетического силиката Фогта замещает атом Na плагиоклаза, но так как атом Н не входит в состав полевшпатов, т. е. в химическое соединение, то Н может выделяться в результате этой реакции в газовой фазе, а освобожденная кремнекислота образуется в виде мирмекитов. Это отчасти объясняет и форму мирмекитовых вросков. На самом деле, извилистая червовидная форма кварцевых вросков может быть образована только благодаря проникновению по трещинам спайности в плагиоклазе более активных, «подвижных» растворов магмы, более быстро и активно проникающих в твердую фазу реакционной пары. Это можно ожидать от компонента, содержащего в своем составе летучие, придающие растворам большую подвижность. Мирмекиты в большинстве случаев имеют сильно удлиненные и извилистые формы (фиг. 22); проникая в плагиоклаз по трещинкам спайности, они отклоняются от них, разъедая их стенки (фиг. 18). Вроски же кварца в полевшпатах, образующиеся обычным путем в момент кристаллизации кварца, имеют округлую, неправильную форму.

Мирмекиты встречаются не только в гранитах, но и в гранитизированных породах (мигматитах и инъекционных гнейсах). Это отмечается Седерхольмом, Старком и многими другими исследователями. Я наблюдал мирмекиты в инъекционных гнейсах Дзирульского кристаллического массива и Тянь-Шаня. В обоих случаях гнейсы порфириовидные, образованные в результате замещения осадочных пород кварц-микроклиновой магмой, поступающей из гранитной интрузии на контакте с осадочными породами. Калиевый полевой шпат, источником которого является инъекция магмы, разъедает и замещает плагиоклаз обломочного материала осадочных пород, образуя крупные порфириовидные выделения и включая внутри себя зерна плагиоклаза, имеющие извилистые ограничения разъедания, так же как и в случае

гранитных пород отдельные зерна, разъеденные микроклином, имеют одну оптическую и двойниковую ориентировку. В некоторых случаях этот процесс сопровождается образованием мирмекитов. Никаких следов альбитизации, привноса альбита, нет, и ясно видно, что «старый» серицитизированный плагиоклаз замещается или разъедается калиевым полешпатом инъекционного происхождения. То же самое отмечает и Старк (Stark, 1935). Следовательно, в этом случае процесс не автометаморфический. Аллометаморфическим его также назвать нельзя, так как это не случай перекристаллизации осадочных пород, а случай замещения их магматическим материалом, при высоких температурах и давлениях, при условии повышенного содержания в магме летучих компонентов, как это отмечается Никкольдсом, что вполне понятно, так как эти процессы связаны с инъекцией магмы конечной стадии кристаллизации, стадии кристаллизации калиевого полешпата и кварца.

Реакционные взаимоотношения в период кристаллизации кварца

Кварцем обычно заканчивается стадия магматической кристаллизации гранитных пород. Магма в этот момент наиболее обогащена летучими компонентами; следовательно, нужно ожидать и более интенсивных реакционных взаимоотношений кварца с предшествующими ему минеральными фазами, выражающихся в растворении, разъедании их в момент кристаллизации кварца. Это явление наблюдалось очень многими исследователями. Выше упоминалось образование вростков зерен кварца в полешпатах и в мирмекитах. Часто в литературе встречается упоминание о коррозии кварцем полешпатов. Боуэн (Bowen, 1922), Шаллер (Schaller, 1925), Аллинг (Alling, 1936) и многие другие исследователи считают, что некоторые письменногранитные структуры образованы реакционным замещением калиевого полешпата кварцем.

Я приведу несколько примеров, которые мною наблюдались в гранитных породах во всех вышеупомянутых районах.

В роговообманковых кварцевых диоритах Тянь-Шапя (фиг. 3, 4) в зернах роговой обманки встречаются вростки округлых кварцевых зерен; иногда кварц образует и втеки во внутрь зерен роговой обманки. В гранитах того же района кристаллы биотита разъедены, разделены на несколько частей, сохранив свою первоначальную ориентировку, и включены в кварце (фиг. 23). Часто в кварце мы встречаем включения мелких кристаллов биотита с округлыми и овальными ограничениями разъедания. То же самое наблюдается и по отношению к плагиоклазу. Кварц образует в плагиоклазе вростки мелких зерен округлой или неправильной формы или же, проникая по трещинкам спайности и расширяя их в процессе растворения, образует пегматитовидные вростки, одинаково ориентированные между собой и с примыкающим с края зерном кварца (фиг. 24), или же он образует втеки извилистой формы в периферических частях зерен плагиоклаза. Иногда плагиоклаз в процессе растворения его в момент кристаллизации кварца настолько сильно разъедается, что от него остаются отдельные зерна с извилистыми ограничениями, разобщенные друг от друга, но имеющие одну оптическую и двойниковую ориентировку и включенные в кварце. На фиг. 25 видно, что плагиоклаз был корродирован микроклином и оказался внутри его, а потом дополнительно был корродирован кварцем. Остались разрозненные, но одинаково ориентированные его зерна, включенные в микроклине и кварце. Еще более интенсивно замещается калиевый полевой шпат, причем характер его замещения тот же, что и у плагиоклаза, т. е. вростки округлых и неправильных зерен кварца, втеки его в периферических частях и разъедания до степени пойкилитов, включенных в кварце. Фиг. 26 иллюстрирует процесс образования микропегматита замещения. В микроклине образуются вростки кварца или округлые неправильные, или по своей форме напоминающие ихтиоглипты письменных гранитов. Форма их в значительной

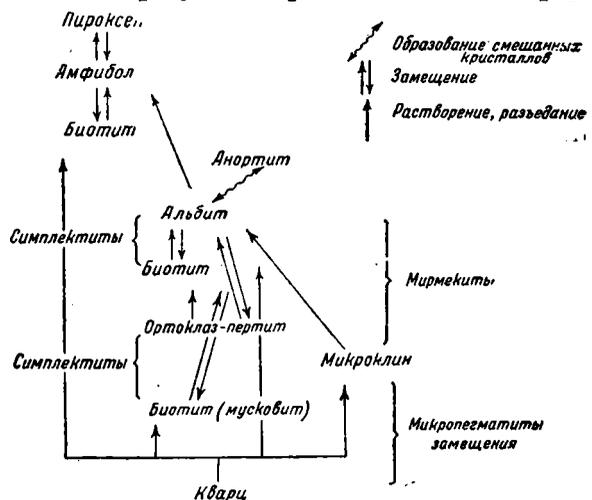
степени зависит от трещин спайности микроклина, так же как это наблюдается и в случае плагиоклаза (фиг. 25). Ориентировка вростков одинаковая и соответствует ориентировке зерен кварца, примыкающих к микроклину. В верхней части зерна видна вторая группа одинаково ориентированных вростков; ориентировка их совпадает с ориентировкой зерна кварца, примыкающего в верхней части (на микрофотографии оно не поместилось). Фиг. 27 иллюстрирует, что вростки образовались не одновременно с микроклином, а позднее, так как они образуются и во включенном в микроклине зерне плагиоклаза, закристаллизовавшегося значительно раньше микроклина и замещенного им. На фиг. 28 видны две группы кварцевых вростков; каждая из групп ориентирована одинаково с примыкающими в этих частях к плагиоклазу зернами кварца. Кварц определенно магматический и не связан с процессами, скажем, окварцевания под воздействием гидротермальных или пневматолитовых жил.

Последовательность кристаллизации гранитной магмы

На основании вышеизложенного можно сделать вывод, что реакционные взаимоотношения в ходе кристаллизации гранитной магмы наблюдаются в продолжение всего магматического периода кристаллизации и они особенно сильно проявляются в конце кристаллизации магмы. Но из этого вовсе не следует делать заключения, что все составные части гранитных пород образуются только в результате реакции твердой минеральной фазы с магмой. Калиевый полевой шпат может кристаллизоваться в процессе замещения или растворения им плагиоклаза и выделяться непосредственно из магмы, выполняя промежутки между более идиоморфными выделениями плагиоклаза, принимая его ограничения и совершенно не разведая его. Непосредственно из магмы может кристаллизоваться и пертитовый калиевый полевик. Но в тех случаях, когда пертитовый ортоклаз или микроклин образуется в процессе замещения плагиоклаза, он содержит значительно больше в своем составе пертитового альбита; это до некоторой степени объясняет, почему содержание пертитового альбита в калиевых полевых шпатах непостоянно.

Переходя к последовательности кристаллизации гранитной магмы, нужно отметить, что благодаря реакционным взаимоотношениям магмы с выделившимися минералами общее правило кристаллизации Розенбуша не выдерживается. Не совсем соответствует действительности и схема кристаллизации Боуэна, особенно, если принять во внимание поведение кварца, который кристаллизуется не только в результате реакции магмы с предшествующим ему калиевым полевиком, но и в результате реакции магмы с другими минералами. Но главным нарушителем схем кристаллизации Розенбуша и Боуэна является биотит и частично плагиоклаз-альбит, которые могут кристаллизоваться и в начальный момент и в конечную стадию кристаллизации.

Учитывая все это, кристаллизацию гранитной магмы с повышенным содержанием железа и магния можно представить следующей схемой:



Кристаллизация (в кварцевых диоритах) начинается с выделения пироксена. Магма реагирует с пироксеном, в результате чего и образуется роговая обманка, замещающая его. Затем выделяется биотит, замещающий роговую обманку. Если в магме пониженное содержание темноцветных минералов (меньше 5—7%), кристаллизация начинается с плагиоклаза. Во время кристаллизации плагиоклаза магма реакционно растворяет кристаллы роговой обманки, биотита, в результате чего в центральных и периферических частях зерен цветных минералов образуются неправильные вростки замещающего их плагиоклаза или же очень мелкие включения кристаллов роговой обманки или биотита в плагиоклазе с неровными извилистыми ограничениями разъедания. Затем, после того, как некоторая часть плагиоклаза выкристаллизовалась, снова может образоваться биотит, замещающий плагиоклаз. Процесс сопровождается образованием симплектитовых вростков кварца в биотите и диактолитовых вростков биотита в плагиоклазе. Биотит в эту стадию кристаллизации преимущественно развивается по плагиоклазу, а не по роговой обманке. Далее плагиоклаз замещается в некоторых случаях калиевым полешпатом, преимущественно ортоклазом, переходя при этом частично в раствор, а частично образуя смешанные кристаллы, при распаде которых впоследствии образуются пертиты. С понижением температуры процесс замещения плагиоклаза сменяется процессом растворения с одновременной кристаллизацией криптопертитового или не пертитового микроклина, реже ортоклаза. В связи с этим процессом могут образовываться мirmekиты. Кроме описанных явлений, в рассматриваемых породах происходит не только замещение и растворение плагиоклаза, но и биотита во время кристаллизации полевого шпата. В дальнейшем ходе кристаллизации после микроклина снова может кристаллизоваться биотит, а если магма богата водой, — мусковит. При этом и в стадию кристаллизации биотита или мусковита они развиваются за счет плагиоклаза, а не калиевого шпата, и если мы их находим в калиевом полешпате, то они замещают там пойкилитовые зерна плагиоклаза и альбит, находящийся в твердом растворе в калиевом полешпате, а не сам калиевый полешпат. В некоторых гранитных породах до начала кристаллизации кварца наблюдается выделение альбита, который в мелких зернах выделяется по трещинкам спайности в калиевом полешпате на границе его зерен (фиг. 29) или замещает его, образуя шахматный альбит или вростки пертитового характера, как это отмечается Колони (Colony, 1923) и Аллингом (Alling, 1936₂). Кристаллизация заканчивается кварцем, во время выделения которого магма реагирует со всеми выделившимися минералами, переводя их в раствор, но интенсивность реакции по отношению к каждому отдельному минералу различна. Более сильно растворяется калиевый полевой шпат, затем биотит, реже и слабее плагиоклаз и еще более редко и меньше роговая обманка.

На этом заканчивается магматическая стадия кристаллизации гранитной магмы. Далее наступает стадия автотемпературного изменения пород. К этим стадиям относится образование пертитов распада, серицитизация плагиоклаза, хлоритизация биотита, появление в породе цоизита, эпидота, каолинизация полевых шпатов.

Из рассмотренной выше схемы кристаллизации и реакционных взаимоотношений между главными породообразующими минералами гранитных пород можно сделать вывод, что в продолжение кристаллизации гранитной магмы все время наблюдается также и обратный, по отношению к кристаллизации, процесс — растворение магмой ранее выкристаллизованных минералов. В результате этого наблюдается повторная кристаллизация минералов ранних фаз кристаллизации, в более поздние фазы. Наиболее наглядно мы видели это на примере темноцветных минералов.

Растворение, или резорбция, выкристаллизованных минералов во время кристаллизации всех минералов гранитной магмы отмечалось Маккейем. Причину этого явления Маккей видит в выделении тепла в момент кристал-

лизации того или иного минерала, очевидно связанном с переохлаждением, вследствие чего происходит расплавление минералов, примыкающих к кристаллизующемуся минералу. Вростки минералов поздней фазы кристаллизации в минералах ранней фазы кристаллизации им объяснялись как образования одновременные тем, в которых они находятся, вследствие захвата кристаллизующимся минералом некоторой части магмы, содержащей полевшпата и кварц. С этой точкой зрения можно согласиться только частично, именно в случае реакционных взаимоотношений третьего типа, характеризующихся растворением магмой во время кристаллизации тех или иных минералов ранее выкристаллизованных минералов. Но эти явления чаще наблюдаются и более интенсивны у конечных продуктов кристаллизации магмы: у кварца и в конце кристаллизации калиевого полевшпата, т. е. у минералов, кристаллизующихся при более низких температурах; в случае кристаллизации калиевого полевого шпата при более высоких температурах наблюдается замещение, а не разбедание плагиоклаза. Принимая концепцию Маккейя, следовало бы ожидать большего выделения тепла в начале кристаллизации калиевого шпата, а не в конце; следовательно, начальная стадия кристаллизации калиевого полевшпата должна бы характеризоваться не замещением, а растворением магмой плагиоклаза. Вростки одних минералов в другие, в том числе антипертитовидные, образуются в результате реакционного замещения или разбедания одних минералов во время кристаллизации других. Об этом было достаточно сказано при разборе реакционных взаимоотношений в гранитной магме.

В начале этой работы мной отмечалось, что реакционные процессы в значительной степени обязаны летучим компонентам магмы, и они более интенсивны и широко развиты тогда, когда в магме больше содержится летучих компонентов. Как следствие этого, в пегматитовых и пневматолито-гидротермальных условиях кристаллизации реакционные процессы замещения развиты наиболее широко. В гранитной магме реакционные взаимоотношения более интенсивны в конце кристаллизации калиевого полевшпата и кварца, т. е. когда концентрация летучих в гранитной магме наибольшая. Следовательно, из этого можно предполагать, что с увеличением концентрации летучих в магме увеличивается растворимость ранее выкристаллизованных минералов. Растворимость темноцветных минералов в магме до начала кристаллизации плагиокалаза была меньше, чем после того, как главная масса плагиоклаза закристаллизовалась, так как вследствие уменьшения в связи с этим массы магмы в ней увеличилась концентрация летучих компонентов, а следовательно, изменились условия физико-химического равновесия замкнутой системы, и темноцветные минералы начали растворяться магмой. После того, как основная часть плагиокалаза выкристаллизовалась, снова наступил момент пересыщения магмы железом и магнием, снова выделяется биотит, замещая плагиоклаз или непосредственно кристаллизуясь из магмы. В этот период происходит не только замещение плагиоклаза биотитом, содержащим в своем составе калий, но и замещение его калиевым полевшпатам. Таким образом, последовательное накопление в магме, в процессе ее кристаллизации, летучих вызывает в определенные периоды кристаллизации нарушения равновесия, вследствие чего происходит растворение выкристаллизованных минералов и нарушение порядка кристаллизации.

Связывая образование симплектитов, мирмекитов, микропегматитовых прорастаний в процессе замещения с магматическими процессами кристаллизации, считая келифитовые реакционные каймы, образование биотита, мусковита также магматическими образованиями, что отмечается и Боуэном (1934, стр. 128), мы должны отказаться от автометаморфического и синантектического происхождения этих образований. Тем самым уменьшается значение автометаморфических процессов в ходе кристаллизации гранитной магмы. В последнее время некоторые петрологи в значительной степени преувеличивают роль пневматолитовых и гидротермальных (автометаморфических) процессов в формировании пород, связывая с ними появление

вторых генераций полевшатов, образование биотита, мусковита, мирмецитов и т. д. Ход кристаллизации представляется как непрерывный эволюционный процесс от магматической стадии кристаллизации до гидротермальной. Еще дальше идут Аллинг (1936) и Бутлер (Butler, 1932), развивая эволюционный процесс до того, что к Боуэновской схеме, заканчивающейся кварцем, искусственно «прицепляют» сульфаты, карбонаты и сульфиды, образование которых почти всегда связано с гидротермальными процессами. Против этого вполне резонно возражает проф. Лучицкий (1937).

