

А. М. КУЗЬМИН

МИКРОКЛИН

(Опыт систематики щелочных полевых шпатов)

В предлагаемой работе автор подверг всестороннему изучению наши знания о щелочных полевых шпатах в целом и микроклине, в частности. Микроклин им рассматривается как вещество, находящееся в метамиктном состоянии, и как минеральное образование, в которое переходят моногирные и агирные щелочные полевые шпаты на своем пути полиморфных превращений при переходе из одних физико-химических условий в другие. Поэтому автор не считает микроклин самостоятельным минералом и рассматривает его как параллельное и решетчато-параллельное срастание большого числа ламелл ортоклаза, анортклаза и агироклаза. Всестороннее изучение щелочных полевых шпатов дает основание автору предложить новую их систематику.

Введение

Микроклин, как известно, относится к наиболее широко распространенным минералам земной коры. Он входит в магматические и метаморфические породы, в составе которых наравне с другими элементами калий и натрий играют существенную роль. Он также входит в состав пегматитовых и полевошпатовых жильных образований.

В своих исследованиях магматических пород Забайкалья, Кузнецкого Алатау и Алтая я, как и многие другие исследователи, сталкивался с микроклином,—и он не раз привлекал мое внимание как с морфологической, так и с генетической и парагенетической стороны. Особенно многих ученых интересовал вопрос отношения микроклина к ортоклазу и анортклазу. Изучение случаев совместного нахождения в породах микроклина и других щелочных полевых шпатов и освоение огромной о них литературы побудили и меня высказать о микроклине и его положении в ряду кали-натровых полевых шпатов некоторые суждения с новых точек зрения. Обильная о нем литература говорит лишь о том, что решение вопроса об отношении микроклина к ортоклазу, адуляру и анортклазу имеет не только теоретическое, но и практическое значение, например, для понимания условий формирования соответствующих пород, для определения стратиграфического положения и отождествления магматических пород [20] и т. д.

Мне кажется, ниже излагаемые суждения значительно проще и естественнее решают задачу, что представляет собой микроклин и каково отношение его к другим кали-натровым полевым шпатам.

Пользуясь случаем, приношу большую благодарность проф. Ю. А. Кузнецову, просмотревшему этот труд и сделавшему ряд замечаний, учтенных мной при его окончательном оформлении.

Постановка вопроса

Ответы на поставленные выше вопросы представляются делом достаточно трудным. Эти трудности отчасти определяются тем, что с современными представлениями о микроклине и его положении в ряду щелочных полевых

шпатов очень тесно сжились. Но в публикуемой литературе время от времени прямо или косвенно возвращаются к вопросам: что такое микроклин? Что собой представляет ортоклаз? Каковы их взаимоотношения? В литературе также время от времени появляются и самые суждения об их взаимоотношениях. Это свидетельствует о том, что вопрос о микроклине на сегодняшний день не решен, а неуверенность в правильности существующих суждений об отношении микроклина к ортоклазу и другим щелочным полевым шпатам побуждает исследователей заниматься этим вопросом, высказывать свои мнения, если они располагают новым материалом, который им кажется или подтверждающим установившиеся суждения, или противоречащим существующим взглядам. Во всяком случае, соотношения между микроклином и ортоклазом в настоящее время, как говорит А. Н. Заварицкий, не могут считаться установленными [37].

Для того чтобы ответить на вопрос, что такое микроклин и каково его положение среди других щелочных полевых шпатов, я пришел к необходимости рассмотреть историю вопроса о том, как сложились наши представления о микроклине, и привести сравнительную характеристику микроклина и других щелочных полевых шпатов в отношении их морфологических, физических и химических свойств и тем самым показать, какое место среди них занимает микроклин и является ли он самостоятельным минералом.

При решении вопроса о микроклине как возможной полиморфной модификации пришлось по-серьезному и шире, насколько позволяли мои знания, затронуть вопрос о полиморфизме и переходных состояниях вещества, могущих иметь место при превращениях одной модификации в другую.

В основном при рассмотрении вопроса о микроклине в целях объективности были широко использованы литературные данные о щелочных полевых шпатах, которые, как мне казалось, заслуживали доверия и которые широко используются при утверждении о самостоятельности микроклина.

История микроклина

Микроклин как самостоятельный минерал был выделен из ортоклазов А. Брейтхауптом в 1830 г. и был назван более 100 лет тому назад тем именем, под которым он до сих пор нам известен [103]. Основанием для его выделения послужила констатация того факта, что плоскости спайности по {001} и {010} наклонены друг к другу под косым углом, очень близким к прямому. Впервые эта особенность была установлена для зеленых полевых шпатов из Гренландии. Кроме того, было высказано соображение, что микроклин среди ортоклазов пользуется широким распространением.

Позже А. Деклуазо в 1866 [41] и в 1876 гг. подтвердил, что некоторые калиевые полевые шпаты имеют триклинный характер, и сохранил за ними название микроклин [107, 108]. Для подобных щелочных полевых шпатов он отметил характерное и своеобразное микроскопически двойниковое строение, которое частью было выражено в простых тонкодвойниковых, надо понимать, параллельно волокнистых образованиях, или тонкодвойниковое строение имело перекрещивающийся решетчатый характер, особенно свойственный амазонитам из различных месторождений.

Таким образом, работы А. Брейтхаупта и А. Деклуазо определили самостоятельное значение микроклина как триклинного минерала среди известных тогда щелочных полевых шпатов, хотя несколько раньше А. Деклуазо микроклин рассматривал как моноклинный [108].

Одновременно с этим ставится на очередь вопрос о соотношениях между ортоклазом и микроклином. Э. Малляр, кажется, был первым, выдвинувшим этот вопрос [122]. Тот же исследователь, занимаясь изучением аномалий среди минералов, особенно минералов, охотно образующих полисинтетические двойники, мимететические двойники, получающие формы более высокой

симметрии, пришел к выводу, что среди кристаллических сред могут иметь место случаи, когда мимететические кристаллы будут слагаться столь малыми оптически неразличимыми по размерам индивидами, что подобные кристаллы будут казаться физически однородными. Под этим углом зрения Э. Малляр рассматривал ортоклаз как возможно мимететически сложный двойник из триклинных кристаллов; двойниковое строение при этом представлялось субмикроскопическим и в ряде случаев настолько тонким, что оно становится даже оптически неразличимым [122].

Только что изложенные соображения о характере ортоклаза поддерживаются А. Мишель-Леви, который также рассматривает ортоклаз как субмикроскопически полисинтетический двойник, сложенный очень тонкими ламеллами триклинического полевого шпата, которые срастаются по альбитовому и периклиновому законам двойникования и образуют таким образом в одних случаях, микроклин, в других—ортоклаз [123]. В первом из них микроклиновая решетка и волокнистость в той или иной степени заметны под микроскопом, в ортоклазе микроклиновая структура становится настолько тонкой, что она незаметна даже при более совершенных методах оптического исследования. Однако А. Мишель-Леви и А. Лакруа, несмотря на то, что ортоклаз рассматривается ими как субмикроскопически sdвойникованное образование, все же считают нужным разделять в своем описании породообразующих минералов микроклин и ортоклаз друг от друга как два самостоятельных минерала [124].

Только что сказанное об ортоклазе как производном микроклина горячо поддерживается П. Гротом и благодаря его авторитету прочно и надолго внедряется в минералогию и петрографию [113; 114; 115].

К. Г. Чермак рассматривал вещество $(K,Na)_2Al_2Si_6O_{16}$ диморфным, а ортоклаз и микроклин по форме и по оптическим свойствам гетероморфными [130]. Таким образом, он в ортоклазе и микроклине видел две полиморфные модификации.

Р. Браунс в противоположность существующим взглядам в отношении микроклина высказал иную точку зрения. Он при изучении оптической аномалии многих минералов пришел к выводу считать моноклинные формы щелочного полевого шпата—ортоклаз нормально равновесным состоянием вещества, например, в этом состоянии находятся адуляры в их наиболее свежих разностях. В противовес этому микроклиновую структуру, а стало быть и микроклин он рассматривает вторичными, возникающими различным путем [102]. Этой точки зрения на микроклины в то время придерживались и другие ученые. Так, И. Леманн и Ф. Ринне объясняли появление микроклиновой решетки в ортоклазе в результате давления, а Ф. Клокманн и А. Бейтель превращение ортоклаза в микроклин приписывали влиянию появляющихся позже химических агентов.

Таким образом, А. Брейтхаупт, А. Деклуазо, Э. Малляр, А. Мишель-Леви, К. Г. Чермак, Р. Браунс и П. Грот являются основоположниками тех взглядов, которых придерживались и придерживаются многие ученые при рассмотрении отношений ортоклаза и микроклина между собой. Особенно значительная роль в формировании этих взглядов на кали-натровые полевые шпаты принадлежит Э. Малляру, ибо высказанные им соображения, что ортоклаз является ничем иным, как субмикроскопически sdвойникованным микроклином, упорно удерживаются до настоящего времени. И до сих пор никто не решался коренным образом пересмотреть этот вопрос в целом. По крайней мере Э. Байер в своих трудах о двойниковом строении полевых шпатов на основании обширного материала, изученного с помощью федоровского теодолитного метода, приходит к выводу, что при обыкновенных условиях щелочные полевые шпаты являются тонко полисинтетически sdвойникованными образованиями, характер проявления которых зависит от степени

дисперсности данного двойникового агрегата, сложенного триклинным щелочным полевым шпатом [98].