Теоретические выводы из диаграмм систем из летучего и нелетучего компонентов и полевые наблюдения ясно говорят, что в ходе кристаллизации магмы имеется один или два момента, в зависимости от условий давления, глубин, перехода магмы из одного состояния в другое, из магматического в пневматолитическое, а затем из пневматолитического в гидротермальное, или в условиях больших глубин — перехода из магматического состояния в гидротермальное, минуя пневматолитическое. Процесс перехода всецело обязан влиянию летучих компонентов, количество которых в магме увеличивается с кристаллизацией в магматическую стадию компонентов, не содержащих в своем составе летучих. Магматический раствор в определенных условиях переходит в флюидный или же в гидротермальный. Вследствие этого увеличивается внутреннее газовое давление, которое достигает наивысшего предела в моменты перехода магмы из одного состояния в другое, до такой степени, что нарушаются условия равновесия «замкнутой» системы магматического состояния, преодолевается внешнее давление, и образовавшиеся новые системы стремятся выйти из старой «замкнутой» системы, образуя пегматитовые и кварцевые жилы. Все это прекрасно подтверждается полевыми геологическими наблюдениями. Пегматитовые и кварцевые жилы в большинстве случаев резко отделены от родоначальных гранитных пород, не образуя постепенных переходов друг от друга, если не считать процессов изменения гранитных пород на контактах с пегматитовыми и кварцевыми жилами, в результате которых иногда наблюдаются постепенные переходы от гранита к пегматитам.

Следовательно, наблюдается не постепенное эволюционное развитие в процессе магматической дифференциации, не постепенная смена магматического расплава пневматолитовым, а затем гидротермальным раствором, а резкое скачкообразное изменение одного состояния другим. Состав пневматолитового раствора определяется теми летучими компонентами и металлическими и редкими элементами, которыми обогатился остаточный раствор в процессе дифференциации, а также и компонентами магматической стадии кристаллизации, перешедшими в раствор вследствие реакционного растворения выделившихся в магматическую стадию минеральных компонентов, при участии летучих компонентов магмы.

Рассматривая схему магматической стадии кристаллизации гранитной магмы, мы отмечали реакционное растворение в процессе кристаллизации кварца, темноцветных компонентов, плагиоклаза, калиевого полевого шпата. Одновременно все больше и больше увеличивается роль в кристаллизации гранитной магмы летучих компонентов. Появляются мирмециты, симплектиты, образуется биотит, мусковит, содержащие в своем составе воду, и, наконец, все заканчивается кристаллизацией кварца; образуется остаточный расплав. Количественное изменение летучих в составе магмы в сторону увеличения их количества вызывает образование качественно отличного пневматолитового раствора, из которого образуются пегматитовые жилы. Вследствие нового приобретенного качества остаточный пневматолитовый раствор удаляется из магматической массы в направлении из глубин к периферии магматической закристаллизованной массы, в контактируемые с ними породы.

Наступает кристаллизация пегматито-пневматолитового раствора, и здесь снова сначала кристаллизуются темноцветные минералы, а затем полевшатовые. Схема эволюционного хода кристаллизации Боуэна состоит

в том, что каждый последующий член в реакционной серии кристаллизуется в результате реакции раствора с предшествующим ему закристаллизовавшимся членом.

Кристаллизация начинается с образования гранитовидных пегматитовых зон в зальбандах (Калбинский хребет) или письменногранитных зон пегматитов (Дзирульский кристаллический массив), а иногда в краевых частях пегматитовых жил образуются аплитовые зоны (Калбинский хребет, Дзирульский кристаллический массив), или аплитовые жилы встречаются в тесной связи с пегматитами, предшествуя им. Во всех трех указанных районах кристаллизация остаточной магмы начинается с выделения биотита, преимущественно в удлиненных лейстах, затем кристаллизуется плагиоклаз (олигоклаз), если остаточный раствор достаточно обогатился им в магматическую стадию кристаллизации; он обычно образуется в гранитовидных пегматитах и в аплитах, где он встречается в особенно большом количестве. Если его мало, кристаллизация начинается с выделения микроклин-пертита. Здесь наблюдаются те же реакционные взаимоотношения, что и в магматическую стадию кристаллизации. Письменногранитные зоны сменяются пегматоидными крупнозернистыми, состоящими из калиевого полешпата и кварца. Кристаллизация калиевого полешпата сменяется кристаллизацией кварца. Здесь также наблюдается замещение калиевого полевого шпата, могут образовываться графические структуры, замещения, как это отмечается Шеллером, Ландесом, Боуэном, Аллингом. Затем происходит замещение — преимущественно микроклина — альбитом и далее последовательно турмалином, бериллом и т. д. (Шеллер, 1937). То есть, наблюдается та же последовательность кристаллизации, что и в гранитной магме, но главную роль в кристаллизации уже играют летучие компоненты, а в составе пегматита — калиевый полевой шпат и кварц, т. е. те компоненты и агенты, которые в магматическую стадию начали проявлять себя наиболее интенсивно в конце кристаллизации. Следовательно, конец магматической стадии носит в своем характере некоторые черты пневматолитовой стадии, а начало пневматолитовой стадии — некоторые черты магматической стадии кристаллизации.

Мне кажется, что акад. Ферсман, в своей схеме пегматитового процесса, не совсем точно считает начало флюидного (пневматолитового) состояния при окончании «роста письменного гранита скачком, переходящим в крупнозернистую пегматоидную фазу» (Ферсман, 1931, стр. 39), относя таким образом письменногранитные, аплитовые и отмеченные мной гранитовидные образования к магматической стадии кристаллизации.

Зависимость состава пегматитов от хода кристаллизации гранитной магмы

Этот вопрос пока еще трудно разрешить полностью, так как необходим очень большой фактический материал, которым я не располагаю. Но кое-какие наметки можно дать из материала, с которым мне приходилось сталкиваться.

Особенно хорошо эта зависимость отмечается на примере пегматитов центральной части Калбинского хребта. Там встречаются граниты, связанные с ранней варисцийской фазой. Те и другие граниты сопровождаются пегматитами. Граниты, связанные с ранней варисцийской фазой, кристаллизовались в условиях повышенных температур и давлений. В них сильно развит процесс замещения калиевым полевым шпатом плагиоклаза и сравнительно слабо развит процесс разъедания плагиоклаза в момент кристаллизации микроклина и кварца. Альбитовая молекула реакционно растворенного плагиоклаза целиком шла на образование твердого раствора с калиевым полевым шпатом, всегда пертитовым, причем пертитовые полоски в нем очень широкие, и иногда пертит составляет до 50% объема минерала. В момент кристаллизации кварца калиевый полевой шпат интенсивно раство-

рялся, что привело к обогащению остаточной магмы калиевым полешпатом и меньшему обогащению альбитом. Поэтому пегматиты, связанные с этими гранитами, обогащены микроклин-пертитом. Кристаллизация их начинается с выделения небольшого количества олигоклаза, который быстро сменяется микроклином, и только в более позднюю фазу кристаллизации, когда пегматитовый раствор обогатился альбитовой молекулой с увеличением его концентрации, благодаря выделению микроклина, и с переводом в раствор ранее выделившихся кристаллов олигоклаза и пертитового альбита наблюдается альбитизация микроклина.

Граниты, связанные с поздней варисцидской фазой интрузии, кристаллизовались при меньших температурах и давлениях, чем первые. Здесь поэтому преобладает процесс разведения плагиоклаза в момент кристаллизации калиевого полевого шпата и кварца. Калиевый полевой шпат криптопертитовый, и магма настолько обогатилась альбитовой молекулой, что в конце магматической кристаллизации наблюдается альбитизация калиевого полевого шпата и вследствие этого же остаточный пегматитовый раствор сильно обогатился альбитовой молекулой. Кристаллизация пегматитов начинается с обильного выделения альбита в начальную стадию кристаллизации. В периферических частях (зальбандах) этих пегматитов всегда образуются аплиты, в составе которых главную роль играет альбит, и после того как раствор освободился от пересыщения альбитовой молекулой, начинает кристаллизоваться калиевый полевой шпат, образуя пегматойдные грубозернистые и пильменногранитные участки пегматитовых жил. Такого же характера явления наблюдались мной в районе Дзиркульского кристаллического массива и в районе Тянь-Шаня.

Все это достаточно ясно говорит о наличии тесной связи состава полешпатовой части пегматитов с условиями и ходом кристаллизации гранитной магмы, и изучение гранитных пород с этой точки зрения позволит более точно подойти к определению условий образования тех или иных пегматитов и гидротермальных проявлений, с которыми связано рудоотложение.

В этом отношении прав проф. Усов, выдвигающий глубины интрузий в качестве одного из критериев для классификации рудных месторождений, т. е. те физико-химические условия кристаллизации магмы, которые привели к образованию того или иного остаточного расплава, с дифференциацией которого связаны рудные месторождения.

Заключение

В заключение следует сказать, что описанные выше реакционные взаимоотношения наблюдаются не всегда и часто они развиты не полностью. Иногда мы наблюдаем их только в момент кристаллизации кварца, иногда в момент кристаллизации кварца и калиевого полевого шпата, а иногда в продолжение всей стадии кристаллизации гранитной магмы. Причиной этому являются те условия кристаллизации, которые способствуют накоплению в магме летучих и препятствуют их удалению из магмы, т. е. температурные и глубинные условия кристаллизации магмы. В более поверхностных гипабисальных условиях мы можем совершенно не наблюдать этих процессов, и главную роль в ходе кристаллизации гранитной магмы в таких случаях играют эвтектические процессы. Появляются микропегматитовые образования, гранит-порфировые структуры, в полном смысле этого слова, как это понимается акад. Левинсон-Лессингом, т. е. порфировидные выделения представлены ранними продуктами кристаллизации, а основная масса более поздними. В отличие от этих структур, те структуры, в которых порфировидные выделения представлены более поздним продуктом кристаллизации — калиевым полевым шпатом, развившимся реакционно в процессе замещения или растворения более раннего плагиоклаза, я предложил бы называть реакционными гранит-порфировыми структурами. Далее, эвтектические взаимоотношения чаще наблюдаются в эффузивных

породах, которые, так же как и гипабисальные породы, обеднены летучими, так как ускоренное охлаждение магмы этих пород вызвало потерю летучих.

В гранитных породах наблюдаются и пневматолитовые и гидротермальные образования — такие, как турмалинизация, мусковитизация, окварцевание, образование флюорита, граната, топаза, берилла; но все эти процессы обязаны своим происхождением последующим жильным пневматолитовым и гидротермальным процессам, связанным или не связанным с этими гранитами.

A. I. VOLZHENKOV

REACTION RELATIONS ACCOMPANYING THE CRYSTALLIZATION OF GRANITIC MAGMA

SUMMARY

The paper presents a description of the reaction relations observed in granitic rocks. As material for observation served the granites of the central part of the Kalba Range, Dziruly crystalline massif, Tian-Shan, and Djungar Ala-tau. As distinguished by Bowen, the author divides the reaction relations into three types:

1. The formation of isomorphous mixtures. The mineral reacting with the magma, and that formed as a result of the reaction have a similar crystallographic structure.

2. The replacement of one mineral by another. The mineral reacting with the magma and that formed as a result of the reaction do not possess a similar crystallographic structure but have the same optic orientation.

3. The dissolution, corrosion of the previously formed minerals. The dissolved mineral and that formed in its place do not possess either a similar crystallographic structure, or a similar optic orientation.

The first type corresponds to the continuous series of Bowen. The second type is observed between pyroxene and hornblende, hornblende and biotite, plagioclase and biotite, plagioclase and potash feldspar. The third type is observed between hornblende and plagioclase, plagioclase and potash feldspar, mainly microcline, quartz and all the minerals preceding it in the course of crystallization.

Myrmekites are formed as a result of a dissolution of plagioclase by potash feldspar, i. e. as a result of reaction relations of the third type.

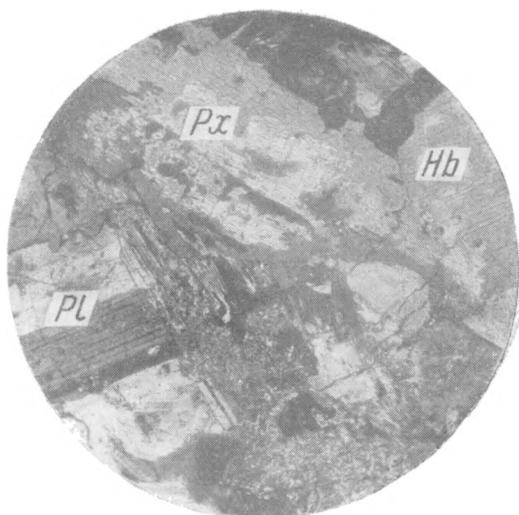
ЛИТЕРАТУРА

- Бел я н к и н Д. С. Последовательность кристаллизации полевых шпатов в гранитовых породах. Изв. Петрогр. политехн. инст., 1914, 22, вып. 1, 259—274.
- Б о л д ы р е в А. К. О морфологии, генезисе и классификации пертитов и других полевшпатовых сростаний. Тр. ЦНИГРИ, 1934, вып. 12, 1—43.
- Б о у э н Н. Л. Эволюция изверженных пород. М.—Л. Гос. н-техн. горн.-геол.-нефт. изд-во, 1934, 1—324.
- Е л ь с е е в Н. А. Петрография рудного Алтая и Калбы. Петрография СССР, сер. 1, вып. 6. М.—Л. Изд. Акад. Наук, 1938, 5—243.
- Л у ч и ц к и й В. И. Рапакиви Киевской губернии и породы, его сопровождающие. Изв. Варшавск. политехн. инст. 1912, вып. 1, 1—332.
- Петрография, т. 3, Л.—М. 1937, 1—154.
- Н е к р а с о в а О. И. Петрограф. описание палеозойских пород по маршруту С. С. Шульца из Оша в Каракол в 1934 г. Тр. Таджико-Памир. эксп. 1936, вып. 38, 135—164.
- С м и р н о в Г. М., Т а т р и ш в и л и Н. Ф., К а з а х а ш в и л и Т. Г. Геолого-петрографический очерк северо-восточной части Дзирульского кристаллического массива. Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1937, вып. 11, 71—109.
- Ф е р с м а н А. Е. Пегматиты, т. I, Л. Изд. Акад. Наук, 1931, 1—646.
- Ч е р в и н с к и й П. Н. Количественно-минералогический и химический состав гранитов и грейзенов. Изд. Алексеевск. донск. политехн. инст., 1911, 608—613.

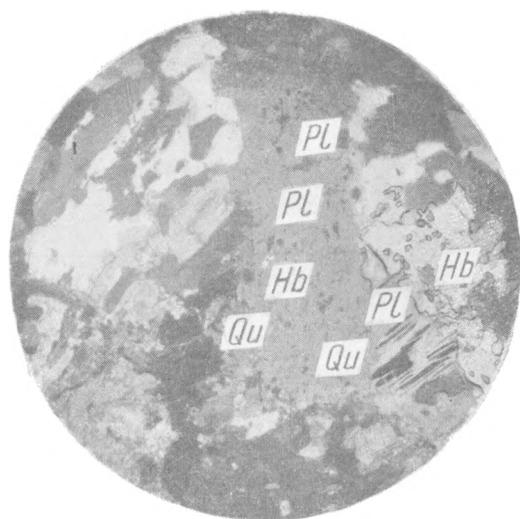
- Шеллер В. Т. Пегматиты. Геология рудных месторождений западных штатов США; М.—Л. ОНТИ НКТП, 1937, 1—165.
- Эйтель В. Физическая химия силикатов. Л. ОНТИ, 1936, 50—60.
- Alling H. 1. Interpretative petrology of the igneous rocks. Mc-Graw-Hill, 1936.
— 2. Pertites. Amer. Min. 1936, 17, 43—65.
- Бекке. Ueber Myrmekit. Tsch. Min. u. Petr. Mitt. 1908, Bd. 27.
- Bergt. Zur Geologie des Goppenname und Niekerietales in Surinam. Saml. d. Geol. Reichsanst. zu Leiden. Serie 11, Bd. II, Leiden 1902.
- Bowen N. L. 1. The Reaction Principle in Petrogenesis. Journ. Geol. 1922, No. 30.
— 2. Behaviour of Inclusions in Igneous Magmas. Journ. Geol. 1922, No. 30.
- Brammell A. The reciprocal role of alumina in reaction series. Min. Mag. 1936, 24, No. 154.
- Butler B. S. Econ. Geol. 1932, 27, 1—4.
- Colony R. J. The Final Consolidation Phenomena in the Crystallization of Igneous Rocks. Journ. Geol. 1923, No. 31, 170—171.
- Eskola P. Bull. Comm. Géol. Finl. 1914, № 40, 27—28.
- Fouqué et Michel Lévy. Mineralogie microscopique. 1879, 1—193.
- Gilluly J. Replacement Origin of an Albite Granite near Sparta. U. S. Geol. Surv. 1933, Prof. Paper 175-C, 65—81.
- Hills E. S. An Unusual Occurrence of Myrmekite. Geol. Mag. 1933, 70, 1—294.
- Ho T. L. An Unusual Porphyritic Texture of the Fangshan Granodiorite. Bull. Geol. Soc. of China, 1936—1937, 16, 41—420.
- Irving R. D. The Copper-bearing Rocks of Lake Superior. U. S. Geol. Surv. Monogr. 1883, 5, 112—115.
- Johannsen A. A Descriptive Petrography of Igneous Rocks. Vol. II. Chicago 1932, 1—202.
- Landes K. K. Origin and Classification of Pegmatites. Amer. Min. 1933, 18, 33—56; 95—103.
- Nocolds S. R. Some Theoretical Aspekts of Contamination in Acid Magmas. Journ. Geol. 1933, 12, No. 6, 561—589.
- Rombertg. Petrographische Untersuchungen an argentinischen Graniten. N. Jahrb. Min. 1892, für 8, 1892, 314.
- Schaller W. T. The Genesis of Lithium Pegmatites. Amer. Journ. Sci., ser. 5, 1925, 10.
- Schwantke A. Cbl. f. Min. 1909, 311—318.
- Sederholm J. J. On Synantectik Minerals. Bull. Comm. Geol. Finl. 1916, No. 48.
- Stark J. T. Migmatites of Sowath Range Colorado. Journ. Geol. 1935, 43, No. 1, 1—26.
- Vayrinen H. Petrologische Untersuchungen der Granitedioritischen Gesteine Südostbottniens. Bull. Comm. Géol. Finl. 1923, № 57.
- Vogt J. Journ. Geol. 1931, № 5, 401—431.



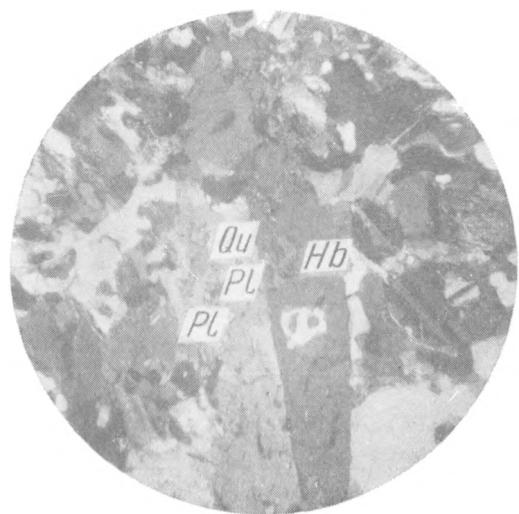
Фиг. 1. Замещение роговой обманкой авгита в кварцевом диорите Тянь-Шаня.
 ×35. Ник. +.



Фиг. 2. Замещение роговой обманкой авгита в кварцевом диорите Тянь-Шаня.
 ×35. Ник. +.



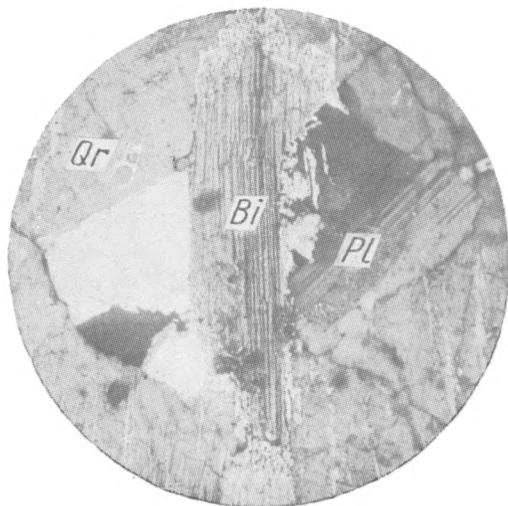
Фиг. 3. Разъединение зерен роговой обманки и образование в ней восточков плагиоклаза и кварца в кварцевом диорите Тянь-Шаня.
 ×13. Ник. +.



Фиг. 4. Разъединение зерен роговой обманки и образование в ней восточков плагиоклаза и кварца в кварцевом диорите Тянь-Шаня.
 ×18. Ник. +.



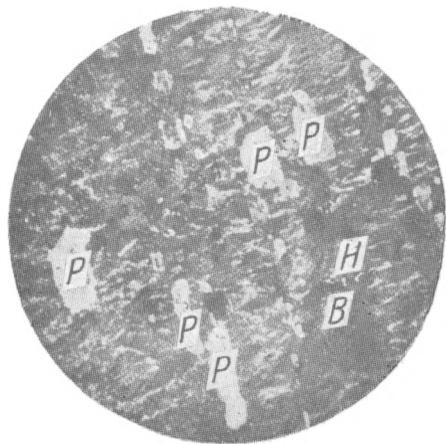
Фиг. 5. Образование симплектитов в биотите и микрелитов в плагиоклазе, в граните Дзиркульского Кристаллического массива.
 × 40. Ник. +.



Фиг. 6. Образование симплектитов в краевых частях биотита, развивающегося реакционно в микрелинах за счет замещения пойкилитов плагиоклаза гранита центральной части Калбинского хребта.
 × 60. Ник. +.



Фиг. 7. Образование симплектитов в краевых частях кристалла биотита, развивающегося реакционно в микрелинах за счет замещения пойкилитов плагиоклаза гранита центральной части Калбинского хребта.
 × 150. Ник. +.



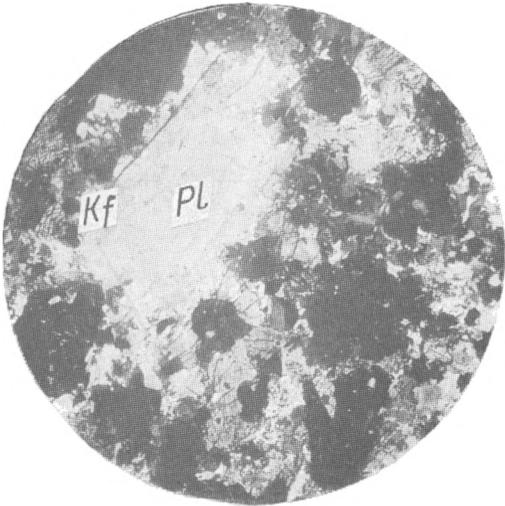
Фиг. 8. Пойкилитовые включения плагиоклаза в ортоклазе.
 × 20. Ник. +.



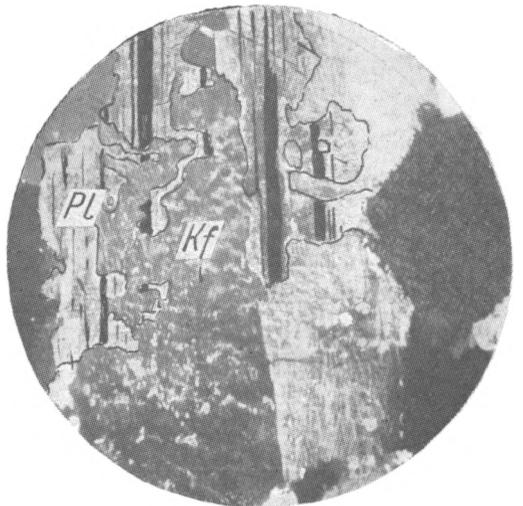
Фиг. 9. Образование вростков микроклина в плагиоклазе в процессе замещения его микроклином. Гранит Тянь-Шаня
 X 60. Ник. +.



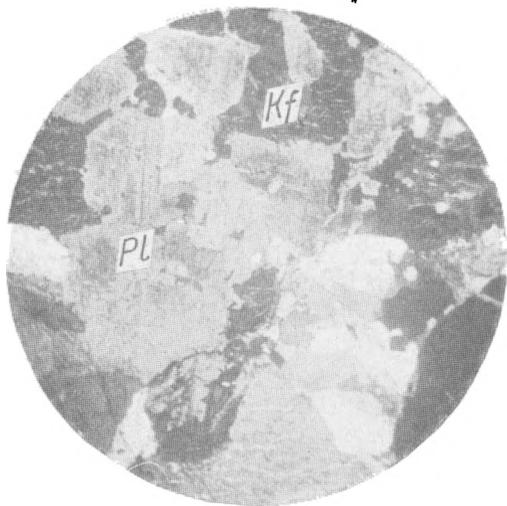
Фиг. 10. Венчики плагиоклаза, замещенного из центра и из периферии микроклином. Гранит Тянь-Шаня.
 X 40. Ник. +.



Фиг. 11. Замещение плагиоклаза ортоклазом с периферии и образование внутри его кристалла антипертитовидных вростков ортоклаза. Гранит Тянь-Шаня.
 X 15. Ник. +.



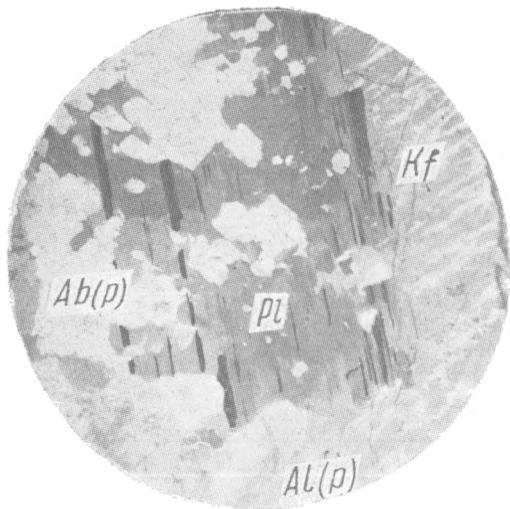
Фиг. 12. Пойкилиты плагиоклаза в калиевом полешпате с извилистыми ограничениями разъедания, образованные в процессе замещения одного крупного зерна плагиоклаза.
 X 12. Ник. +.



Фиг. 13. Замещение олигоклаза-андезина ортоклазом. Гранодиорит Джунгарского Алатау.
 × 15. Ник. +.



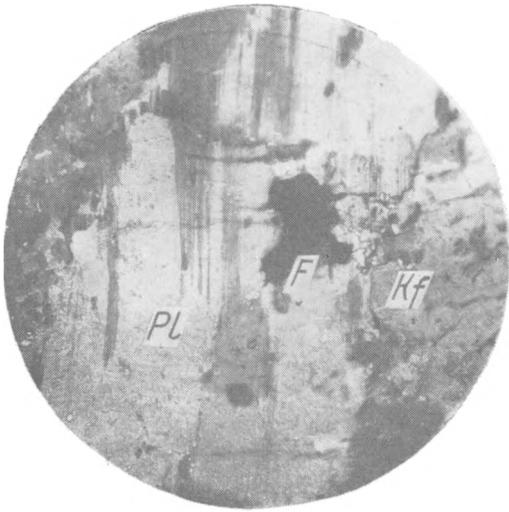
Фиг. 14. Замещение плагиоклаза калиевым полевошпатом и образование антипертитовидных вростков. Гранит Тянь-Шаня.



Фиг. 15. Образование пертитового албита в ортоклазе вблизи замещенного зерна плагиоклаза. Гранит Тянь-Шаня.
 × 35. Ник. +.



Фиг. 16. Пертитовый албит в более крупных выделениях вблизи замещенного зерна плагиоклаза. Гранит Тянь-Шаня.
 × 15. Ник. +.



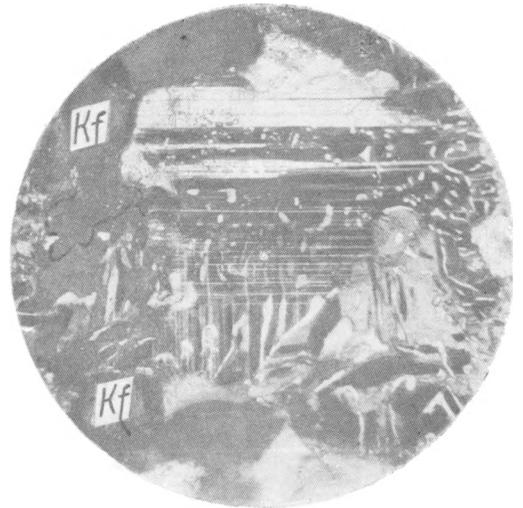
Фиг. 17. Замещение плагиоклаза ортоклазом и флюоритом. Гранит Тянь-Шаня.
 × 18. Ник. +



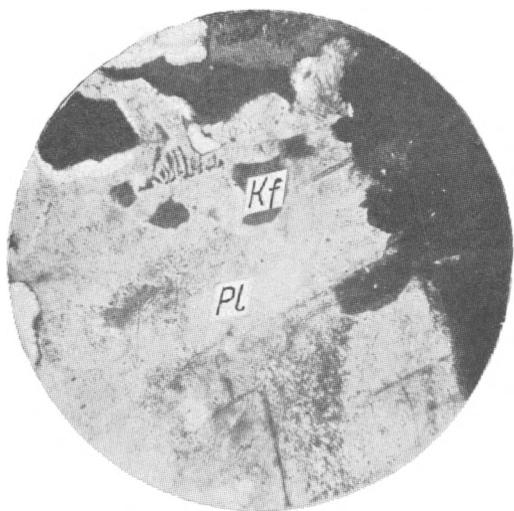
Фиг. 18. Вростки кварца главной фазы кристаллизации в плагиоклазе, ортоклазе и мirmekите. Мирмекит образовался в процессе реакционного растворения плагиоклаза. Кварцевый диорит Дзиркульского кристаллического массива. × 40. Ник. +



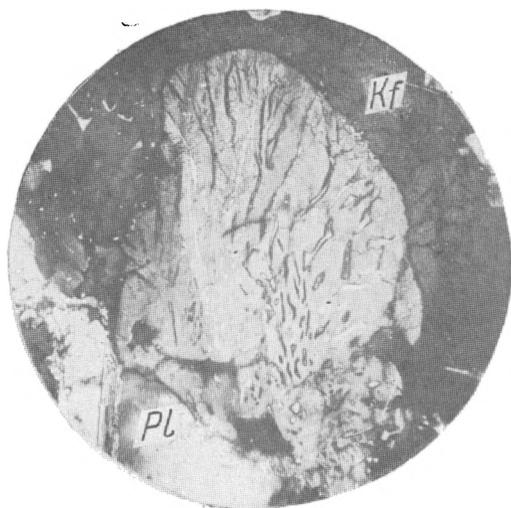
Фиг. 19. Вростки кварца главной фазы кристаллизации в плагиоклазе, ортоклазе и мirmekите. Мирмекит образовался в процессе реакционного растворения плагиоклаза. Гранит Тянь-Шаня.
 × 60. Ник. +



Фиг. 20. Образование мirmekита в процессе разведения микроклинового плагиоклаза. Червоидный кварц отлагается по трещинам спайности в плагиоклазе. Гранит Калбинского хребта.
 × 80 Ник. +



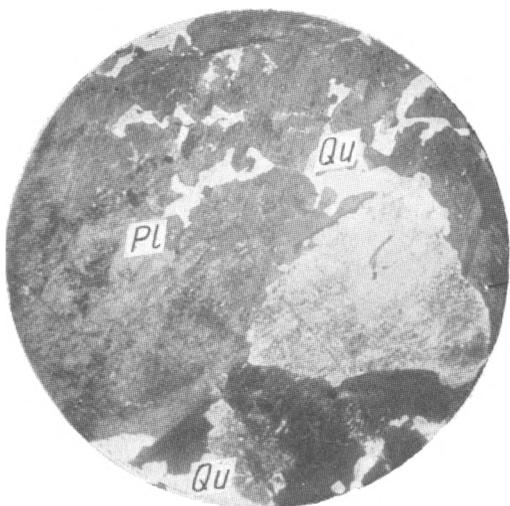
Фиг. 21. Образование мirmekита в процессе разрезания олигоклазо-андезина ортоклазом в гранодиорите Джунгарского Ала-тау.
 ×120. Ник. +.



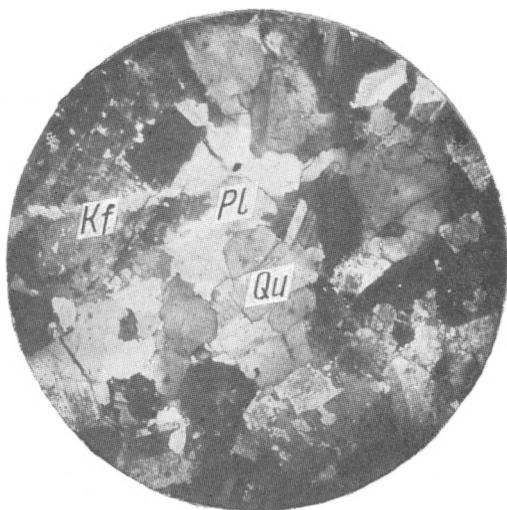
Фиг. 22. Миремкиты. Гранит центральной части Калбинского хребта.
 ×80. Ник. +.