Итак, спустя примерно 50 лет, Э. Байер целиком повторяет установившиеся утверждения, не внося по существу ничего нового в современные представления об ортоклазе и микроклине. К этому я добавил бы, что склонность видеть в ортоклазе субмикроскопическое строение является настолько упорной, что приводит прямо к неожиданным заключениям. Так, Т. Барт, найдя редкий случай моноклинного альбита, не задумываясь серьезно, стремится его моноклинный характер рассматривать как результат субмикроскопического двойникового альбитовых пластинок [100].

Из сказанного ясно, что некоторые идеи, не имеющие под собой серьезных оснований, иногда способны ослеплять и держать в своем плену долгое время исследователя и поэтому не давать повода для их пересмотра. Именно таковой идеей была мысль рассматривать ортоклаз как субмикроскопический микроклин, и никто из ученых не подверг это представление до настоящего времени серьезной критике. М. А. Усов был одним из немногих, который, вопреки установившимся мнениям, не мог согласиться считать микроклин идентичным ортоклазу и ортоклаз—субмикроскопически sdвойникованным микроклином. Против подобного утверждения, по его мнению, говорит то обстоятельство, что „как в отдельных балочках решетки микроклина, так и в видимо однородной массе кристалла последнего угол погасания и угол между оптическими осями остаются одинаковыми“ и отличными от ортоклаза [83]. Это здравое суждение, однако, осталось одиноким, никем не было поддержано. К тому же и сам М. А. Усов в этом вопросе не занял твердой линии.

В противоположность вышеизложенному А. Е. Ферсман отношения между ортоклазами и микроклинами считает сложными, а переходы одних в другие совершаются „довольно легко: повышение температуры дает переходы микроклина в ортоклаз, но для обратного процесса необходимо участие посторонней, нередко чисто механической энергии“ [86].

В истории микроклина А. К. Болдыревым впервые вскрывается еще одна новая деталь, на которую до него не было обращено соответствующего внимания. Микроклины с характерным для них строением „свежи и всегда свежее других фельдшпатов“, и они „в громадном большинстве случаев совершенно прозрачны“ [17]. Ту же характерную особенность для микроклинов подчеркивает М. А. Усов [83] и В. Н. Лодочников [54]. Эту свежесть и прозрачность, как противоположные свойства по сравнению с разрушенными ортоклазами, А. К. Болдырев склоняется объяснять явлением перекристаллизации щелочных полевых шпатов, протекающим в условиях гидрохимического процесса, повышения температуры и давления, вызванными динамометаморфизмом [17].

Мало того, решение вопроса об ортоклазе и микроклине во всем его объеме еще более усложняется, как только переходят к установлению взаимоотношений между санидином, ортоклазом, микроклином и анортоклазом. Так, Л. А. Варданыц на основании изучения щелочных полевых шпатов в интрузивных породах Кавказа приходит к выводу, что анортоклазы с микроклинами образуют один изоморфный ряд, и поэтому анортоклазы он предлагает рассматривать не иначе как микроклин. Он даже рекомендует применительно к кавказским неинтрузиям отказаться от термина анортоклаз в пользу микроклина [21]. В противоположность ему Д. С. Белякин в отношении щелочных полевых шпатов тех же кавказских пород говорит об их анортоклазации, и на этом основании микроклин рассматривает как решетчатый анортоклаз [15].

Только что указанные два противоречивые суждения двух крупных специалистов об одном и том же предмете свидетельствуют лишь о том, что мы все по-разному понимаем микроклин и его место среди прочих щелоч-

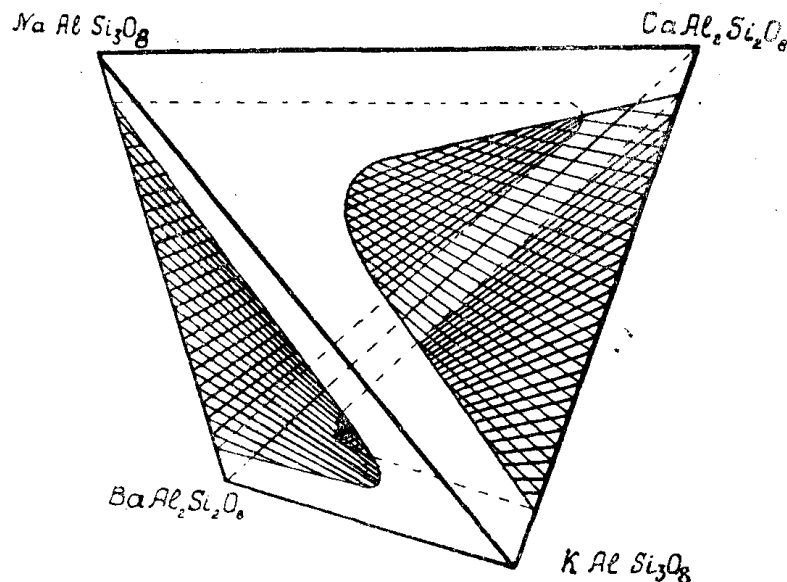
ных полевых шпатов. Отсюда, естественно, назрела необходимость критически подойти ко всему материалу о микроклине и вместе с тем подойти к решению вопроса: что такое микроклин? Каково его место среди известных нам щелочных полевых шпатов?

На основании сказанного я считаю, что вопрос о микроклине поднят мной своевременно, а его решение в разрезе систематики необходимым и правильным, хотя бы потому, что термин микроклин в последнее время все больше и больше становится неопределенным, ибо все щелочные полевые шпаты в сущности большинством исследователей принимаются за микроклины, и появляются тенденции принимать их за анортоклазы, т. е. понятие „микроклин“ сводится к групповому понятию, и микроклин в этой группе является основным индивидуумом, тогда как остальные щелочные полевые шпаты, за исключением альбита, являются разновидностями, различными формами его проявления. Едва ли можно согласиться с такими выводами. Во всяком случае, „остаться на позиции старой терминологии“ щелочных полевых шпатов, как пишет Д. С. Белянкин, а стало быть, и на старых понятиях о них, нельзя, ибо „это ведет ко многим недоразумениям“ [15].

Химический состав кали-натровых полевых шпатов

К кали-натровым полевым шпатам по современным представлениям относят санидин, ортоклаз, микроклин, анортоклаз и альбит. Среди ортоклазов выделяют водянопрозрачные разновидности, как адуляр. Кроме того, выделяют натронортоклаз как моноклинную разность анортоклаза и барбьерит—моноклинный альбит.

По химическому составу щелочные полевые шпаты представляют собой изоморфные соединения KAlSi_3O_8 , $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, $\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (фиг. 1) с предельной и неопредельной смесимостью в зависимости от физико-хими-



Фиг. 1

ческих условий. По составу щелочные полевые шпаты в естественных условиях существенно оказываются калиевыми, и они пользуются большим распространением, нежели щелочные полевые шпаты с преобладанием натровой составной части над калиевой.

В дополнение к сказанному многочисленные специальные анализы ортоклазов, адуляров, микроклинов и санидинов показали, что в их составе,

повидимому, в качестве постоянной изоморфной примеси, кроме соответствующих алюмосиликатов Na, Ca, Ba и Sr, принимают участие молекулы $\text{RbAlSi}_3\text{O}_8$ и $\text{CsAlSi}_3\text{O}_8$ [26; 27; 28; 79; 80; 77; 59 и др.], количество которых для рубидиевого составного компонента колеблется в пределах от 0,01 до 0,6%, а в отдельных случаях достигает относительно высокого процента (до 3%), что дало В. И. Вернадскому повод для выделения рубидиевых микроклинов состава $(\text{K,Rb})\text{AlSi}_3\text{O}_8$. Количество цезия в щелочных полевых шпатах колеблется в пределах от следов до 0,24% Cs_2O .

Далее допускают, что при высоких температурных условиях минералообразования вещества KAlSi_3O_8 и $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ могут давать в противоположность плагиоклазам несколько изоморфных рядов [18; 38; 83]. При понижении температуры образовавшиеся полевые шпаты, первоначально однородные, в ряде случаев распадаются с образованием пертитов и антипертитов [72]. Впрочем, пертитизация и антипертитизация полевых шпатов с таким же успехом может быть также явлением вторичным, связанным с привносом альбитового или олигоклазового вещества, и эти вторичные образования пертитов не всегда можно отличить от первичных пертитов распада.

Из общих взглядов на ортоклаз и микроклин как физико-химические среды можно привести взгляды И. Фогта. Он исходил из того, что KAlSi_3O_8 и $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ при высоких температурах образуют непрерывный изоморфный ряд, который при пониженных температурах становится неустойчивым и распадается на кали-натровую и известково-натровую части полевых шпатов, из которых последняя образует пертитовые вроски [131] в ортоклазе и микроклине.