Фиг. 23. Разрезание биотита кварцем. Гранит Тянь-Шаня.
 ×15. Ник. +.



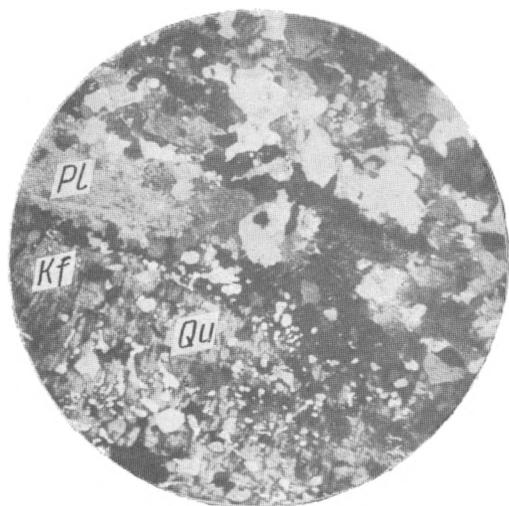
Фиг. 24. Образование вростков кварца в плагиоклазе.
 ×40. Ник. +.



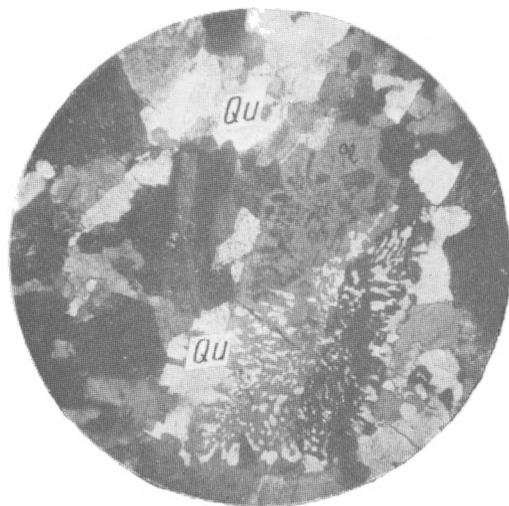
Фиг. 25. Разъедание плагиоклаза кварцем.
 Гранит Тянь-Шаня.
 ×15. Ник. +.



Фиг. 26. Микропегматитовидные прорастания ортоклаза кварцем в процессе замещения его последним. Гранит Джунгарского Ала-тау.
 ×12. Ник. +.



Фиг. 27. Вростки кварца в микроклине и плагиоклазе. Плагиоклаз разъеден микроклином. Гранит Джунгарского Ала-тау.
 ×15. Ник. +.



Фиг. 28. Образование микропегматита путем замещения кварца плагиоклазом. Гранит Тянь-Шаня.
 ×40. Ник. +.



Фиг. 29. Выделение альбита в процессе замещения калиевого полешпата. Гранит центральной части Калбинского хребта.
 ×60. Ник. +.

Д. С. БЕЛЯНКИН и В. П. ПЕТРОВ

ТЕШЕНИТО-КАМТОНИТО-МОНЧИКИТОВЫЕ ИНТРУЗИИ ОКРЕСТНОСТЕЙ г. АХАЛЦИХА¹

Интрузии эти, образующие довольно многочисленные дайки в окрестностях г. Ахалциха, упоминаются впервые у Б. Ф. Мефферта в сводной его работе по Верхнекуриинскому бассейну, опубликованной в 1933 г. в выпуске 5 материалов Закгипротода. Меффертом отмечаются: 1) значительная мощность и большое протяжение дайковых тел и 2) прорывание ими верхнеэоценовых отложений в районе Сакунети — Копадзе и олигоценовых севернее г. Ахалциха. Позднее, в Трудах ВГРО, выпуск 304, тот же автор весьма определенно высказывается о возрасте даек: «Есть основание считать, что эти интрузии происходили в миоценовой стадии горообразовательных движений» (стр. 40).

В опубликованном одновременно с первой из только что упомянутых работ «Гидрогеологическом очерке бассейна Верхней Куры» (1933 г.) С. И. Лукашевича и В. А. Страхова дайкам этим уделено значительно больше внимания. Кроме описания выходов отдельных даек и геологической карты, весьма совершенной по точности нанесения этих мелких интрузий, авторами приводится ряд специальных петрографических определений Г. М. Смирнова, выделившего среди дайковых пород тешениты (у сел. Варнет, против сел. Рустави и у сел. Копадзе) и ортоклазовое габбро (у сел. Сакунети). В минералогическом составе тешенитов Смирновым называются авгит, оливин, баркевикит, плагиоклаз и анальцит (Копадзе), а также биотит (Варнет и Рустави) и лучистый цеолит (в породе против Рустави); из второстепенных минералов отмечаются: апатит и магнетит. В ортоклазовом габбро Сакунети главными составляющими являются ортоклаз, плагиоклаз № 73—97, авгит и бурая роговая обманка, второстепенными — апатит, ильменит и титанит.

Лукашевичем и Страховым упоминается интенсивное воздействие интрузий на вмещающие их верхнеэоценовые глины, с превращением этих последних в темные глинистые сланцы.

Во время наших небольших экскурсий по Грузии в 1935—1936 гг. мы посетили некоторые из интрузий Лукашевича и Страхова; они перечислены в табл. 1, где проставлены также и названия собранных нами образцов горных пород и дана краткая характеристика выходов их по нашим наблюдениям (ср. карту — фиг. 1).

¹ Уже после того как статья наша была написана и сдана в печать, познакомились мы с работой А. П. Герасимова «Эссекситовая интрузия в Ахалцихском бассейне», напечатанной в сборнике «К 45-летию научной деятельности Н. Ф. Погребова» (ОНТИ, 1937, стр. 119—126).

В этой работе под названием роговообманковых эссекситов описаны тешениты Сакунетской интрузии. Материалом для описания послужили автору переданные ему штуфы интрузии из полевых сборов б. Геологического комитета в 1923—1926 гг. Описание сопровождается 4 химическими анализами; на основании их и предложено было А. П. Герасимовым для сакунетских пород название «эссекситы». Так как, однако, химические отношения у тешенитов и эссекситов, вообще говоря, перекрываются взаимно и так как, с другой стороны, в сакунетских породах содержатся анальцит и другие цеолиты, то термин «тешенит» считаем мы для них более подходящим.

№ п/п	Местонахождение	Характер выхода	Мощность в м	Протяжение в м	Преобладающие породы	Разновидности	Боковая порода
1	У сел. Копадзе	Четковидная цепь холмов, штоков камптонита	10—50 *	50—100	Камптонит обр. 49, 34, 44 и т. д.	Баркевикитовый тешенит обр. 39, мончикит обр. 41, сиенит-аплит обр. 45	В. эоцен
2	У сел. Сакунети	То же	—	50—100	Камптонит обр. 57	Баркевикитовый тешенит обр. 58, сиенит-аплит обр. 45	В. эоцен
3	У сел. Цнис	То же	50—60	50—100	Камптонит	Баркевикитовый тешенит	В. эоцен
4	В окрестностях сел. Варнет	Серия пластовых жил с многочисленными, частично ветвящимися, апофизами и в сопровождении даек	20—50, апофизы 0.01—0.02	4000—5000	Тешенит обр. 335—337	Мончикиты эндоконтакта обр. 330—334 и тонких апофиз обр. 333—343; баркевикитовые тешениты обр. 335а—336	Песчаники В. эоцена
5	В 0.5 км к северу от г. Аспиндзы	Линза, обрывающаяся в р. Куру	10—15	50—100	Тешенит обр. 325—326	Базальт эндоконтакта обр. 329; жильные тешениты	В. эоцен.
6	На шоссе против сел. Ахашень в 26—27 км от г. Ахалциха	Сильно задерновано. Повидимому, линзы или пластовая жила, четковидная	7—20	300—500	Тешенит обр. 321—322	Баркевикитовые тешениты обр. 324	Полевошпатовые песчаники эоцена
7	В оползне между сел. Мусх и Гобнет	Серия мелких тел, разорванных во многих местах мелкими трещинами оползня	От 0.01—0.02 до 2—3	50	Тешенит обр. 205	Мончикит в мелких апофизах обр. 206	В. эоцен
8	Близ сел. Мусх	Небольшое сильно задернованное жилоподобное тело	—	—	Тешенит обр. 208	—	—
9	Жила у сел. Цхалтбила	Жила меридионального простирания с пад. 30—35°; сдерживает все холмы на хребтике западнее села.	Более 30	200—250	Тешенит	Мончикит в зальбандах обр. 343, 344	В. эоцен
10	У сел. Пересцихе	Дайка с пад. 80—85° на Ю.-З.	1—1.5	1000	Диабазовый тешенит	Мончикит в зальбандах жилы	Туфобрекчии и порфириты ср. эоцена
11	У сел. Охеро	То же	—	—	То же обр. 11-Ах	То же	То же
12	К северу от г. Ахалциха	Две вертикальных дайки, параллельных между собой; простирание 340—350° на С.-З.	1.5—3	1000—1500.	Мончикит обр. 317	Тешенит обр. 320	Песчаники олигоцена

Под № 12 в таблице значится порода из дайки, встреченная одним из нас (В. П.) еще в 1930 г. южнее сел. Охеро по р. Уравель. В отличие от всех предыдущих эта порода залегает среди вулканогенного среднего эоцена (пропущена на карте Лукашевича и Страхова).

Как показывает табл. 1, мы исключили из списка пород, составленного нашими предшественниками, ортоклазовое габбро, отвечающее нашему баркевикитовому тешениту, но зато ввели в него «камптониты», отличающиеся, как мы увидим ниже, некоторыми специальными особенностями в их минералогическом составе.

Понятие «тешениты» мы несколько расширили, относя к ним также и некоторые оливинсодержащие горные породы, — недостаточно меланократовые в то же время для того, чтобы назвать их камптонитами. В некоторых из наших тешенит-диабазов содержание цеолитов убывает настолько, что создаются переходы к обыкновенным частично цеолитизированным диабазам; в отдельных случаях в такой диабазовой породе из Пересцихе цеолиты отсутствуют совершенно.

В приведенном ниже небольшом очерке описываются, более или менее детально, все собранные нами горные породы. Порядок описания следующий:

А. Камптониты и тешениты Копадзе — Сакунети — Цнис.

Общая характеристика

1. Камптониты.
2. Краевые части камптонитовых жил.
3. Тешениты и тешенит-аплиты (лейкократовые анальцимовые сиениты).
4. Контактный ореол.

Б. Тешениты и мончикиты остальных ахалцхских интрузий.

Общая характеристика

1. Тешениты окрестностей сел. Варнет.
2. Тешенит Аспиндзы.
3. Интрузии к северу от сел. Ахашень.
4. Тешенит между сел. Гобиет и Мух.
5. Тешенит у сел. Мух.
6. Тешениты и мончикиты у сел. Цхалтбила.
7. Диабаз Пересцихе.
8. Оливиновый тешенит Охеро.
9. Мончикитовые дайки к северу от г. Ахалциха.

А. Камптониты и тешениты Копадзе—Сакунети—Цнис

Общая характеристика

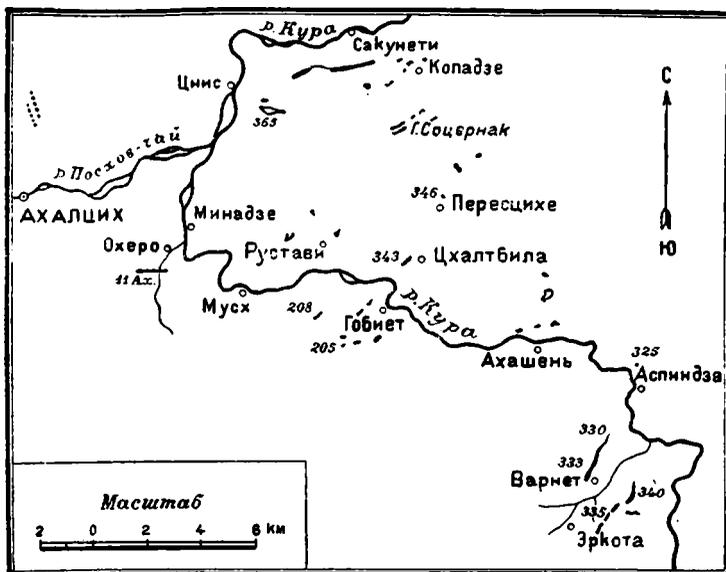
Этими породами сложены интрузии, расположенные в северной части карты (фиг. 1), представляющей собой слегка дополненную выкопировку соответственного участка из карты Лукашевича и Страхова.

Наиболее восточный, слабо обнаженный, выход этих пород находится на правом берегу ручья в районе сел. Копадзе; более крупные и лучше обнаженные штоки тех же пород расположены на левом берегу ручья в районе двуглавого холма; на большой карте они показаны в виде одного пятна, а более детальная их зарисовка дана на фиг. 2.

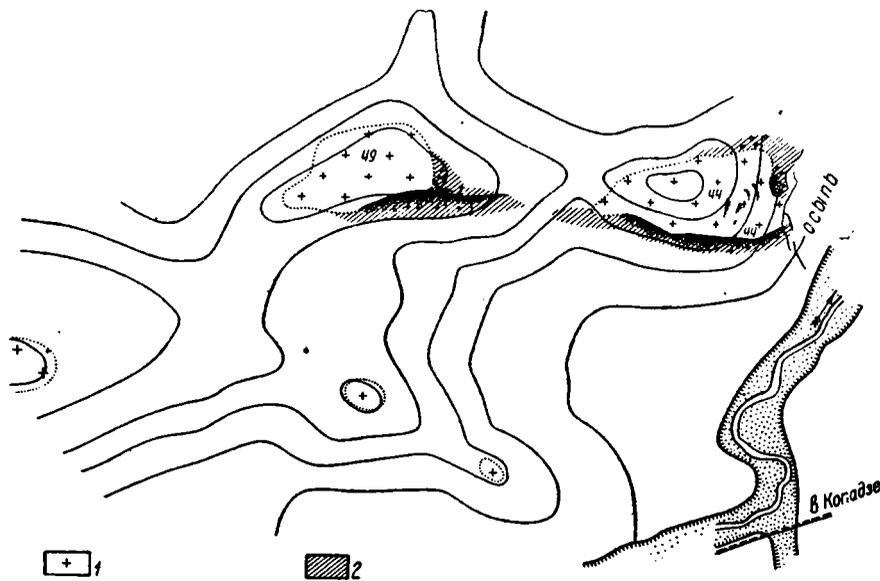
Интрузия Сакунети, изображенная на карте в виде одной длинной жилы, протягивающейся на расстояние около 3 км, разбивается в действительности на ряд отдельных четковидно расположенных штоков, подобных копадзенским.

Интрузия Цниса также представляет собой совокупность отдельных штоков (не менее 3—4), разделенных осадками и образующих холмики, резко выделяющиеся в рельефе местности.

Во всех перечисленных случаях преобладающую массу интрузий образуют тонкокристаллические и равномернозернистые камптониты. В крайних своих частях они склонны переходить в плотные меланократовые мончикитовые породы. Более светлые тешенитовые разности с крупными иголь-



Фиг. 1. Схема расположения тешенитовых интрузий в окрестностях г. Ахалциха (по Лукашевичу и Страхову).



Фиг. 2. Схема обнажений камптонита у сел. Копадзе.

1 — интрузия; 2 — контакт.

чатыми кристалликами роговой обманки залегают в виде жил и шпир в главной камптонитовой породе.

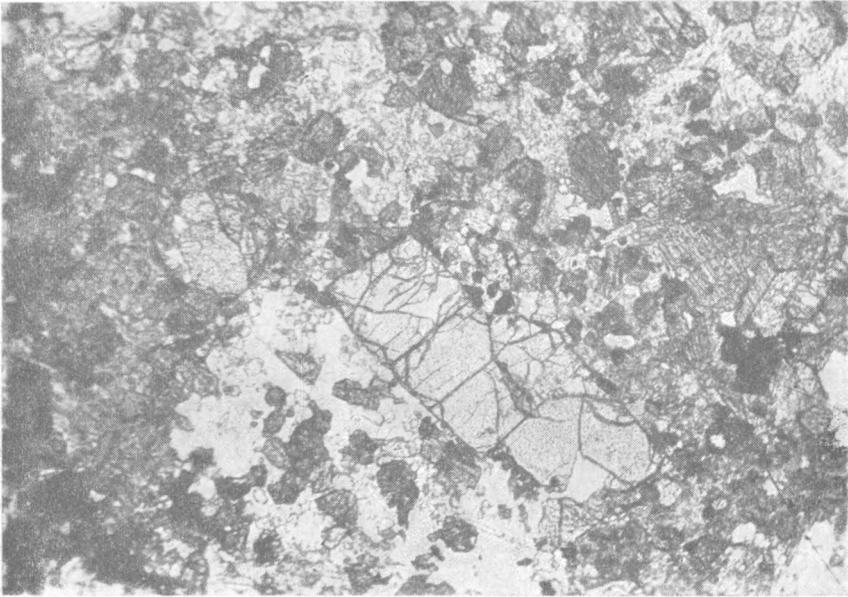
Эти жилы и шпир уже окончательно пересекаются лейкократовыми, белыми тешенит-аплитами, образующими в них более мелкие жилки.

Боковая порода интрузий — контактные сланцы и роговики (отчасти пятнистые разности).

1. Камптониты

Большинство этих пород в своей бесцветной части сильно разложено с обильным выделением за ее счет вторичных цеолитов. К числу наиболее уцелевших от разложения такого рода образцов камптонита принадлежит в нашей коллекции порода, представленная образцом 49 из района сел. Копадзе (фиг. 2).

Состав и микроструктура ее крайне характерны. Преобладают цветные минералы: прекрасно образованные кристаллы авгита, оливина и листочки биотита (фиг. 3). Индивиды оливина более самостоятельны, а авгит и биотит переполняют пойкилитически крупные зерна основного плагиоклаза и замещающие их цеолитовые агрегаты. Как плагиоклаз, так и биотит, проросли довольно многочисленными включениями мелких (0.1 мм) идио-



Фиг. 3. Структура камптонита обр. 49. \times Ник. ||.

морфных кристалликов изотропного фельдшпатида (шестиугольные и отчасти квадратные разрезы ромбических додекаэдров). Много апатита в виде крупных, хорошо образованных иголок. Порядок кристаллизации рисуется примерно в следующем виде. Первым выделялся магнетит; немного позднее и почти одновременно оливин, апатит и авгит. Затем следует кратковременная и обильная кристаллизация фельдшпатида, вслед за которым (или одновременно с ним) выделяются биотит и плагиоклаз. Цеолиты развиваются в породе, уже в значительной степени закончившей свою магматическую кристаллизацию, за счет ранее образовавшихся плагиоклаза и фельдшпатида. Самостоятельная кристаллизация цеолитов (анальцима) в промежутках между выделившимися ранее минералами наблюдается редко.

Размеры зерен отдельных минералов приводятся в табл. 2.

Авгит в более крупных кристаллах зонален. Центральные его части по сравнению с краевыми светлее окрашены и, как видно из нижеследующей табл. 3, обладают большим светопреломлением, меньшими углами погасания и меньшими $2V$.

Если вести расчет на главнейшие компоненты авгита: диопсид и геденбергит, то данные табл. 3 отвечают, по Винчеллу, приблизительно 30% геденбергитовой молекулы в центральной части и 40% ее в краях кристаллов авгита.

Таблица 2

Средний поперечник зерна минералов, слагающих камптонит Кюпадзе обр. 49

Название минералов	Размеры в мм
Плагиоклаз и псевдоморфозы по нему	2.5
Фельдшпатид	0.04
Авгит	0.5
Оливин	0.8
Биотит	0.8
Магнетит	0.03

Таблица 3

Оптические константы авгита в краевых и центральных частях его зерен

Константы	Центральная часть	Краевая часть
2V	60°	62°
Ng	(1.715) ¹	1.725±0.005
Np	1.688±0.005	(1.698) ²
Ng—Np	0.027±0.002	0.027±0.002
CNg	41°	43°

Оливин свежий, совершенно бесцветный, маложелезистый; $N_g = 1.688 \pm 0.005$; $N_p = 1.650 \pm 0.005$; $2V = -86$; все это отвечает приблизительно 10—20% Fe_2SiO_4 в молекуле минерала.

Биотит бурый, весьма сильно плеохроичный; N_p — светложелтый, почти бесцветный; $N_g = N_m$ — темнобурый; $2V = 10-13^\circ$.

В породе присутствует в небольшом количестве хлорит, образованный, видимо, как за счет биотита, так и за счет пироксена.

Плагиоклаз — лабрадор № 65—67³. В частях, не затронутых цеолитизацией, он совершенно свеж и однороден. Замещение его агрегатным цеолитом идет обыкновенно сразу и сплошь по всей его массе; в более редких случаях различаются островки уцелевшего плагиоклаза в новообразованной цеолитовой массе.

В последней различаются: 1) натролит (среднее светопреломление около 1.495, слабое дупреломление, положительная главная зона), 2) томсонит (преобладающее отрицательное удлинение, светопреломление выше, чем у натролита) и 3) анальцим. Характерно частое, весьма тонкое взаимное прораствание последних двух цеолитов.

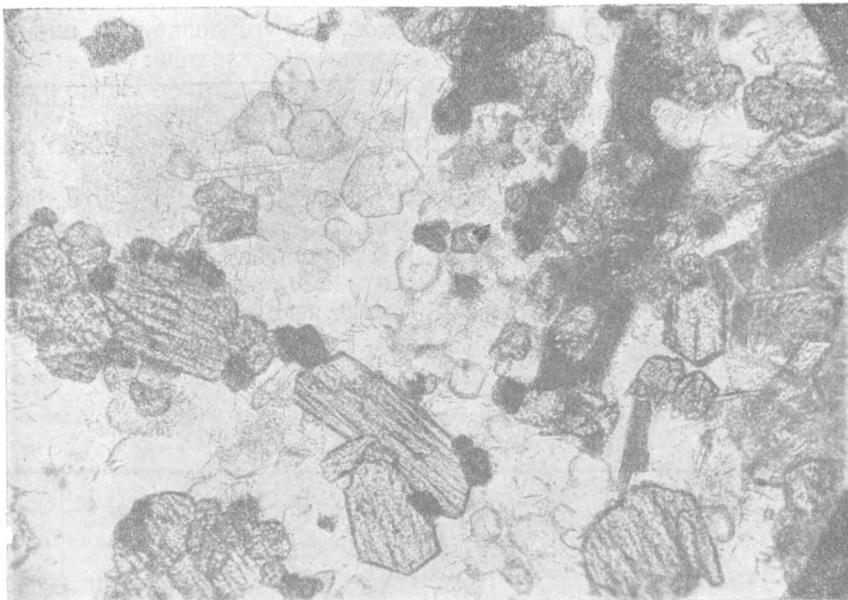
Фельдшпатид с $N = 1.503$ (фиг. 4, 5). Частью он свеж, чист и прозрачен, но чаще разложен, замещен цеолитообразным, тонкоагрегатным веществом, наиболее близким по оптике к известковому томсониту (прямоугольные брусочки 0.01×0.002 мм, $N_{cp} = 1.540-1.535$: дупреломление высокое; положительный оптический знак). В более сильно разложенных участках он замещается тем же пластинчатым томсонитом и анальцимом, как и лабрадор. Иногда наблюдаются полные цеолитовые псевдоморфозы по фельдшпатиду.

По своему ромбо-додекаэдрическому габитусу фельдшпатид весьма напоминает минералы содалитовой группы. Однако приведенное светопреломление его заметно выше, чем даже у гаюина, наиболее высокосветопреломляющего из содалитов. Кроме того, полное отсутствие в валовом химизме породы SO_3 и всего лишь 0.02 Cl, по всей вероятности целиком связанное в апатите, также не позволяет относить наш минерал к содалитам. По

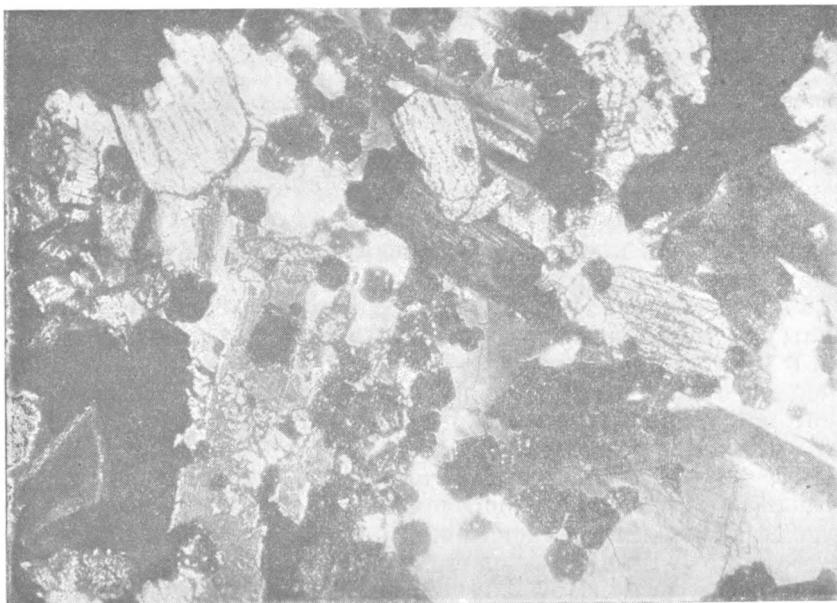
¹ По N_p и $N_g - N_p$.

² По N_g и $N_g - N_p$.

³ Здесь и далее, если специально не указано, определение номера плагиоклаза производилось по углам погасания в сечениях, перпендикулярных РМ.



Фиг. 4. Фельдшпатид в камптоните обр. 49.
× 200. Ник. ||.



Фиг. 5. Фельдшпатид в камптоните обр. 49.
× 200. Ник. +.

своему светопреломлению он наиболее близок к лейциту, но полному отождествлению его с этим минералом мешает кристаллизация его в ромбических додекаэдрах, а не трапецоэдрах, как это свойственно лейциту.

С целью составить себе хотя бы приближенное представление о химическом составе нашего фельдшпатида, нами был изготовлен из породы при помощи тяжелых жидкостей его концентрат. Минералогический состав

концентрата подсчитывался под микроскопом в иммерсионной жидкости со светопреломлением $N=1.54$, причем здесь определились:

1. Частицы со светопреломлением выше жидкости — 12%; преимущественно это загрязненный плагиоклаз, отчасти биотит.

2. Низкопреломляющие и двупреломляющие частицы — 55%. В основном это цеолиты: натролит и томсонит.

3. Низкопреломляющие изотропные частицы — 33%; преобладает фельдшпатид, но не исключено и присутствие анальцима. Получившиеся таким образом итоги приведены в колонке 5 табл. 4. Здесь же в колонках 1—4 дан минералогический состав исходной породы. Соответственно в табл. 5 колонка 1 дает нам химический состав всей породы, а колонка 2 — состав щелочей в концентрате.

Таблица 4

Количественно-минералогический состав камптонитов района Копадзе — Сакувети — Цвис

Минералы	Обр. 49, непосредственный подсчет			Обр. 49, среднее	Обр. 49, концентрат	Обр. 44, среднее	Обр. 36, среднее
	1	2	3				
Плагиоклаз. части:							
а) свежая	9.4	9.9	9.1	9.5	12	16.2	13.6
б) цеолитизированная	2.2	14.1	12.9	12.7	55		
Авгит	38.0	41.7	43.6	41.1	—	37.2	36.1
Оливин	8.2	4.9	4.5	5.9	—	4.7	9.4
Биотит	5.7	8.4	11.1	8.4	—	17.6	14.7
Фельдшпатид	21.5	16.3	12.5	16.9	33	20.8	21.3
Магнетит	2.9	3.0	5.1	3.6	—	2.1	3.2
Апатит	1.8	1.7	2.2	1.9	—	1.4	1.7
Хлорит	0.3	—	—	0.1	—	—	—

Подходим теперь к решению вопроса о содержании щелочей в фельдшпатиде путем следующих расчетов:

1) 12% плагиоклаза № 65 должны содержать 0.60% Og (полагая 5% Og молекулы в составе плагиоклаза), 3.91% Ab и 7.41% An , что отвечает 0.55% Na_2O и 0.1% K_2O .

2) 55% цеолитов мы условно разделяем поровну между натролитом и томсонитом, принимая для последнего, в согласии с его оптикой, состав из 20% молекулы $Na_7Ca_5Al_{17}Si_{23}O_{80} \cdot 24H_2O$ и 80% молекулы $Na_3Ca_3 \cdot Al_{12}Si_{19}O_8 \cdot 24H_2O$ (по Винчеллу). В итоге на цеолиты приходится 5.9% Na_2O .

На долю 33% фракции низкопреломляющих изотропных веществ [фельдшпатид и анальцима] остается 4.42% K_2O (4.52—0.1) и 2.00% Na_2O [8.40—(5.9+0.5)]. Если фельдшпатид принять за лейцит и придать ему чисто калиевый состав, то 4.42% K_2O будут отвечать 21% такого лейцита. Связывая, с другой стороны, весь Na_2O в анальциме, получаем 14.2% этого минерала. 21% + 14% = 35%, что, если принять во внимание известную условность подсчетов, хорошо отвечает оптической цифре. Фактически, конечно, лейцита должно быть не 21%, а больше, так как в состав его должна входить в той или иной мере также и молекула $Na_2Al_2Si_4O_{12}$.

Приведенные данные, таким образом, говорят довольно определенно в пользу именно лейцитово́й природы нашего фельдшпатида, но так как кристаллографическая его форма здесь все же не обычная, то, как и в случае фельдшпатида из теффрита Гурии, мы оставляем за ним общее название фельдшпатида, впредь до специального, точного исследования этого минерала.

Химический состав горных пород Ахалцихского района

	Обр. 49	Концен- траг	Обр. 58	Обр. 60	Обр. 53	Обр. 335—336	Обр. 11-Ах
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	43.79	—	43.98	57.85	48.40	45.26	45.58
TiO ₂	1.15	—	1.50	0.46	0.81	1.60	1.63
Al ₂ O ₃	13.90	—	17.94	20.35	16.94	15.36	15.80
Fe ₂ O ₃	4.58	—	4.77	1.32	2.26	3.87	5.99
FeO	4.51	—	4.51	1.05	3.60 ¹	4.46	3.02
MnO	0.15	—	0.17	0.11	0.03	0.13	0.12
MgO	11.90	—	5.56	0.36	3.23	7.41	6.99
BaO	Н. о.	—	Н. о.	Н. о.	0.02	0.08	Н. о.
CaO	12.33	—	9.87	1.89	10.12	10.93	9.88
Na ₂ O	2.60	8.40	2.93	4.92	5.14	3.61	3.22
K ₂ O	2.33	4.52	3.75	8.28	2.56	1.72	1.54
Cl	0.02	—	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
P ₂ O ₅	Н. о.	—	Н. о.	Н. о.	Следы	0.91	Н. о.
S+SO ₃	Н. о.	Нет.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
H ₂ O 110°	0.50	6.33	0.80	0.32	1.04	0.76	1.59
Потери при про- каливании	1.93		3.99	2.92	6.16	3.37	4.68
Сумма	99.76	—	99.74	99.83	100.31	100.07	100.04

Аналитики: В. А. Егоров (1, 2, 3, 4, 7), В. А. Молева (5), К. П. Сокова (6),

Обр. 49 — камptonит, горка против Копадзе; обр. 58 — тешенит из каменоломни Сакунети; обр. 60 — тешенит-аплитовые разности ниже Сакунети; обр. 53 — «орех» из контакта сакунетской жилы; обр. 335—336 — типичная порода Варнет; обр. 11-Ах — порода дайки близ Охеро.

Остальные собранные нами камptonиты в общем довольно сходны с описанной только что породой обр. 49 в отношении минералогического состава, но, как правило, они больше цеолитизированы. Ср. данные табл. 4 (обр 44, 36).

2. Краевые мончициты

Примером этих пород может служить обр. 41, взятый нами из 10—15-см апофизы от копадзинского массива в контактные сланцы (фиг. 6). Общий облик его базальтовидный. Микроструктура типично порфировая. Вкрапленники образованы оливином и авгитом. Из них оливин очень значительно, а часто и целиком, замещен агрегатным буровато-желтым, до бесцветного, слюдястым веществом с местными выделениями в нем кристалликов рутила (характерные колечатые двойники) и с более постоянными накоплениями в нем же мельчайших желтовато-бурых октаэдров шпинелида, приуроченных преимущественно к трещинкам и краевым зонам оливиновых псевдоморфоз. Авгит вообще свеж, но по краям кристаллов наблюдаются явления резорбции и замещения авгитового вещества микролитами баркевикита. Кристаллы оливина достигают той же величины, что и в типичной породе (до 1.0 мм), а кристаллы авгита значительно мельче (около 0.2 мм).