Такого же взгляда придерживались П. Н. Чирвинский [92] и В. И. Луцкий [56].

К. Г. Уоррен, чтобы объяснить широкое распространение микроклина по сравнению с ортоклазом, пришел к необходимости внести в диаграмму равновесия точку „инверсий“, которая допускала бы соответственное изменение в кристаллической структуре этих двух представителей. Допущение возможной „инверсии“ объяснялось меньшей растворимостью альбитового компонента в ортоклазовом веществе, что и обуславливало появление промежуточного образования в виде микроклина.

Э. Спенсер также, рассматривая изменения кали-натровых полевых шпатов в связи с изменением температурных условий, объясняет их разнообразие путем перераспределения атомов калия и натрия и в зависимости от размеров их ионов [78]. На этом основании он различает ортоклазо-микропертитовый ряд полевых шпатов, в которых существуют определенные соотношения между химическим составом и физическими свойствами. Этот ряд щелочных полевых шпатов принадлежит к эксклюзионному типу, микропертитовая часть которого при более или менее продолжительном нагревании до 750—800° снова может войти в твердый раствор, при этом уменьшается удельный вес и показатель преломления. Из ортоклаз-микропертитов адуляр и микроклин Э. Спенсер, „строго говоря“, хотел бы выделить на том основании, что их $2V$ и $\text{Ng}-\text{Nr}$ слишком большие, а с другой стороны, санидины и ортоклазы в противоположность ортоклаз-пертитам того же состава имеют малый $2V$ и меньшие показатели преломления [78].

Ф. Махачки химическое строение щелочных полевых шпатов представлял себе пространственно состоящими из тетраэдров $[\text{SiO}_4]$ и $[\text{AlO}_4]$. Характер самой решетки определялся размерами соответствующих катионов. Так, по его мнению, калий и барий обладают относительно большими ионными радиусами, и они, размещаясь в решетке, обеспечивают моноклинную симметрию. Наоборот, ионные радиусы натрия и кальция относительно малы, и их размещение в пространственной решетке вызовет дополнительную деформацию постройки и приведет к необходимости создания агирной симметрии [119].

Этой же позиции целиком придерживается Х. Ш. Ванг в решении вопроса об отношениях ортоклаза и микроклина и указывает при этом, что вследствие изменения размеров катионов калия и натрия при высоких температурах они вполне удовлетворяют требованиям моноклинной симметрии. С понижением температуры различные размеры катионов калия и натрия находятся в противоречии с моноклинным их распределением и обуславливают поэтому как необходимость существования при пониженных температурах агирного микроклина. В соответствии с этим принимается, что микроклины содержат натрия относительно больше, чем ортоклазы [132]. Кстати сказать, никаких химических данных в подтверждение только что сказанной мысли автор не приводит. Он также без доказательств утверждает, что сапидины по сравнению с ортоклазами несколько богаче натрием [132].

Анортитовые и цельзиановые молекулы к K-Na—полевым шпатам при­мешиваются обычно в сравнительно малых количествах. В отдельных случаях вещества $KAlSi_3O_8$ и $BaAl_2Si_2O_8$ способны образовывать самостоятельный изоморфный ряд гиалофанов¹⁾. Кроме бариевой молекулы, в щелочных полевых шпатах также в малых количествах, повидимому, довольно часто присутствует и стронциевая частица ($SrAl_2Si_2O_8$). Невязки кремнезема при пересчете данных анализов на элементарные компоненты полевых шпатов давно обратили внимание русских ученых Д. С. Белянкина и Б. М. Куплетского, которые предполагают, что в составе щелочных полевых шпатов играют некоторую роль калиофиллитовая и карнегитовая молекулы [8; 49].

Еще недавно существовало мнение, что анортоклазы по химическому составу являются кальциево-натровыми полевыми шпатами, в которых натрий значительно преобладает над калием [72; 127; 131] и что анортоклаз ближе стоит к альбиту, чем к ортоклазу [136].

М. А. Усов анортоклазы склонен был рассматривать как альбит-олигоклаз в твердом растворе с калиевым полевым шпатом [84] и представлял их себе как метастабильные образования, которые, распадаясь, образуют плагиоклаз с антипертитовыми вростками калиевого полевого шпата или образуют „шахматный альбит“ с остатками в нем ортоклаза [84].

Однако из практики изучения анортоклазов кавказских пород и анортоклазов из пород Кольского полуострова и других мест подобный вывод не вытекает и никем из исследователей не поддерживается. Что касается шахматного альбита, то его появление, как это мне не раз приходилось наблюдать при изучении интрузивных пород Таштагольского месторождения железа, тесно связывается с альбитизацией породы, которой в одинаковой степени подвергаются как щелочные полевые шпаты, так и плагиоклазы с образованием на их месте шахматного альбита. Анортоклаз же Фёрстнера мы могли бы рассматривать как частный случай двух перекрещивающихся в области альбит-олигоклаза рядов кали-натровых полевых шпатов с изоморфной примесью кальция, с одной стороны, и известково-натровых полевых шпатов с изоморфной примесью калия—с другой²⁾. Практика изучения кавказских магматических пород привела к необходимости выделить из щелочных полевых шпатов по оптическим свойствам разности, близкие к анортоклазам Пантелерии. Позже, как будет показано ниже, по химическому составу кавказские анортоклазы оказываются преимущественно калиевыми. Поэтому в настоящее время в представления об анортоклазах вносятся существенные изменения, которые резко меняют положение анортоклаза в ряду полевых шпатов. Так, Д. С. Белянкин, опираясь на большую практику по

¹⁾ Кстати заметим, триада $CaAl_2Si_2O_8-KAlSi_3O_8-BaAl_2Si_2O_8$ и триада $CaAl_2Si_2O_8-NaAlSi_3O_8-BaAl_2Si_2O_8$ также являются вполне возможными. По крайней мере С. Р. Нокколс Э. Г. Цис и С. Р. Сегнит указывают, что имеются цельзианы с относительно высоким содержанием анортитовой частицы и что в породах встречаются бариевые плагиоклазы.

²⁾ Впрочем, высказанные соображения, как увидим ниже, не имеют под собой никаких оснований.

изучению кавказских анортоклазов, был первым, кто обратил внимание, что среди анортоклазов имеются как преимущественно калиевые, так и натровые разности [3; 10], среди которых калиевые анортоклазы преобладают над натровыми.

С. П. Соловьев в отношении щелочных полевых шпатов из интрузий Кабардино-Балкарии указывает, что калиевая молекула полевых шпатов в анортоклазах с содержанием K_2O от 10,47 до 12,91% решительно преобладает над натровой, которая колеблется от 2,55 до 3,36% Na_2O . Аналогичное замечание является верным и для анортоклазов [73], которые являются частыми компонентами кавказских интрузивных и эффузивных пород. Значительное преобладание в кавказских анортоклазах K_2O над Na_2O в пределах, указываемых С. П. Соловьевым, следует и из более ранних работ других исследователей, в частности из многих работ Д. С. Белякина и В. Н. Лодочникова [55].

О. А. Воробьева для микроклина и анортоклаза из пород Хибинских и Ловозерских тундр [30, табл. 9] приводит ряд химических анализов, из которых следует, что содержание в них окиси натрия и окиси калия колеблется в нижеследующих пределах:

микроклин: Na_2O от 0,45 до 6,75%, K_2O от 9,48 до 15,62%

анортоклаз: Na_2O от 0,13 до 5,64%, K_2O от 8,74 до 15,68%

По В. Г. Махлаеву щелочные полевые шпаты из щелочных пород Хибин, представленные микроклином и анортоклазом, характеризуются преобладанием калиевой составной части над натровой, причем отношение $K_2O:Na_2O$ в них колеблется от 1,40 до 23,33 [58].

Как следует из только что приведенных данных, по химическому составу анортоклазы ничем не отличаются от микроклина, и в них содержание калия резко преобладает над натрием. К мнению, что анортоклазы чаще являются калиевыми, чем натровыми, с некоторым запозданием склоняются, как пишет В. Н. Лодочников, и иностранные ученые [55].

В дополнение к сказанному мы сошлемся на Л. А. Варданянца, который на основании изучения щелочных полевых шпатов в интрузивных породах Кавказа [21] приходит к выводу, что микроклин и анортоклаз образуют один изоморфный ряд, и отсюда он предлагает анортоклазы рассматривать не иначе, как микроклины.¹⁾

Однако прежде чем перейти к рассмотрению химических особенностей других щелочных полевых шпатов, мы должны несколько задержаться на взглядах Н. Г. Уинчелл и А. Н. Уинчелл [136], которые рассматривают анортоклаз как кальциево-натровый минерал и на взглядах М. А. Усова, представлявшего себе анортоклазы как альбит-олигоклаз, находящийся в твердом растворе с калиевым полевым шпатом [84], и посмотреть, насколько эти взгляды отвечают действительности. В целях решения этой задачи мы обратимся к К. Гинтце, который в своем труде [116] для анортоклазов привел 36 химических анализов. Из изучения их вытекает, что в 27 случаях CaO чаще содержится от следов до 1,40%. Содержание K_2O колеблется от 1,3 до 5,7%. Подобные полевые шпаты действительно являются анортоклазами. Остальные анортоклазы К. Гинтце с содержанием окиси кальция, как правило, более 2% и с относительно малым количеством окиси калия должны быть олигоклазами. В анортоклазах, изученных М. Фуке, количество K_2O колеблется от 1,2 до 5,7%, а окиси кальция от следов до 1,3% и в одном случае, когда содержание в анортоклазе CaO соответствовало 1,8%, K_2O было 3,6%, а 2V и погасание—анортоклазовые [112]. Сходные с анортоклазами по углам погасания олигоклазы содержат окись кальция в пределах от 2 до 6% и отличаются от анортоклазов и по физическим свойствам. На этом основании полевые шпаты с содержанием

¹⁾ В этой трактовке неясно, что Л. А. Варданянц понимает под анортоклазом.