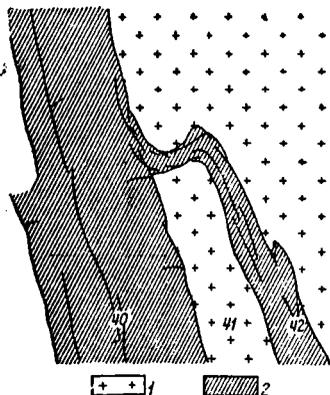
В составе основной массы породы обр. 41 обращает на себя внимание большое количество мелких (0.04—0.08 мм длиной) иголочек зеленовато-бурой баркевикитовой роговой обманки и листочков бурого биотита. Минералы эти, совместно с октаэдрическим магнетитом, погружены в тонкоагре-

¹ В виду наличия в породе небольших количеств органических веществ цифра FeO несколько сомнительна, хотя двукратное определение дало совпадение. — *Примечание* аналитика В. А. Молевой.

гатную бесцветную массу, густо пронизанную выделениями кальцита. Точную микроскопическую ее природу расшифровать не удастся, но, судя по тому, что светопреломление ее выше канадского балзама, вряд ли имеются в ней какие-либо цеолиты, кроме разве томсонита. Похоже, с другой стороны, что в ней содержатся элементы полевых шпатов.

Название «мончикит» для подобного рода пород является, конечно, в значительной мере условным.

3. Тешениты и тешенит-аплиты



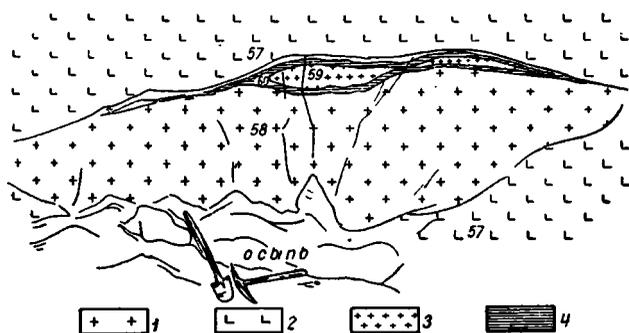
Фиг. 6. Контакт жилы сел. Копадзе.

1 — интрузия; 2 — контактово-измененная порода.

рознь от них в камптонитах. Номера образцов тешенитов — 35, 39, 45.

В Цнисе, в противоположность Копадзе, тешениты занимают большую, а именно — центральную часть интрузивного тела (обр. 364 и 366). Переходы между тешенитами и камптонитами, кроме того, здесь довольно постепенны. Также и мелкие, до 1 см мощности, жилки тешенит-аплита в цнисском тешените не резко граничат со своей боковой породой.

Весьма эффектные тешенитовые и тешенит-аплитовые образования в камптонитовой массе в окрестностях Сакунети. Общий вид обнажения, разрабатываемого небольшой каменоломней, дан на фиг. 7. Здесь так же, как и в Цнисе, в пределах богатой биотитом камптонитовой массы (обр. 57) имеет-



Фиг. 7. Схематический вид обнажения, разрабатываемого каменоломней близ сел. Сакунети.

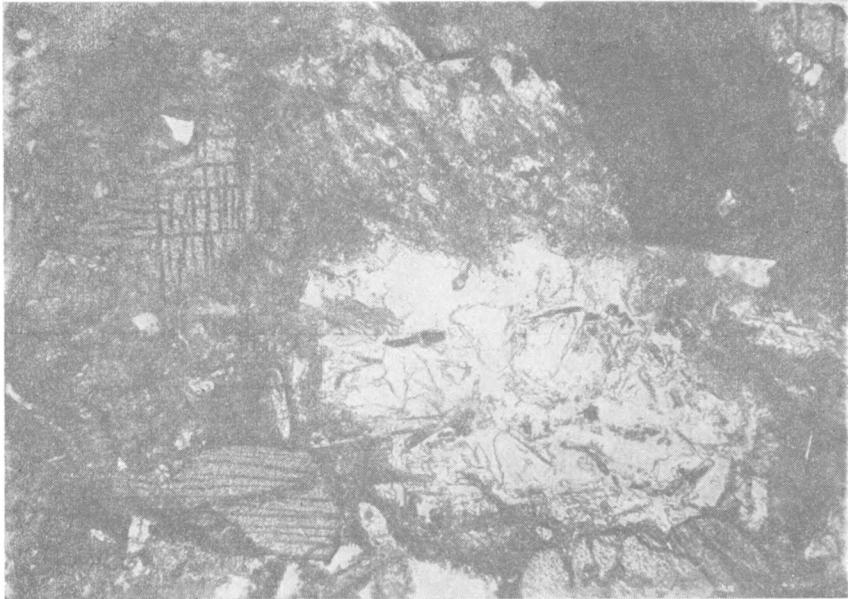
1 — тешенит; 2 — камптонит; 3 — мелкозернистый тешенит; 4 — аплит.

ся крупное штокоподобное тешенитовое тело (обр. 58). В верхней своей части оно содержит небольшую раздвоенную аплитовую жилку (обр. 60); в пределах раздвоения тешенит принимает характер более мелкозернистой породы (обр. 59).

Как указывалось выше, тешениты уже по внешности своей отличаются от камптонитов относительно большей крупнозернистостью и более светлой окраской. Одна часть их в нашей коллекции — биотито-авгитовая (обр. 39, 45, 58, 366), а другая — баркевикит-авгитовая (обр. 35, 59, 364), без резких границ между обеими категориями. Известное исключение из этого правила составляет, быть может, лишь только что упомянутый сакунетский случай, где мелкозернистый тешенит, включенный в аплитовое раздвоение, — баркевикитовый, а преобладающий боковой тешенит аплитовой жилы — биотит-авгитовый. Баркевикитовые тешениты не менее рас-

пространены, чем авгитовые, и весьма характерны по своей макроскопии. Иголки баркевикита протягиваются в них часто на целые сантиметры, и иногда при этом они собраны в радиально-лучистые пучки, наподобие известных турмалиновых солнц.

Микроскопическое исследование тешенитов показывает полное или почти полное отсутствие в их составе вышеописанного фельдшпатита, а также и оливина (или биотит-хлоритовых псевдоморфов по нему). Постоянной составной их частью является, напротив того, не свойственный камптонитам анортоклаз. Из представленных в табл. 6 количественных минералогических отношений видно, что бесцветные минералы: полевые шпаты и цеолиты преобладают здесь над цветными. Общая последовательность



Фиг. 8. Замещение плагиоклаза томсонитом в тешените обр. 58. $\times 45$. Ник. ||.

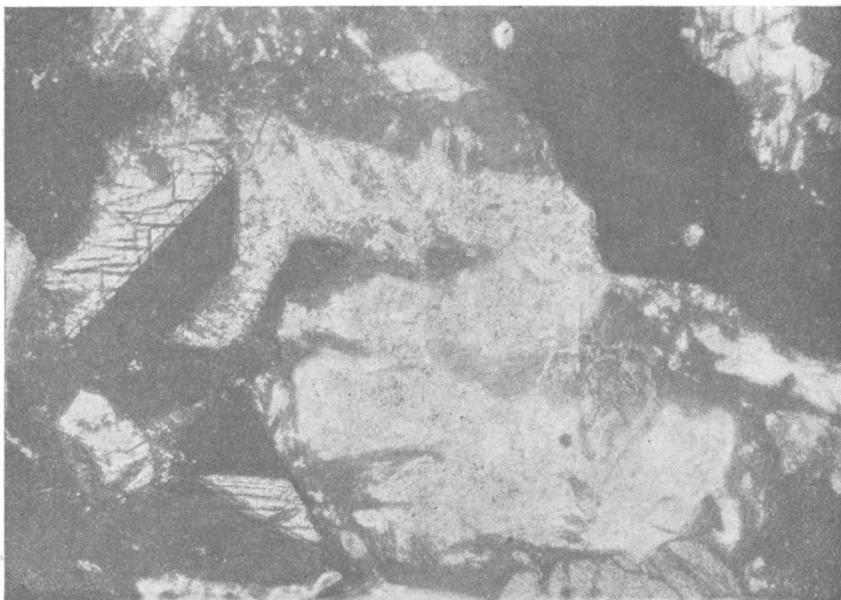
выделений отдельных минералов в тешенитах, несмотря на подчеркнутую только что лейкократовость этих пород, приблизительно такая же, как и в камптонитах. Характерно весьма значительное содержание из второстепенных составных частей — апатита, что наблюдалось и в камптонитах.

Согласно произведенному нами детальному микроскопическому исследованию образца 58, являющегося типичным представителем биотит-авгитовых тешенитов, структурную его основу составляют кристаллы плагиоклаза лабрадор-битонитового ряда (до № 75—80), обрастающие по краям весьма мощной каемкой анортокластического калиевого полевого шпата. Анортоклаз загрязнен агрегатным бурым биотитовым веществом, образующим местные выделения, и мельчайшей адиагностической опаковой пылью, распространенной по всему кристаллу анортоклаза. Из цеолитов присутствуют два: анальцим ($N=1.489 \pm 0.004$), наблюдаемый преимущественно в угловатых промежутках между кристаллами полевых шпатов, и томсонит ($N_g=1.547 \pm 0.003$, $N_p=1.530 \pm 0.003$, $2V=+50^\circ$), замещающий лабрадор и, кроме того, встречающийся, подобно анальциму, также отчасти и в промежутках между полевыми шпатами (фиг. 8, 9). Следует подчеркнуть, что цеолитовому перерождению подвергается преимущественно плагиоклаз, а анортоклазовые каемки затрагиваются им только отчасти. Кон-

станты авгита: $2V = +55^\circ$, $CNg = 45^\circ$. Биотит бурый, ясно-двуосный с $2V = -5^\circ$; местами он переходит в зеленый хлорит.

Остальные образцы биотитово-авгитовых тешенитов, перечисленные выше, не отличаются существенно от обр. 58 по своей микроскопии. В шлифе из тешенита обр. 366 встретились, однако, дополнительно еще мелкие натролитовые жилки, секущие породу и отдельные ее минералы.

Аплитовая порода обр. 60 характеризуется существенно анортоклазовым составом, при исчезающе малом содержании в ней плагиоклаза (№ 45—55). Как и в обр. 58, этот последний поleshпат образует лишь ядра анортоклазовых кристаллов и в значительной степени замещен цеолитами.



Фиг. 9. Замещение плагиоклаза томсонитом в тешените обр. 58.
× 45. Ник. +.

Анортоклаз, как и в тешенитах, — с малым $2V$, приближающим его к санидину, — от 40 до 50° . Светопреломление: $Ng = 1.526 \pm 0.0015$ и $Np = 1.518 \pm 0.0015$, что отвечает приблизительно 20—30% альбитовой молекулы в его составе. Ориентировка индикатрисы относительно спайности по (010): $Ng = 85^\circ$, $Nm = 70^\circ$, $Np = 21^\circ$.

Среди цеолитовой массы, загрязняющей поleshпаты, иногда различаются чешуйки мусковита и радиально-лучистые агрегаты зеленого хлорита. Формы выделения цеолитов те же, что и в тешенитах. Кроме анальцима и относительно редкого томсонита, распознается еще натролит. Цветных силикатов относительно мало, и они носят обычно характер идиоморфных включений в анортоклазе. Различаются бурые иглы роговой обманки и более обильный, зеленый, слаболохричный пироксен. Много магнетита и титанита; последний в хорошо образованных кристаллах; встречается апатит.

Количественно-минералогические отношения приведены в табл. 6.

Как показывает таблица, из цветных силикатов в копадзинском баркевикитовом тешените обр. 35 содержится небольшое количество биотита и лишь следы авгита, а в тонкокристаллической его разновидности из Сакупети, обр. 39, имеет место обратное отношение: биотит почти полностью исчезает и взамен его появляется пироксен (многочисленные иголки баркевикита и более крупные зерна зеленого авгита).

Количественно-минералогический состав тешенитов и тешенит-аплитов

Минералы	Обр. 58	Обр. 39	Обр. 35	Обр. 59	Обр. 60	Обр. 335	Обр. 337
	1	2	3	4	5	6	7
Анортоклаз	28.2	Вместе с цеол.	Вместе с цеол.	33.7	82.9	} 57.1	} 54.7
Плагиоклаз	9.1	12.7	18.4	1.5	Следы		
Томсонит	20.8	} 56.0	} 65.1	11.6	4.4	} 42.9	} 27.8
Анальцим	48.3			25.7	6.5		
Авгит	9.1	29.5	Следы	6.6	—		27.8
Баркевикит	Следы	—	11.7	19.3	3.7		—
Биотит	11.2	13.8	1.0	Следы	—		5.4
Оливин	—	—	—	—	—		4.0
Магнетит	1.2	5.0	3.8	0.6	1.0		4.5
Апатит	1.8	1.1	Следы	Следы	Следы		1.6
Титанит	0.3	1.1	Следы	1.0	1.5		—

Обр. 58 — биотит-авгитовый тешенит, Сакунети; обр. 39 — биотит-авгитовый тешенит, Копадзе; обр. 35 — баркевикитовый тешенит, Копадзе; обр. 59 — авгит-баркевикитовый тешенит, мелкозернистый, Сакунети; обр. 60 — тешенит-аплит, Сакунети; обр. 335 — баркевикитовый тешенит, Варнет; обр. 337 — оливиновый тешенит, Варнет.

В породе из Цниса обр. 364, сходной с обр. 35, нами определены следующие константы для баркевикита:

$CNg = 16^\circ \pm 2^\circ$; $Ng = 1.690 \pm 0.005$ и $Np = 1.666 \pm 0.005$; $Ng - Np = 0.023$, $2V = -78^\circ$. Все это хорошо совпадает с величинами, полученными А. П. Герасимовым для подобных же баркевикитов из роговообманковых тешенитов Кахетии.

Аналогичная образцу 60 аплитовая порода из мелких жилок роговообманкового тешенита обр. 364 из Цниса обнаруживает наклонность к порфиroidной структуре. Крупные кристаллы плагиоклаза, обрастающие каймой анортоклаза, образуют подобие вкрапленников, а в основной массе скопляются мелкие кристаллы анортоклаза самостоятельной кристаллизации. Основная масса вообще количественно преобладает над вкрапленниками. В участках, обогащенных последними, порода принимает тешенитовый облик. Получается общее впечатление смешанной породы — аплитизированного тешенита.

4. Контактный ореол

Как уже указывалось выше, тешенито-камptonитовые интрузии Копадзе—Сакунети—Цнисского района оказывают весьма значительное контактное воздействие на вмещающие их сланцевые породы. В копадзинском выходе мощность ореола около 3—3.5 м. Мощность контактных сланцев в других местах достигает 1 м и более. Нередко даже небольшие жилки интрузивной породы весьма сильно воздействуют на окружающие осадки. Примером может служить обнажение, встреченное нами на дороге между сел. Копадзе и Сакунети, ближе к последнему; мощность интрузивной массы здесь всего лишь около 30 см, а мощность покрывающего ее контактного сланца около 1 м (фиг. 10).

Макроскопически контактные породы характеризуются наличием в них шаровых стяжений, более плотных и крепких, чем окружающая их масса; они рельефно выступают на выветрелой поверхности породы, а при дальнейшем развитии процессов выветривания даже и выпадают из нее, напоминая орехов. В свежем изломе эти стяжения имеют вид более темных

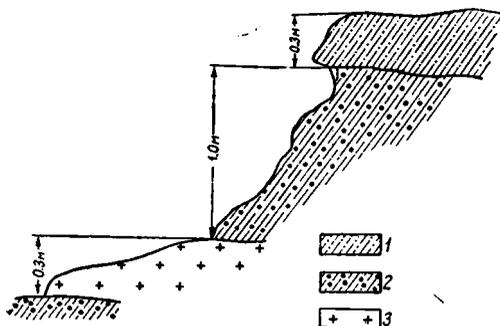
округлых пятен, придающих излому пятнистый вид. Размеры стяжений самые разнообразные: от 1—2 мм до 20—30 мм и более.

Микроскопическое исследование контактных пород показало сохранение во всех случаях первоначальной обломочной их микроструктуры.

В обр. 51, 42, 34 (горка против сел. Копадзе) и 361 (горка перед сел. Цнис) различаются под микроскопом первоначальные полевешатовые обломочки среди основной глинистой массы, содержащей крайне тонкие кристаллические новообразования агрегатного бурого биотита и крупных столбиков авгита (максимальное угасание 43° , среднее светопреломление

около 1.70). Размеры отдельных новообразованных зерен мельче 0.005 мм, что затрудняет их дальнейшее, более точное определение. Следует отметить еще присутствие во всех перечисленных контактных породах большого количества выделений углистого вещества, особенно сконцентрированного в стяжениях, пятнах пород.

Весьма любопытна микроструктура вышеупомянутого контактного сланца из выхода между Копадзе и Сакунети (обр. 53). Помимо новообразований авгита и биотита, в основной ее массе (здесь их значительно меньше,



Фиг. 10. Схема обнажения контактных сланцев на дороге Копадзе — Сакунети.