окси кальция ниже 1,5% при относительно высоком содержании окиси калия и с очень малыми углами погасания в разрезах, параллельных (001), отнесенные к олигоклазам, вероятнее всего должны быть анортоклазами. Например, определенные как олигоклазы полевые шпаты из района Гельсингфорса, содержащие окиси кальция в пределах от 0,39 до 1,25% и калия от 2,40 до 6,99% [116], отвечают по своему характеру анортоклазам. Полевые шпаты из района Лаахерского озера с 0,30% CaO и 3,40% K₂O, определенные как олигоклаз [116], по своим свойствам также должны рассматриваться как анортоклазы.

Знакомство с анортоклазами, изученными М. Фукэ, Г. Фёрстнером, Д. С. Белянкиным, В. Н. Лодочниковым, Л. А. Варданынцем, С. П. Соловьевым, С. А. Воробьевой и другими позволяет сделать вывод, что по химическому составу анортоклазы действительно представляют собой непрерывный изоморфный ряд (Na,K)AlSi₃O₈, причем в пределах одних территорий в составе изверженных пород преимущественную роль играют калиевые анортоклазы, в других—наоборот, пользуются широким распространением породы с натровым анортоклазом.

Таким образом, на основании только что сказанного мы можем говорить, что микроклины и анортоклазы являются кали-натровыми полевыми шпатами. Судя по их свойствам, например, по оптическим, характерным для каждого из них, можно также полагать, что они являются самостоятельными минералами, с определенно выраженными свойствами и химически составляют два параллельные ряда кали-натровых полевых шпатов.

По поводу химического состава санидинов мы должны заметить, что в соответствии с обобщенными данными Э. Мекинена и И. Фогта следует, что рассматриваемый полевой шпат является не только преимущественно калиевым, но в ряде случаев существенно оказывается натровым [120; 131], т. е. санидин по своим химическим и физическим особенностям, повидимому, составляет третий ряд щелочных полевых шпатов, в которых содержание калия и натрия также колеблется в широких пределах для разных случаев его нахождения. Однако большинство известных примеров показывает, что в санидинах калий преобладает над натрием.

И, наконец, в химическом составе адуляров, изученных из рудных и альпийских жил, как это следует из данных И. Фогта, по содержанию ортоклазовая молекула, составляющая от 82,5 до 98%, количественно преобладает над альбитовой (от 2 до 17,3%) и анортитовой (от 0,8 до 7,5%), вместе взятыми [131]. Из сказанного можно заключить, что адуляры по химическому составу будут ближе к таким щелочным полевым шпатам, в которых калий решительно преобладает над натрием. Но также имеются основания полагать, что адуляр и клевеландит составляют такой же непрерывный самостоятельный ряд, может быть, даже два ряда минералов моноклинной и агирной сингоний, какие составляют санидин, микроклин-ортоклаз и анортоклаз, каждый в отдельности. Натронортоклаз¹⁾ Барта является лишь промежуточным членом ряда адуляр-клевеландит.

Химический состав ортоклазов аналогичен составу микроклинов, санидинов и адуляров. Содержание окиси калия в ортоклазах колеблется в широких пределах. П. Н. Чирвинский, исходя из 82 анализов [92], дает средний химический состав ортоклаза и микроклина из гранитных пород, в котором K₂O = 11,44% и Na₂O = 2,79% [92]. Кстати сказать, П. Н. Чирвинский считает микроклин вторичным, образующимся за счет ортоклаза, переходящим в более устойчивые формы под влиянием различных факторов

¹⁾ Этот термин был предложен впервые М. А. Усовым [84] для обозначения гипотетического барбьерита, существование которого, как следует из химических анализов ортоклазов, считалось вероятным, но которому тогда не было присвоено соответствующего названия.

92]. По И. Фогту микроклины и ортоклазы из гранитов и пегматитов на основании 106 анализов в среднем состоят на 71,45% из ортоклазовой молекулы, 25,57%—альбитовой и 2,98%—анортитовой молекулы [131], т. е. большинство кали-натровых полевых шпатов указанных пород является преимущественно калиевыми минералами.

Химический состав полевых шпатов после их образования подвергается изменениям. Ф. Клокманн и А. Бейтелль вторичную природу микроклинов объясняли, главным образом, последующим изменением ортоклазов под влиянием химических процессов. Эта точка зрения позже поддерживалась рядом ученых, которые появление двойниковой структуры в микроклине связывают с частыми случаями альбитизации ортоклазов и видят в этом причину, почему около альбитовых пертитовых вростков охотно развивается тонкодвойниковая микроклиновая решетка, которая с удалением от жилок пертитового альбита затухает. Б. Попов микроклиновую структуру связывал с пертитизацией первично однородного ортоклаза, причем самый процесс образования пертитов объяснял циркуляцией растворов в протокластически раздробленных полевых шпатах. Он также указывал, что микроклиновые ламеллы по периклиновому закону двойникования развиваются близ пертитовых вростков; по мере удаления от них ламеллы микроклина преимущественно ориентируются по альбитовому закону [66; 67].

В. И. Лучицкий, рассматривая состояние вопроса об образовании микроклина [56], также приходит к необходимости связывать его возникновение с процессами пертитизации ортоклазов. В качестве доказательства он приводит пример изученного им Ништадтовского рапакиви в Финляндии, в котором ортоклазы лишены пертитов и даже следов криптопертитов. Если же в отдельных случаях в ортоклазе и появляются альбитовые вростки, то одновременно с ними появляется микроклинизация [56].

А. К. Болдырев, как отмечалось выше, обратил внимание на тот замечательный факт, что микроклины по сравнению с другими полевыми шпатами выглядят всегда свежими, а их образование предположительно объяснял перекристаллизацией и созданием свежих микроклинов на месте разрушенных полевых шпатов при обязательном гидрохимическом процессе привноса калия или даже натрия, которого в решетчатом щелочном полево-м шпате должно быть „много“ [17].

П. Ниггли среди щелочных полевых шпатов различает моноклинный ряд, к которому он относит $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{K}}^{\text{Al}}$ —ортоклаз, адуляри и санидин. К веществу только что указанных минералов изоморфно примешивается вещество $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{Na}}^{\text{Al}}$. Он указывает, между прочим, что имеются моноклинные однородные кали-натровые полевые шпаты, в которых содержание $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{Na}}^{\text{Al}}$ достигает 70% по весу и которые известны как натронортоклазы или натронсанидины [126].

К триклинному ряду полевых шпатов, по П. Ниггли, принадлежит микроклин состава $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]_{\text{K}}^{\text{Al}}$; между микроклинами и альбитом, как он пишет, имеются смешанные кристаллы состава $[\text{SiO}_4 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2]_{(\text{K}, \text{Na})}^{\text{Al}}$; среди них можно выделять натровые микроклины, анортотоклазы и калиевый альбит [126].

Химический состав щелочных полевых шпатов, как изоморфных смесей веществ, отвечающих составу KAlSi_3O_8 , $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и $\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ на основании имеющихся графических треугольных диаграмм [97; 126; 131], можно представить также графически в виде тетраэдра (фиг. 1), в вершинах которого поместятся только что указанные компоненты, а грани этого тетраэдра будут давать представление о возможных изоморфных смесях между каждым тремя компонентами. Внутреннее пространство тетраэдра в свою очередь даст представление о более сложных по химическому составу полевых шпатах, как изоморфных соединениях четырех основных компонентов

фигуры. Незаштрихованные участки определяют возможное поле наибольшего распределения в плоскости грани тетраэдра точек полевых шпатов, положение которых устанавливается на основе химических анализов.

Однако следует заметить, что, если мы имеем достаточно данных для подобного построения треугольника для триады $KAlSi_3O_8$ — $NaAlSi_3O_8$ — $CaAl_2Si_2O_8$, то таковых данных значительно меньше имеется для другой триады $KAlSi_3O_8$ — $NaAlSi_3O_8$ — $BaAl_2Si_2O_8$ и очень редкие данные имеются для двух других триад. Это последнее, вероятно, нужно объяснить тем, что при анализе полевых шпатов часто упускают из виду необходимость проводить испытания их на присутствие таких компонентов, как барий, стронций, рубидий и цезий.

Прежде чем закончить эту главу, следует поставить на очередь еще два вопроса.

Первый. Если анортоклазы образуют непрерывный изоморфный ряд состава $(K,Na)AlSi_3O_8$, содержащий также в качестве изоморфной примеси $CaAl_2Si_2O_8$, то они при своем охлаждении, согласно теориям, разработанным для объяснения образования ортоклаз-пертитов и микроклин-пертитов, должны были бы образовывать пертиты распада. Подобной картины, как правило, никто из исследователей анортоклазов не отмечает. Наоборот, для анортоклазов является одной из характерных особенностей их оптическая однородность. Пертитизация, неравномерность погасания и решетчатость анортоклазов—редкое явление. Это свойство однородности также является характерной чертой и для санидинов и для адуляров. В таком случае было бы правильным все пертиты щелочных полевых шпатов рассматривать как более поздние образования, возникающие в результате проникновения альбит-олигоклазовых растворов в трещинки раздробленных зерен ортоклаза и микроклина. Пертитизация микроклинов, вероятно, происходит одновременно с микроклинизацией.

Второй вопрос касается топохимических отношений между общим химизмом породы и химизмом щелочных полевых шпатов. Обычно принято считать эти отношения прямыми. Например, М. А. Усов повышенное содержание окиси натрия над окисью калия в ряде пород Джунгарии объясняет тем, что микроклин-анортоклаз или натронортоклаз¹⁾ „содержит много молекул альбита“ [82; 83]. Поэтому чрезвычайно интересны и своевременны выводы по затронутому вопросу делает В. Г. Махлаев. Им изучались соотношения калия и натрия в породах и характеризующих их щелочных полевых шпатах в порфириновом нефелиновом сиените, фоййте, хибините, жильном нефелиновом сиените, полевошпатовом ийолите, эгирино-рогообманковом сиените и слюдяном нефелиновом сиените, в которых $K_2O:Na_2O$ в порядке их перечня изменяется от 0,61 к 3,84, а в породообразующих полевых шпатах от 1,40 до 23,33 [58]. Приведенные цифры наглядно показывают, что, несмотря на преобладание в химизме пород окиси натрия (это особенно касается первых трех вышеперечисленных пород В. Г. Махлаева), в микроклинах и анортоклазах калийная часть, как правило, количественно преобладает над натровой.

Подобные закономерные отношения между калием и натрием интрузивных пород и содержащихся в них щелочных полевых шпатов можно было бы установить и для других точек. Как бы ни малы наши сведения в данном вопросе, мы вправе заключить, что в случае преобладания в валовом составе Na_2O над K_2O нет еще оснований полагать, что и в щелочных полевых шпатах альбитовая часть будет преобладать над ортоклазовой. Вероятнее всего, правильным будет допускать, что в значительном боль-

¹⁾ Химических анализов щелочных полевых шпатов из пород Джунгарии М. А. Усов не приводит. Принадлежность к анортоклазам и натронортоклазам делается на основании оптических данных, имеющихся у Розенбуша и Фёрстнера.

шинстве случаев будут иметь место обратные отношения. Отсюда, естественно, можно, например, полагать, что микроклин-анортотоклазы и натронортотоклазы Джунгарии, устанавливаемые только на основании оптических данных [82; 83], в действительности будут анортотклазами и ортокклазами, преимущественно калийными, чем натровыми минералами.

Итак, в химическом отношении кали-натровые полевые шпаты представляют собой изоморфный ряд от представителей состава $KAlSi_3O_8$ до представителей состава $NaAlSi_3O_8$. Этот ряд, впрочем, в полной мере, как полагают, проявляется при определенных физико-химических условиях. Среди данного ряда наибольшим распространением пользуются полевые шпаты, в которых калиевая составная часть всегда преобладает над натровой.

Кристаллографические отношения между ортокклазом и микроклином

Кристаллографические отношения между ортокклазом и микроклином, как отмечалось выше, впервые были изучены А. Брейтгауптом, который, измеряя углы между плоскостями $P(001):M(010)$, нашел, что этот угол у разностей, которые он назвал микроклином, не равен прямому и отклоняется от него на $0^\circ 22'$ [103]. А. Деклазо в результате тщательного изучения ортокклавов многих месторождений нашел, что этот угол колеблется от $89^\circ 20'$ до $89^\circ 50'$ и подтвердил таким образом данные А. Брейтгаупта [107].

Более поздние результаты изучения соотношений $(001):(010)$ для микроклина имеются, например, у А. Мишель-Леви, который рассматривал микроклиновую решетку, как следствие двойникования тонких пластинок — ламелл полевого шпата по альбитовому и периклиновому законам [124].

Уточнение морфологических свойств микроклина было выполнено О. Б. Бёггильдом, а определение геометрических констант для ортокклаза в его адуляровых [41] и санидиновых разностях [43] было сделано Н. Кокшаровым, из которых следует:

Таблица 1. Геометрические константы щелочных полевых шпатов

Название	Геометрические константы				Примечание
	$a:b:c$	$\angle \alpha$	$\angle \beta$	$\angle \gamma$	
Санидин	0,62277 : 1 : 0,55191	90°	$116^\circ 01' 47''$	90°	[43]
Ортоклаз	0,65851 : 1 : 0,55538	90°	$116^\circ 3' 14''$	90°	[41]
Микроклин	0,6637 : 1	$89^\circ 18,5'$	$115^\circ 50'$	$92^\circ 9,5'$	[105]

О. Б. Бёггильд для микроклина угол между $(001):(010)$ определил равным $89^\circ 48' - 89^\circ 43'$, а угол между гранями (100) и (010) оказался равным $88^\circ 6,5' - 87^\circ 56'$. Величина угла между третьим и вторым пинакоидами у микроклинов, по данным К. Гинтце, колеблется в среднем в пределах от $89^\circ 18'$ до $89^\circ 46'$ [116].

Однако для типичных микроклинов из различных месторождений приводятся другие величины угла между $(001):(010)$. Так, по Ф. Клокману, этот угол равен $89^\circ 53'$ для микроклина из Гиршберга; Н. В. Уссинг для микроклина, лишенного видимой решетки, дает угол $(001):(010)$ равным $89^\circ 30'$ [129]. Тот же угол для амазонита Пик Пайка равен $89^\circ 44'$. Для гиршбергского микроклина приводятся и другие константы: $a:b:c = 0,6495:1:0,5546$; $\angle \alpha = 90^\circ 07'$, $\angle \beta = 115^\circ 50'$, $\angle \gamma = 89^\circ 55'$.

Геометрические константы для ортокклаза, данные Н. Кокшаровым, до сих пор сохраняют свое значение, а если и намечаются отклонения от

его данных, как, например, для натро и санидина из Сан-Пьетро: $a:b:c = 0,6429:1:0,5524$ $\angle \beta = 63^\circ 37,5'$, близкие к данным Ф. Клокманна, то эти отклонения скорее всего зависят от химического состава и структурных особенностей минералов, чем от неточностей измерений их кристаллов, как думал К. Гинтце. Во всяком случае имеющиеся данные измерений кристаллов щелочных полевых шпатов позволяют последние разбить на две подгруппы. Одна из них обнимает кристаллы, у которых угол между гранями $(010):(001)$ равен 90° . Сюда будут принадлежать моноклинные кристаллы K-Na-полевых шпатов санидинового, ортоклазового и адулярового рядов.

Другую подгруппу щелочных полевых шпатов составляют анортоклазовый, микроклиновый (агироклазовый) и адуляровый ряды полевых шпатов, для которых угол между гранями $(001):(010)$ не равен 90° .

Здесь также следует отметить случаи возможного параллельного срастания ортоклаза и микроклина. Об этом имеются сведения у К. Гинтце [116] и А. Деклазо [107]. Д. Белянкин приводит случай двойникового срастания анортоклаза (по свойствам микроклина, А. К.) с ортоклазом [10]. М. Рейнхард и Р. Бехлин, останавливаясь на рассмотрении микроклиновой решетки в микроклине, пришли к выводу, что параллельные двойниковые полосы микроклина представляют собой не что иное, как параллельное срастание полосок микроклина с полосками ортоклаза [128].

Подобное параллельное срастание полосок микроклина и ортоклаза приходится наблюдать в микроклинах довольно часто. Аналогичные случаи мне самому приходилось констатировать в микроклинах многих изверженных и метаморфических пород Шилко-Нерчинского района В. Забайкалья. Эта особенность микроклинов выражалась в том, что при установке микроклиновых ламелл параллельно нитям креста окуляра одни из них имеют прямое погасание, а расположенные рядом с ними другие имеют косое погасание. Подобные соотношения полосок в микроклиновой решетке, подтвержденные на федоровском столике, мне, независимо от М. Рейнхарда и Р. Бехлина, приходилось рассматривать как параллельное „срастание“ ортоклаза с микроклином и считать, что это явление в микроклинах пользуется широким распространением.

Итак, на основании изучения морфологических свойств щелочные полевые шпаты распадаются на моноклинные и агирные ряды, и намечается возможность рассматривать микроклиновую решетку как параллельное „срастание“ моноклиновых щелочных полевых шпатов с агирными.