1 — контактные сланцы, слабо измененные; 2 — контактные сланцы, сильно измененные; 3 — камптонит.

чем в предыдущих случаях), в ней наблюдаются еще и крупные порфиробласты томсонита (прямое погасание, удлинение \pm , $N_{cp}=1.529$, высокое двупреломление), включающие в себя всю минеральную мелочь породы. Структура томсонита радиально-лучистая, причем центр лучей совпадает примерно с центром шара (конкреции). В ряде мест попадаются скопления бурых окислов железа и отчасти углистого вещества. Химический состав одного стяжения («ореха») из контактной породы обр. 53, представленный в колонке 5 табл. 5, вполне отвечает обильному содержанию в ней томсонита (CaO и Na_2O анализа). Значительный процент K_2O в том же составе должен быть отнесен преимущественно за счет развития в ней биотита.

Б. Тешениты и мончикиты остальных ахалцихских интрузий

Общая характеристика

Выше, следуя карте Страхова (фиг. 1), мы уже перечислили главные выходы рассматриваемых здесь тешенитовых и мончикитовых тел. В противоположность камптонитам Копадзе, породы, слагающие эти тела, весьма легко выветриваются и разрушаются, так что выходы их в большинстве случаев не образуют возвышающихся на поверхности холмов, и их приходится разыскивать по валунам в ручейках. Наблюдаются, однако, исключения из этого общего правила; таковы в особенности довольно рельефные мончикитовые дайки к северу от г. Ахалциха, описываемые ниже. Что касается формы интрузивных тел, то в то время как в Копадзе, Сакунети и Цнисе мы имеем дело со штоками и тому подобными более или менее изометричными телами, здесь преобладает форма даек и пластовых жил.

Тешениты и мончикиты, рассматриваемые здесь, представляют собой образования, в общем весьма близко родственные описанным только что породам Копадзе — Цниса. Черты различия следующие:

1) Отсутствует лейцитойдный фельдшпатид, являющийся существенной составной частью копадзинских и прочих камптонитов.

2) Оливин присутствует не только в мончикитах, но отчасти и в тешени-
товых разностях.

3) Сложение их, вообще говоря, более плотное, отчего возникает их
внешнее сходство с развитыми поблизости базальтами Ахалкалакско-
го плато,— обстоятельство, послужившее, очевидно, причиной того, что
Б. Ф. Меффертом выход тешенитов Варнета окрашен на карте тем же цветом,
что и эти базальты.

1. Интрузивные породы окрестностей сел. Варнет

Наиболее крупные из относящихся сюда интрузий сосредоточены в ок-
рестностях сел. Варнет. Это селение, так же как и сел. Эркота, расположено
по небольшой безымянной речке, впадающей в Куру против г. Аспиндзы.
Относительно широкая ее оврагообразная долина окаймлена слева крутым
обрывом, справа же более пологим холмом, круто обрывающимся далее
к востоку в сторону р. Куры. Оба обрыва сложены песчаниками верхнего
зоцена, заключающими в верхних своих частях пластовую интрузию. Пови-
димому, в каждом из них мы имеем дело с самостоятельной пластовой жи-
лой, хотя и не исключено, что это и части одной и той же жилы. По
обоим обрывам выходы интрузии тянутся на расстояние 4—5 км.

В обрыве левобережья варнетской речки видно, как жила то идет мо-
нолитной полосой, то раздваивается и рассыпается на отдельные жилы,
то, наконец, в виде монолитной массы появляется вновь. Соответственно
с этим мощностью ее колеблется в весьма широких пределах, достигая мак-
симально 40—50 м. Наиболее южные проявления жилы наблюдались под
развалинами крепости на юго-западной окраине сел. Варнет.

В правобережном обрыве в сторону р. Куры жила имеет более постоян-
ный характер: реже прерывается и разветвляется. Крайне интересны две
секущие дайки («подводящие каналы»), поднимающиеся до пластовой жилы
снизу со стороны р. Куры (на расстояние около 200 м по вертикали).

Интрузивная порода Варнета разбита прекрасной столбчатой отдель-
ностью, переходящей в шаровую (шары выветривания). Заключенные в ней
участки баркевикитового тешенита крайне неясны в левобережном обрыве
варнетской речки и довольно мощны и крупнозернисты в обнажениях правого
обрыва в сторону Куры. Эндоконтактные плотные мончикиты различаются
на 20—40 см вкостр простираения жил. Мелкие апофизы и упомянутые дайки
сложены подобными же породами. Экзоконтактные осадки несколько освет-
лены и отчасти пятнисты.

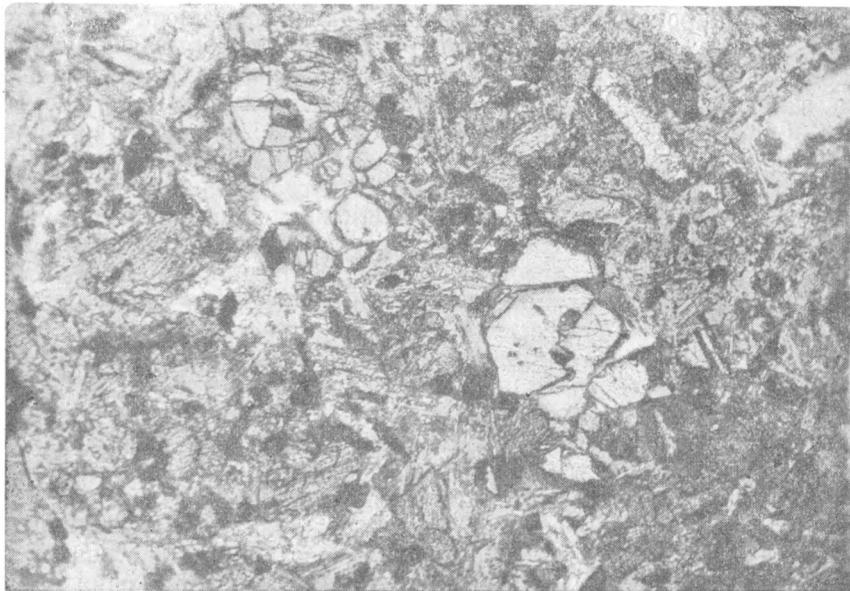
Преобладающая типичная порода жилы, в наиболее свежих ее образ-
цах, взятых в правобережном обрыве (обр. 335, 337), характеризуется
прекрасно выраженной офитовой микроструктурой, скелет которой пер-
воначально слагал плагиоклаз, обросший каемкой ортоклаза, сейчас же
он замещен в главной своей массе цеолитами: анальцимом и томсонитом,
часто во взаимном, агрегатном прорастании между собой (фиг. 11).

В сохранившихся среди цеолитовых псевдоморфоз участках плагио-
клаза определяется его существенно лабрадорный состав около № 55—
60. Анортотлаз как в каемках, так и самостоятельных выделениях стеклян-
но-прозрачный, санидинообразный с $2V = -50^\circ$. Кроме цеолитов, замещаю-
щих плагиоклаз, встречаются в шлифе местами также и самостоятельные
цеолитовые участки; анальцим обыкновенно преобладает в них над томсо-
нитом; характерная, иногда шестиугольная, форма участков вызывает
представление о возможных псевдоморфозах по фельдшпату, описан-
ному выше в разделе о камптонитах. Цветные силикаты представлены:
1) свежим авгитом, 2) оливином, частично по трещинкам, переходящим
в зеленое биотито-хлоритовое и бурое биотитовое вещество, и 3) бурым
биотитом самостоятельной кристаллизации, принимающим участие в офи-
товой структуре породы. Наблюдается много иголок апатита.

Баркевикитовые тешениты (обр. 336) Варнета более или менее повторяют
копадзинский тип: как и там, основу породы составляют лабрадорные пла-

гиоклазы, окруженные широкой каймой калиевого полешпата и отчасти замещенные анальцимом и томсонитом (фиг. 12, 13). Тот и другой цеолит встречаются, кроме того, и в межполевошпатовых промежутках породы. Темные минералы представлены идиоморфным авгитом и баркевикитом; много крупных кристаллов магнетита.

Примером плотных мончикитовых разностей, развитых на эндоконтактах и в мелких апофизах, могут служить обр. 332 и 330, а обр. 339 происходит из более крупной апофизы (около 2 м мощности) из обнажения над р. Курой. Общий тип всех трех образцов приблизительно одинаковый, порфировый, но порода обр. 339 отличается от обр. 332 и 330 относительно более крупной кристаллизацией основной ее массы. Вкрапленники представлены



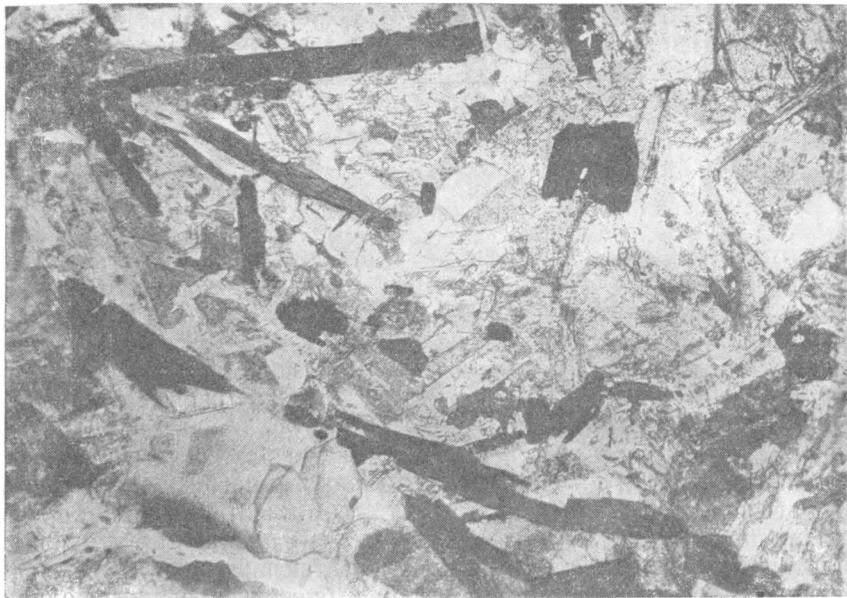
Фиг. 14. Оливиновый тешенит, Варнет обр. 335.
× 25. Ник. ||.

преимущественно светложелтым авгитом и в меньшей мере плагиоклазом № 50—55. Авгит свеж, а плагиоклаз частично по трещинам анальцимизирован. Основная масса интерсертальная, из иголочек авгита и баркевикита, микролитов плагиоклаза и рудных дендритов. Промежуточное стекло хлоритизировано обильными выделениями цеолитов: анальцима и гейландита ($N_{g'} = 1.504 \pm 0.003$; $N_{p'} = 1.499 \pm 0.003$). Местные выделения вторичного кальцита. Из метасиликатов преобладает авгит, а баркевикит образует в большинстве случаев лишь узкие каемки вокруг кристалликов авгита.

В породе обр. 332 основная масса, убывая в степени кристалличности, переходит в гялопилитовую. Во вкрапленниках, кроме пироксена и плагиоклаза, содержится здесь также еще и оливин, отчасти свежий, но преимущественно замещенный буровато-зеленым слюдистохлоритовым веществом ($N_{cp} = 1.55 \pm 0.01$). Много мелких жилок, выполненных анальцимом и томсонитом.

Порода обр. 330 подобна породе обр. 332, но более сильно разложена и содержит многочисленные мелкие миаролитовые пустотки, выполненные по краям хлоритом и в центре анальцимом.

Количественно-минералогический подсчет под микроскопом, произведенный в породе обр. 335 (см. табл. 6, колонка 6), показал значительное преобладание в ней бесцветных составных частей над цветными, как это вообще, повидимому, свойственно тешенимам в отличие от камптонитов.



Фиг. 12. Баркевикитовый тешенит, Варнет обр. 336.
 × 25. Ник. ||.



Фиг. 13. Баркевикитовый тешенит, Варнет обр. 336.
 × 25. Ник. +

Наиболее характерной особенностью варнетского тешенита является наличие в нем оливина. Таким образом, это — оливиновый тешенит (ср. крианит Флетта Tugtelli 1923).

2. Тешенит близ г. Аспиндзы

Инtruзия эта выходит на шоссе примерно в 0.5 км от г. Аспиндзы в сторону Ахалциха; постепенно расширяясь, она спускается отсюда к р. Куре, в берегу которой и прослежена на расстоянии до 100 м.

Тешенитовая порода, слагающая интрузии (обр. 325), почти тождественна породе Варнета. В эндоконтактных частях развиты мончикиты с почти не раскристаллизованным стеклом (обр. 329). Интересно образование в экзоконтактных известняках многочисленных мельчайших кристалликов граната и листочков светлой слюды (обр. 328).

3. Тешенитовые интрузии в северу от сел. Ахашень

Обнажаются они здесь, среди песчано-глинистых пород верхнего эоцена, в правом берегу р. Куры, метрах в 10—50 выше шоссе. Выход не сплошной, но состоящий из двух отдельных участков: более западного, жиллоподобного, шириной около трех метров, и более восточного, расположенного на холме метрах в 200 от первого (между обоими выходами протекает ручей). Обломки тешенита прослеживаются еще и далее, на 200—300 м к востоку, по склону того же холма.

Порода этой жилы представляет собой тешенит, отчасти баркевикит-авгитовый (обр. 321), со следами биотитизированного оливина, и отчасти биотит-авгитовый, со следами баркевикита (обр. 322). Довольно хорошо сохранился плагиоклаз № 60—65. Цеолиты — анальцит, тилолит (?), натролит и томсонит, часто взаимно прорастающие друг друга.

Мончикиты эндоконтакта — с авгитом и биотитизированным оливином, вкрапленными в бурое хлоритизированное стекло, переполненное выделениями мельчайших иголочек баркевикита и кристалликов магнетита. В пустотках и отчасти в стекле наблюдаются выделения натролита и анальцита.

В экзоконтакте осадки — туфогенные песчаники верхнего эоцена — сильно цеолитизированы (анальцитом).

4. Тешенит в оползне между сел. Гобиев и Мух

Крупный оползень, спускающийся к р. Куры, сложен также осадками верхнего эоцена. В верхней части оползневой массы различается сильно ветвящаяся тешенитовая жила. В отдельных местах наблюдаются ее раздувы до 3—5 м (обр. 205), в других она разбивается на тонкие, в несколько сантиметровой мощности, апофизы (обр. 206) в осадки, окружающие тешенит. Осадочные породы в контакте приобрели пятнистость и отчасти цеолитизированы (обр. 207).

Тешенит из раздува (обр. 205) — довольно крупнозернистая порода (длина плагиоклазовых лейст достигает 1.5 мм) офитоподобной структуры. Скелет ее образует вытянутые плагиоклазовые кристаллы, зональные, от лабрадора № 40—50 до альбита, и с мощными каемками калиевого анортоклаза; авгит и магнетит, которых довольно много, кристаллизуются после образования плагиоклазового ядра, но до выделения анортоклаза. По краям авгитовых кристаллов изредка образуются плеохроичные, в зеленых тонах, каемочки амфибола. Окончательно межлейстовые промежутки заполняются тем же анортоклазом в смеси с цеолитами — анальцитом и томсонитом. Анальцит, кроме того, развивается также и вторичным путем, по трещинкам плагиоклаза. Местные скопления слюдисто-хлоритового вещества по форме своей напоминают псевдоморфозы по оливину. Многочисленные игольчатые кристаллики апатита пронизывают все остальные кристаллы породы.

Породы из тонкой апофизы (обр. 206) имеют слегка порфировидную структуру: многочисленные в шлифе не крупные выделения идиоморфного оливина, превращенного в слюдисто-хлоритовое вещество, среди интерсертальной основной массы из плагиоклазовых (№ 50—60) и авгитовых микролитов, погруженных в бурое опаковое стекло. Довольно много мелких пустот, заполненных подобным же слюдисто-хлоритовым веществом в качестве

первой генерации и гейландитом — в качестве второй. Некоторые из тех же пустот заполнены нацело хлоритом, без центрального гейландитового ядра. Кристаллизации калишпата не наблюдалось.

5. Долеритообразный тешенит у сел. Мух

На хребте, идущем от сел. Мух к югу, в сторону лавового плато (к сел. Чобарети), примерно на расстоянии 1—2 км от селения попадаются в почве обломки тешенита; судя по расположению обломков, можно предположить здесь жилоподобное тело с простиранием ЮЗ—СВ, приблизительно перпендикулярно к хребту.