Типоморфность щелочных полевых шпатов

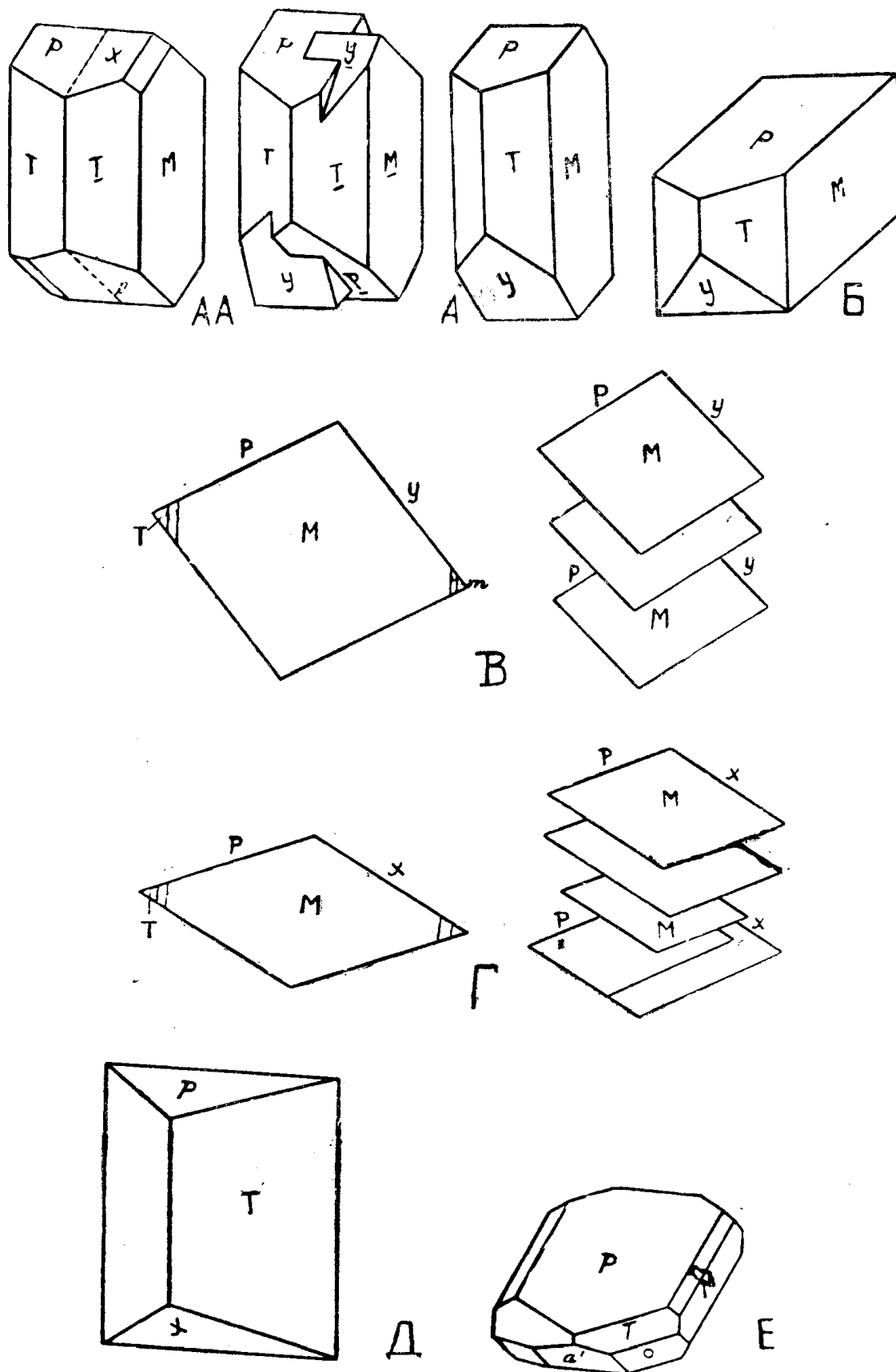
Облик кристаллов щелочных полевых шпатов является одним из важнейших показателей физико-химических условий их образования и особенно температуры.

Указания на типоморфность полевых шпатов мы находим у А. Лакруа, который на основании характера форм различал семь основных типов [118].

К первому типу он относил кристаллы призматического облика, вытянутые по третьей (с) кристаллографической оси. Присутствующие грани в соответствии с этим развиты равномерно и представлены формами $M\{010\}$, $T\{110\}$, $P\{001\}$ и $U\{201\}$. Кристаллы этого вида по соотношению форм $\{010\}$ и $\{110\}$ ¹⁾ получают гексагональный облик (фиг. 2А). Подобного облика кристаллы преимущественно встречаются в форме карлсбадских двойников (фиг. 2АА).

Второй тип кристаллов, вытянутых по первой оси a , определяется преимущественным и более или менее одинаковым развитием форм $P\{001\}$

¹⁾ Принципиальных различий между $T(110)$ и $l(\bar{1}\bar{1}0)$, $n(021)$ и $e(021)$ не делается.



Фиг. 2

и $M\{010\}$, что и придает кристаллам квадратный облик. На подобных кристаллах, кроме того, обычными являются формы $T\{110\}$ и $y\{201\}$, из которых в одних случаях преобладает первая, в других вторая (фиг. 2 Б).

Третий тип кристаллов щелочных полевых шпатов имеет таблитчатый облик и определяется преимущественным развитием формы $M\{010\}$. В этом типе кристаллов следует различать по существу два подтипа. В одном из этих двух подтипов характер кристаллов определяется более или менее одинаковым развитием форм $P\{001\}$ и $y\{201\}$, что придает таблитчатым (фиг. 2 В) кристаллам в общем квадратный облик. В случае вытянутости кристаллов по оси a они приближаются к типу II (фиг. 2 Б). Во втором подтипе в отличие от первого формы $P\{001\}$ и $x\{101\}$ при более или менее одинаковом их развитии придают пластинчатым кристаллам резко выраженный ромбический характер (фиг. 2 Г).

Только что перечисленные три типа кристаллов по замечанию А. Лакруа свойственны всем полевым шпатам, что касается остальных типов кристаллов, то они свойственны только тем или иным разновидностям кали-натровых полевых шпатов [118]. Так, четвертый тип кристаллов свойственен адулярам и определяется преимущественным развитием призматической формы $T\{110\}$, что придает кристаллам этого вида в зоне $[001]$ ромбический характер (фиг. 2 Д).

Пятый тип кристаллов определяется развитием граней $P\{001\}$ и $M\{010\}$. Кристаллы вытянуты по второй кристаллографической оси b . По своему облику подобные кристаллы напоминают периклиновые кристаллы альбита. Этот периклиновый тип кристаллов среди щелочных полевых шпатов встречается редко [118].

Шестой тип кристаллов таблитчатый, более или менее равномерно вытянутый в плоскости (001) (фиг. 2 Е).

И, наконец, седьмой тип кристаллов определяется развитием граней $M\{010\}$ и $x\{101\}$, вытянутых по оси зоны $[101]$, по своему характеру кристаллы этого типа также приобретают квадратный облик¹⁾ и по первому взгляду напоминают кристаллы фиг. 2 Б. Подобный тип кристаллов среди полевых шпатов больше всего свойственен альбитам [118].

В кристаллическом облике кали-натровых полевых шпатов Г. Калб различает только четыре основных типа [117], которые по своему характеру являются типичными для определенных генетических условий образования (фиг. 3). Так, в качестве первого типа кристаллов (а) выделяются кристаллы, типичные для высоко температурных условий минеральных образований, к которым он отнес порфиновые выделения в трахитах Драхенфельза. Для этого типа является характерным присутствие граней $M\{010\}$ и $P\{001\}$, которые развиты более или менее одинаково: присутствующая грань $y\{201\}$ по сравнению с $T\{110\}$ имеет преимущественное развитие (фиг. 3а). Кристаллы вытянуты по первой оси и имеют квадратный облик.

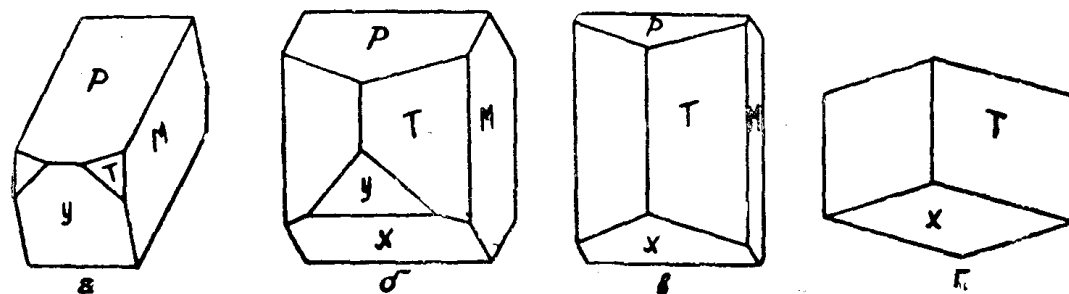
К следующему типу (б) были отнесены кристаллы, облик которых существенно определяется развитием граней $M\{010\}$, $P\{001\}$, $T\{110\}$ и $x\{101\}$, $y\{201\}$. Кристаллы изометричны в плоскости b и c и несколько сжаты по оси зоны $[100]$ (фиг. 3 б). Подобные кристаллы типичны для условий, в которых существенную роль играют пневматолитовые процессы, приводящие к образованию полевошпатовых друз в гранитах и пегматитах [117].

Гидротермального происхождения калиевые полевые шпаты—адуляры, встречающиеся в альпийских минеральных и рудных жилах, известны в двух типах. В одном из них—циллертальском преобладающее значение получают грани $T\{110\}$, $x\{101\}$, $P\{001\}$ и $M\{010\}$ (фиг. 3 в); в другом типе—Фельзо-

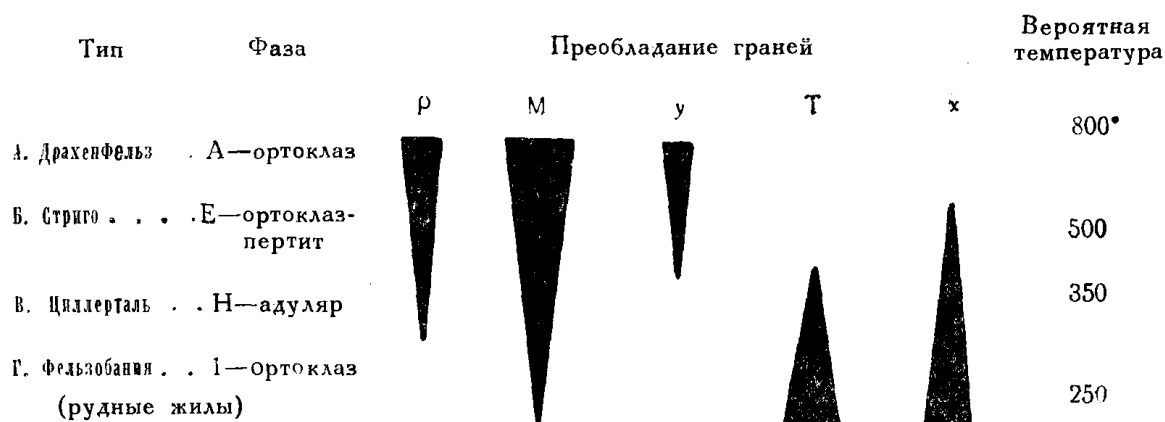
¹⁾ Этот тип кристаллов А. Лакруа не иллюстрирует соответствующим рисунком.

бания преимущественное развитие получают грани $T\{110\}$ и $x\{\bar{1}01\}$, которые придают кристаллам вид тригональных ромбоэдров, несколько сплюснутых по кристаллографической оси a (фиг. 3 г).

Общие качественные соотношения между типами кристаллов в количественном выражении в зависимости от физико-химических условий Г. Калб иллюстрирует формальной схемой изменения облика полевых шпатов, представленной на фиг. 4 [86].



Фиг. 3. Изменение облика калевых полевых шпатов. а—тип Драхенфельз—(001), (010), $(\bar{2}01)$, (110); б—тип Стриго—(010), (001), (110), $(\bar{1}01)$, $(\bar{2}01)$; в —тип Циллertаль (110), $(\bar{1}01)$, (001), (010); г—тип Фельзобания— $(\bar{1}10)$, (101). (По Кальбу)

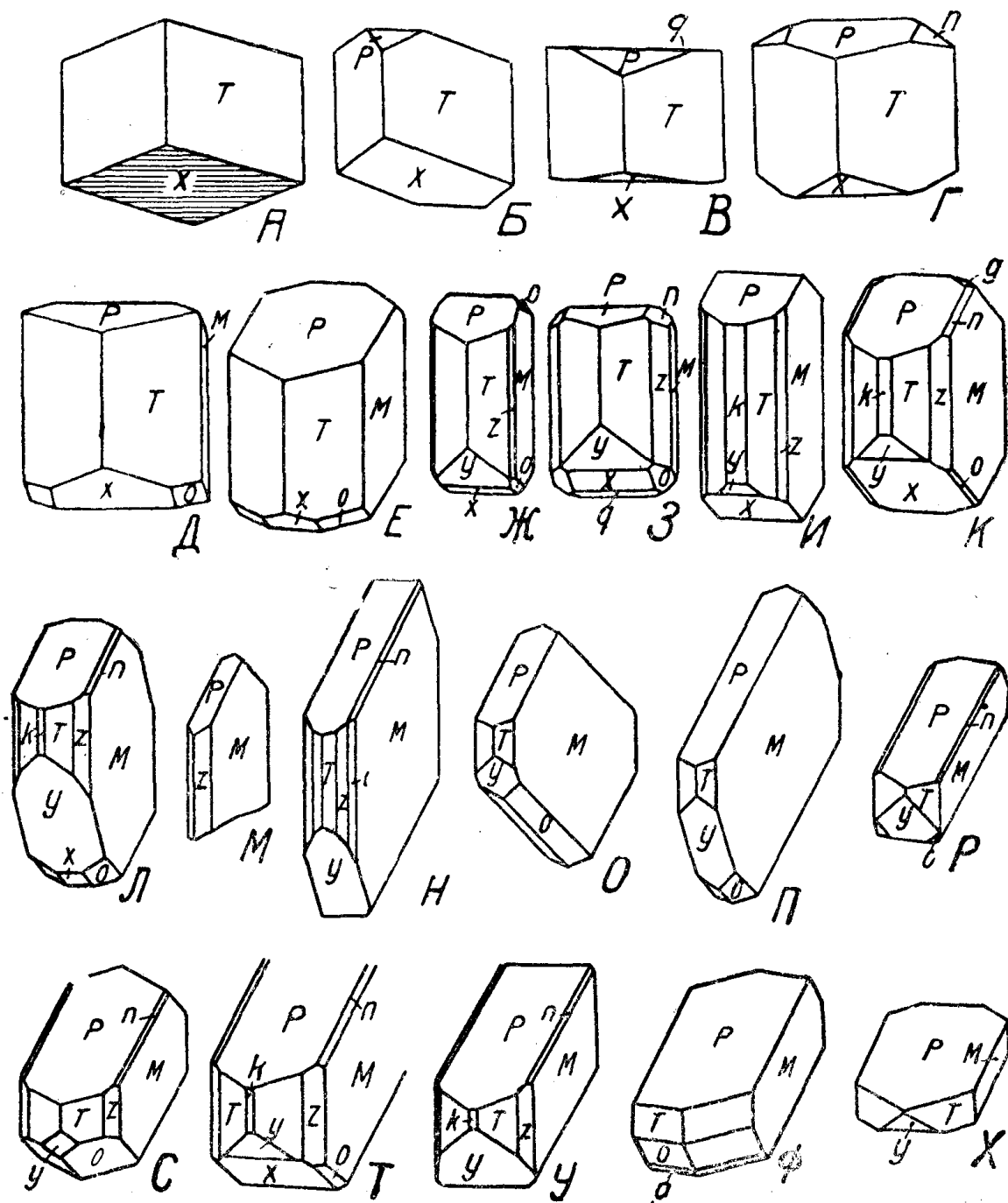


Фиг. 4. Схема развития форм на кристаллах щелочных полевых шпатов в зависимости от физико-химических условий (А. Е. Ферсман, Пегматиты, I)

Наконец, П. Ниггли по облику объединяет кристаллы щелочных полевых шпатов в основные четыре типа, которые на фиг. 5 достаточно хорошо иллюстрируются соответствующими чертежами [126]. Так, он различает прежде всего адуляровый тип кристаллов, для которых типичными формами будут $T\{110\}$ и $x\{\bar{1}01\}$. В наиболее простых кристаллах с гранями $T\{110\}$ и $x\{\bar{1}01\}$ форма их будет напоминать ромбоэдр, несколько сжатый по оси a , и будет по своему характеру отвечать кристаллам типа Фельзобания [117]. С появлением формы $P\{001\}$ и ее ростом одновременно получают развитие грани других простых форм, что и иллюстрируется рядом примеров (фиг. 5 А-Д). Однако наиболее простым случаем представляется вытянутый по оси c кристалл (IV тип А. Лакруа), на котором развиты преимущественно грани формы $T\{110\}$ и более или менее одинаково развитые формы $P\{001\}$ и $x\{\bar{1}01\}$ (фиг. 5, В-Д). Подобный тип кристаллов оказывается близким к циллertальскому типу [117].

Последующие формы, приведенные П. Ниггли, являются характерными для различных разновидностей ортоклаза. По облику кристаллов мы можем выделить следующие три типа.

Ортоклазовый гексагоналоидный ¹⁾ тип кристаллов (фиг. 5, Е-Л) характеризуется призматическим обликом; кристаллы вытянуты по третьей кристаллографической оси (с). В своих простых формах в зоне [001] при одинаковых размерах граней $T\{110\}$ и $M\{010\}$ кристаллы щелочных полевых



Фиг. 5. Облик кристаллов щелочных полевых шпатов (по П. Ниггли)

шпатов имеют гексагоналоидный характер. Уклонение от наиболее простых комбинаций и более или менее изометричных кристаллов, для которых таким образом является характерным преимущественное развитие форм $T\{110\}$,

¹⁾ Названия типов кристаллов щелочных полевых шпатов, приводимых П. Ниггли [126] принадлежат мне (А. К.).