Взятый из обломков образец (208) оказался относительно бедным цеолитами лейкократовым тешенитом. Микроструктурные отношения между плагиоклазом (№ 60 в центре и № 25 в краях) и цветными минералами — авгитом и оливином — офитовые. В дополнение к ним в пределах бесцветной части промежутки между кристаллами плагиоклаза заполнены или анортклазом, или цеолитами: томсонитом, реже — анальцимом. Много крупных игол апатита. Порода в общем весьма свежая, но плагиоклаз по трещинкам замещается изредка томсонитом, а оливин переходит по краям в слюдисто-хлоритовое вещество.

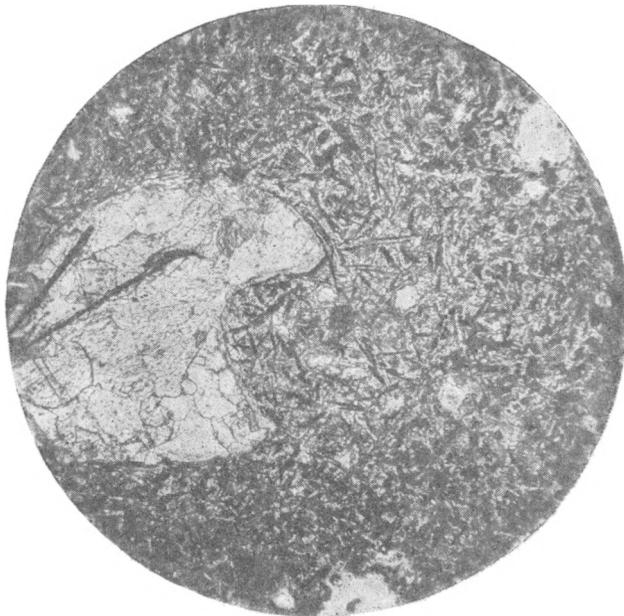
6. Жила у сел. Цхалтбила

Авгитовый тешенит, слагающий эту жилу, сопротивляется выветриванию сильнее, чем окружающие осадки верхнего эоцена; в результате она образует ряд холмов к западу от селения и левый борт глубокого ущелья. Мощность жилы 30—40 м, простирание ЮВ—СЗ. Типичная порода жилы представлена образцом 343. В ней преобладают полевошпатовые элементы, представленные, как и ранее, плагиоклазом № 40—20 и анортклазом, который, преобладая в составе породы, образует как каемки вокруг плагиоклаза, так и самостоятельные аллотриоморфные выделения в интерстициях породы. В полевошпатовой массе рассеяны мелкие кристаллики пироксена, кубики магнетита и листочки бурого биотита. Характерно, что размеры магнетита примерно равны размерам биотита и пироксена (0.07—0.1 мм в поперечнике). Много иголок апатита. Весьма любопытен хлорит, наблюдающийся здесь в двух разновидностях: 1) темнозеленой, замещающей оливин, и 2) преобладающей светлозеленой, почти бесцветной, кристаллизующейся в виде мелких сферолитов и замещающей анортклаз. Плагиоклазы по трещинкам переходят в цеолиты, преимущественно в анальцим.

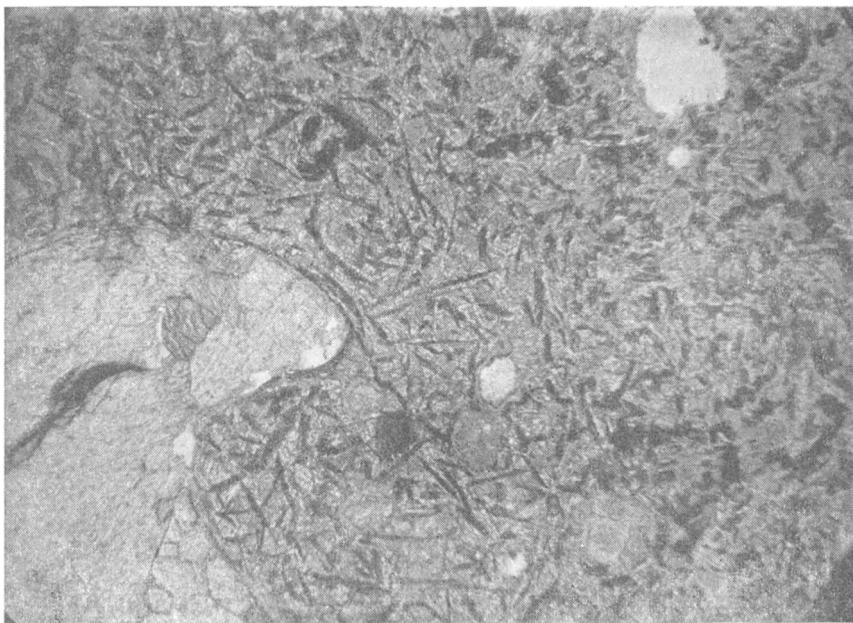
Второй взятый нами образец (344) породы той же жилы происходит из ее зальбанда и имеет в соответствии с этим более мелкозернистый «мончикитоподобный» облик. Оливин, переходящий в биотит, образует здесь явные порфиновые вкрапленники, основная же масса сложена плагиоклазовыми лейстами, авгитом, биотитом и баркевикитом. Много светлозеленого хлорита, заполняющего вместе с анортклазом промежутки между остальными минералами. Много скелетного магнетита. Цеолит — анальцим — скопляется в участки, вызывающие представление о происхождении их путем заполнения пустот.

7. Выход диабазовой породы выше сел. Пересцихе

Выход небольшой, в выбоине тропы. Залегание породы неясное. От всех предыдущих пород она отличается сильной кальцинацией и полным отсутствием цеолитов. В основной ткани пересцихской породы принимают участие следующие минералы: лейстовый плагиоклаз № 40—50, авгит, магнетит и отдельные листочки биотита. Плагиоклаз изредка с анортклазовыми оболочками. Промежутки между этими минералами заполнены



Фиг. 14. Образование баркевикитовой разности вблизи
жеоды кальцита Пересцихе обр. 346.
× 16. Ник. ||.



Фиг. 15. Образование баркевикитовой разности вблизи жеоды кальцита
Пересцихе обр. 346.
× 30. Ник. ||.

хлоритом и кальцитом. Кроме того, в породе наблюдаются многочисленные округлые мелкие миндалины, образованные хлоритом и кальцитом, заполнившими бывшие пустотки. Хлорит, выделяясь первым, одел стенки пустоток, а все остальное их пространство занял кальцит, кристаллизовавшийся последним. Весьма любопытны те видоизменения вышеприведенного нормального минералогического состава породы, которые наблюдаются по соседству с миндалинами. Во-первых, плагиоклаз принимает здесь более кислый характер, вплоть до альбита № 5—6. Во-вторых, становится меньше кальцита и хлорита, и вместо них появляются длинностебельчатый баркевикит и листочки биотита. В-третьих, накаплиются в изобилии иголки апатита. Микроструктура таких видоизмененных участков породы также оригинальна: она имеет флюидальный облик, причем стебельчатые кристаллы баркевикита изгибаются в согласии с внешними очертаниями миндалин и своими контурами концентрически огибают эти последние (фиг. 14, 15).

Описанные только что особенности переспихской породы мы склонны понимать таким образом, что магма, давшая ей начало, была насыщена газами, в том числе и углекислотой. Выделение газа было причиной появления пузырьков в отвердевавшей породе. Взаимодействие газовых элементов с прилегающими к пузырьку участками породы вызывало кристаллизацию здесь специальных, отчасти диссоциационных систем (альбит вместо андезина). Кальцит и хлорит основной массы произошли за счет гидрохимических изменений первоначального стекла породы. Хронологически и генетически процесс этот совпал с процессом миндалевидного наполнения пустоток породы кальцитом и хлоритом.

8. Жила оливнинового тешенита около сел. Охеро

Вмещающими жилу породами являются отложения порфиритового среднего эоцена. Обнажения ее хорошо видны на шоссе из г. Ахалциха на Кисатиби в 2 км южнее сел. Минадзе. По простиранию жила прослежена в обоих берегах реки на 1—1.5 км; падение ее крутое, 80—85° на ЮЗ; мощность жилы колеблется от 1 до 1.5 м, контакт жилы с боковыми порфиритами и туфами резкий; наблюдается слабое, на расстоянии нескольких миллиметров, эндоконтактное уплотнение жильной породы.

Микроструктура нормальной породы обр. 11-Ах — офитово-интерсервальная, слегка порфиридная от более крупных выделений моноклинного пироксена (авгита) и биотитизированного оливина, который присутствует, однако, и в основной массе породы. В этой последней к названным двум минералам присоединяются из цветных также еще и небольшие количества баркевикита. Много мелкого магнетита. Бесцветные минералы — плагиоклаз (около № 60, цеолитизированный), с каемками анортоклаза, и цеолиты — анальцим и томсонит, заполняющие вместе с хлоритом промежутки между полешпатами и выделяющиеся в газовых пустотах. Цеолиты (анальцим и натролит) и тот же микроагрегатный радиально-лучистый хлорит замещают нацело и кристаллы плагиоклаза. Вся порода пронизана мелкими иголочками апатита.

Химический состав породы обр. 11-Ах приведен в колонке 7 табл. 5. В согласии также и с ее минералогическим составом он очень близок к химическому составу породы Варнет, приведенному в колонке 6 той же таблицы. И та и другая породы — оливниновые тешениты.

Вышеупомянутые эндоконтактные уплотнения тешенитовой породы Охеро (обр. 10-Ах) сопровождаются также и значительными изменениями ее минералогического состава и структуры.

Более резко противопоставляются здесь друг другу вкрапленники и основная масса породы, причем последняя приобретает сначала гиалопилитовый, а далее, на самом контакте — витрофировый облик. Вкрапленниками являются табличатые плагиоклазы, пироксен и биотитовые псев-

доморфозы по оливину. Много пустоток, заполненных кальцитом и анальцимом. Плагноклаз кислый, альбит-олигоклазового ряда, судя по малым углам погасания и по общему светопреломлению, которое не выше, чем у канадского бальзама. Частью он свеж, частью анальцимирован.

Боковая порода жилы Охеро представляет собой среднеэоценовый вулканический туф. Обломки альбитизированного почти нацело или анальцимированного лабрадора, бурой роговой обманки, моноклинного пироксена и порфириново-андезитовой лавы. В области контакта сильная кальцинация и повышенное анальцимирование породы (обр. 13-Ах).

9. Дайки к северу от г. Ахалциха

Здесь, в туфогенных песчаниково-сланцевых породах олигоцена (мефферт) различаются две четковидные мончикитовые жилы: восточная и западная, проходящие в 100 м одна от другой. Простираение их $340-350^\circ$ на СЗ. Мощность четок — 1.5—3 м. Восточная жила состоит из трех четок, западная из двух. Длина каждой четки не более 100—150 м, общее протяжение жилы, считая и промежутки между четками, около 1—1.5 км.

Боковые породы на контакте с четками превращены в пятнистые сланцы; монзониты экзоконтактной зоны имеют мощность до 0.5 м. Следует отметить также еще мелкие, мощностью в 1—2 см, тешенитовые жилки, секущие нередко нормальную мончикитовую породу. Последняя уже макроскопически крайне характерна: грязевая, буровато-серая порода, переполненная мелкими вкраплениями листочков слюды. Под микроскопом в шлифе (обр. 317) слюда эта распознается как оранжевый по $Ng=Nm$ и светложелтый до буроватого по Nr биотит. Отчасти он окружен более темными (т. е. более железистыми) каемками. Кроме слюды, во вкраплениях мы находим в небольшом количестве свежий авгит, а также более мелкие биотитовые псевдоморфозы по оливину и апатит. В основной массе много тонкоагрегатного слюдисто-хлоритового вещества, замещающего полностью бывшее там стекло; на фоне его — кристаллизация тех же, что и во вкраплениях, минералов, и, кроме того, много магнетитовой мелочи. Кроме биотитовых псевдоморфоз по оливину, здесь наблюдаются еще слюдисто-хлоритовые псевдоморфозы, по форме как будто полевого шпата, и цеолиты: анальцим и натролит, частью в мелких пустотках породы.

Структурной вариацией типичной породы является эндоконтактная плотная разность, представленная в частности образцом 319, из пограничной зоны с небольшим сланцевым ксенолитом. Под микроскопом бросается в глаза хорошо выраженное витрофирное строение основной массы породы; первоначально это было, повидимому, сплошное стекло, которое впоследствии раскристаллизовалось с выделением многочисленных опаковых глобулитов и, что особенно характерно, — многочисленных лонгулитов слюды, той же, что описана выше. Более крупная кристаллизация магнетита основной массы может быть отчасти первичная. Вкрапления биотита и крупные кристаллы апатита свежи, а пироксен и оливин замещены кальцитом и биотитом. В пустотках — анальцим и кальцит. Экзоконтактные туфогены изменены крайне слабо, сохранились окаменелости и первоначальная структура породы. К новообразованиям, повидимому, можно отнести анальцим, образующийся в шароподобных конкрециях — пятнах породы, и слюдистохлоритовое вещество, выделяющееся в промежутках между этими конкрециями.

Вышеупомянутые тешениты прожилков, секущих мончикиты (обр. 320а), по общему облику весьма напоминают баркевикитовые тешениты Копадзе. Микроскоп, однако, показывает, что из цветных силикатов здесь присутствуют только биотит и авгит. Плагноклаз (лабрадор № 56), как и там, — с каемками анортклаза, но цеолиты, замещающие его, — аналь-

цим и гейландит ($CN_p=6-7^\circ$; $Ng=1.490$; $Np=1.479$). Оба названные цеолита наблюдаются, кроме того, и в самостоятельных выделениях, причем гейландит образует пластинчатые кристаллы, иногда собирающиеся в радиальные сростки.

D. S. BELYANKIN, V. P. PETROV

TESCHENITE — CAMPTONITE — MONCHIQUITE INTRUSIONS FROM THE VICINITY OF THE TOWN OF AKHALZYKH

SUMMARY

The paper presents a detailed chemico-mineralogical characteristic of the dyke analcite-bearing intrusions from the Upper Eocene from the vicinity of the town of Akhalzykh, Transcaucasia. The marginal monchiquite zones of camptonite bodies, the teschenite and teschenite-aplite (analcite-syenite) veins, cutting the camptonites, are described. As a special peculiarity of the camptonites of Sakuneti—Kopadzé a peculiar isotropic feldspathoid is described; while optically and chemically closely approaching leucite, it is crystallized in the forms of a rhombic dodecahedron and not of a trapezohedron, as distinguished from the latter mineral.

ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Д. С., Маслов К. С. и Петров В. П. Магматические проявления в сев.-зап. части Гурии. Тр. Петрограф. инст. 1938.
- Герасимов А. П. Тешениты р. Иоры (Кახეთი). Тр. Гл. геол.-развед. управл. 1931, вып. 29, 1—70.
- Лукашевич С. И. и Страхов В. А. Гидрогеологический очерк бассейна Верхней Куры. Матер. Зак. ИОВХ (Закгипровода), 1933, вып. 5, 135—331.
- Мефферт Б. Ф. Геологический очерк Верхней Куры. Матер. Зак. ИОВХ (Закгипровода), 1933, вып. 5, 1—68.
- Лигнитовые месторождения окрестностей Ахалциха. Тр. Всесоюзн. геол.-развед. объедин. 1933, вып. 304, 1—24.
- Tyrrrell G. W. Classification and Age of the Analcite — bearing Igneous Rocks of Scotland Geol. Mag. 1923, p. 249—260.

СОДЕРЖАНИЕ

И. А. Преображенский. О формах зерен	1
А. А. Турцев. Магнитные свойства бурых железняков Керченского полуострова	23
А. И. Волженков. Реакционные взаимоотношения, сопровождающие кристаллизацию гранитной магмы	29
Д. С. Белянкин и В. П. Петров. Тененито-камptonито-мончикитовые интрузии окрестностей г. Ахалциха	61

Редактор изд-ва Н. С. Ильина

Технический редактор А. П. Дронов

Корректор К. М. Копиа

Сдано в набор 15/IX 1939 г. Подписано к печати 24/II 1940 г. Формат 70×108³/₁₆. Бум. л. 2³/₁₆. Объем 4¹/₂ п. л. и 4 вкл. В 1 п. л. 58 000 печ. зн. Уч.-авт. л. 7,83. Тираж 800 экз. Уполн. Главлита № А-4468. РИСО № 95. АНИ № 1194. Заказ № 3947.

1-я Образцовая типография Огиза РСФСР треста «Полиграфкнига». Москва, Валовая, 23.

ОПЕЧАТКИ И ПОПРАВЛЕНИЯ

<i>Стр.</i>	<i>Строка</i>	<i>Напечатано</i>	<i>Следует</i>
2	7 сверху	измерение	изменение
3	подпись к фиг. 1	$\frac{A+B}{a+b} + \frac{B+C}{a+b} +$ $+ \frac{C+D}{c+c} + \frac{A+D}{d+d} : 4$	не читать
52	табл. 1, гр. 2, п. 7	Гобнет	Гобнет