Таблица 2. Типоморфность щелочных полевых шпатов

№ типа	Типы кристаллов	Определяющие тип формы		Дополнительные формы	Примечание
		ведущие формы	сопровождающие формы		
I	Вертикально-призматический гексагоналоидный ¹⁾	(010), (110)	(001), ($\bar{2}01$)	(100), (130), (021), ($\bar{1}01$), ($\bar{1}11$)	Тип I А. Лакруа
II	Квадратно-призматический положительный	(001), (010)	(110), ($\bar{2}01$)	(130), ($\bar{1}01$), (100)	} Тип II А. Лакруа Тип Драхенфельза
III-A	Санидиновый пластинчато-квадратный	(010)	(001), ($\bar{2}01$)	(110), (130), ($\bar{1}11$)	
III-B	Санидиновый пластинчато-ромбический	(010)	(001), ($\bar{1}11$) или (001), ($\bar{1}01$)	(110), (111), ($\bar{2}01$), (130)	" " "
IV	Призматический гексагоналоидный пегматитовый	(110), (010)	(001), ($\bar{1}01$)	($\bar{2}01$), (021), ($\bar{1}11$)	Тип Стриго
V	Квадрато-призматический отрицательный	(010), ($\bar{1}01$)	(110), (001)	($\bar{1}11$)	Тип VII А. Лакруа
VI	Базально-таблитчатый	(001)	(010), (110)	($\bar{1}11$), ($\bar{2}01$), ($\bar{1}01$)	Тип VI А. Лакруа
VII-A	Адуляровый-ромбоэдрический	(110), ($\bar{1}01$)		(001)	Тип Фельзобания
VII-B	Адуляровый призматический вертикальный (ромбо-призматический)	(110)	(001), ($\bar{1}01$)	(021), ($\bar{2}01$), (010)	} Тип IV А. Лакруа Тип Циллерталя

¹⁾ В карлсбадских двойниках щелочные полевые шпаты принимают часто таблитчатый и пластинчатый по (010) характер или стремятся стать гексагоналоидными.

$M\{010\}$ и $P\{001\}$, будет определяться относительно большим развитием граней одной из форм вертикального пояса $\{110\}$ или $\{010\}$, или граней одной из форм $\{101\}$ или $\{201\}$ по отношению $\{001\}$ (фиг. 5, Е-К).

Санидиновый тип кристаллов характеризуется таблитчатым обликом. Кристаллы с преимущественным развитием граней $M\{010\}$, $P\{001\}$ и $y\{201\}$ (фиг. 5, Л-П) отвечают III типу кристаллов полевых шпатов квадратно-пластинчатого облика (фиг. 2, В) по А. Лакруа, наиболее характерных для санидина. Кристаллы с гранями $M\{010\}$, $P\{001\}$ и $o\{\bar{1}11\}$ в сечениях, параллельных (010) , имеют пластинчато-ромбический облик и отвечают III типу кристаллов А. Лакруа, также характерных для санидина (фиг. 5, О).

Ортоклазовый квадратный или псевдогексаэдрический тип. Относящиеся сюда кристаллы, изображенные на фиг. 5, Р-У, по своему облику отвечают II типу А. Лакруа или типу Драхенфельза.

Базально-таблитчатый тип кристаллов, встречающихся среди кали-натровых полевых шпатов, представляет собой таблитчатые формы, характер которых определяется соответственным относительно большим развитием базального пинакоида (фиг. 5, Ф, Х).

А. Лакруа для санидина из района Пью-де-Дом описывает кристаллы, на которых были развиты грани $P\{001\}$, $M\{010\}$ и $y\{201\}$ и только. Грань базопинакоида в своем развитии преобладает над двумя другими $[118]$.

Приведенные данные о морфологии кристаллов щелочных полевых шпатов, в соответствии с условиями их образования, дают четкое представление об их типоморфности. Однако при описании полевых шпатов, встречаемых как в виде порфировидных и порфировых вкрапленников в изверженных породах, так и в занорышах гранитов и пегматитов и в самих пегматитах, обычно забывают отметить их кристаллический облик. Изучение этой особенности полевых шпатов должно помочь расшифровать многие особенности пород в отношении их отдельных моментов становления.

Поэтому в целях единообразия мы должны рекомендовать придерживаться разработанной нами систематики типоморфности форм щелочных полевых шпатов, конкретизированной в табл. 2, не требующей дальнейших пояснений ¹⁾.

Оптические свойства санидина, ортоклаза и микроклина и других кали-натровых полевых шпатов ²⁾

Оптические свойства для щелочных полевых шпатов впервые были изучены А. Деклуазо, который показал, что микроклин в отличие от ортоклаза является асимметричным $[107]$. Он также впервые отметил, что некоторые амазониты имеют характерную для микроклина тонкоамеллярную структуру, хорошо различимую при оптическом изучении этого минерала $[108]$. Для микроклина—амазонита из Мурзинки тот же исследователь установил положение плоскости оптических осей, которая составляет угол $NgNp:P(001)$,

¹⁾ К „определяющим облик формам“ кристаллов мы относим формы с наиболее развитыми гранями, из которых одни являются „ведущими“, определяющими тип облика, другие „сопровождающие формы“ развиваются как необходимые для завершения кристалла; подчиненное их значение относительно ведущих форм очевидно. „Дополнительные формы“, как правило, развиты слабо или отсутствуют; наличие их является лишь деталью, которая ни в какой мере не сказывается на облике кристаллов. Топоминералогическое значение дополнительных форм пока неизвестно, но, несомненно, зависит от характера энергетики среды, в которой они формировались.

²⁾ В рассматриваемой главе опущены данные, касающиеся величины показателей преломления по той причине, что эта часть свойств полевых шпатов требует весьма большой и кропотливой работы по систематике всего материала, оценки его достоверности и увязки его с химическим составом минералов. Выводы Д. С. Белянкина о показателях преломления ряда щелочных полевых шпатов, существенно аноклазовых, очень ценны, но они являются только частными, а не обобщенными.

равный $10^{\circ}26'$, а $NpNm:M(010)$ образует угол в $17^{\circ}48'$ [107]. Н. В. Уссинг дает примерно те же константы для „простого“—недвойникового микроклина из Газерны при Мейссене, в котором угол $NgNp:(001)$ равен $12^{\circ}8'$, а $NpNm:(010)$ равен $17^{\circ}48'$ [129]. Работами Н. В. Уссинга вместе с тем устанавливается, что решетчатая структура в микроклинах проявляется не всегда и что она в сущности для микроклина как такового является необязательной. В этом последнем случае, чтоб не принять нерешетчатый микроклин за ортоклаз, необходимо, как рекомендует В. Н. Лодочников [55], провести оптический анализ, который позволил бы установить истинное положение оптической индикатрисы по отношению $P(001)$ и $M(010)$. Без этого легко впасть в ошибку: принять триклинные щелочные полевые шпаты за ортоклаз. Подобные ошибки в петрографии очень часто допускаются иностранцами [132].

Для микроклинов угол погасания $Np:(010)$ на плоскости $P(001)$ по многим данным колеблется от 14 до 20° . В решетчатом микроклизне по В. Н. Лодочникову угол погасания $Np:(010)$ колеблется в пределах от 0 до 19° [55]. М. Рейнхард и Р. Бехлин в решетчатых микроклинах наряду с полосками с косым погасанием нашли полоски с углом погасания для $Np:(010)$ равными нулю, т. е. подобные полоски по оптическим свойствам отвечают ортоклазу. В общем для большинства микроклинов, особенно нерешетчатых, этот угол колеблется в пределах $15-17^{\circ}$ [128].

Мои исследования микроклинов из порфировидных гранитов В. Забайкалья с применением федоровского метода показали, что действительно в разрезах, параллельных (001) , величина угла $Np:(010)$ в пределах одного и того же зерна в различных его точках с первого взгляда кажется колеблющейся в общем в широких пределах от 0 до 20° . Однако при более детальных и внимательных исследованиях оказывается, что по погасанию можно выделить ряд полосок, для которых угол $Np:(010)$ имеет строго определенные значения. Так, среди них можно выделить полоски—веретена с прямым погасанием, которые отвечают ортоклазу. Затем можно выделить полоски, которые гаснут в пределах от 0 до $3-4^{\circ}$, реже до 6° и отвечают, повидимому, анортклазу. Наконец, третья группа двойниковых полосок имеет погасание более 10° и, главным образом, колеблется в пределах $14-17^{\circ}$, т. е. по характеру положения индикатрисы подобные ламеллы отвечают агироклазу. Таким образом, наши исследования вполне подтверждают вышесказанное о микроклизне и вместе с тем показывают, что микроклин представляет собой закономерно сростшиеся пластинки физически различных полевых шпатов, или сложность строения микроклина можно рассматривать как распад первоначально однородного γ -ортоклаза в процессе его полиморфных превращений в δ -ортоклаз, анортклаз и агироклаз.

Угол погасания в нерешетчатом микроклизне на плоскости $(010) Nm:\perp(001)$ составляет угол в $5-7^{\circ}$ [12; 15], как и у ортоклазов, и при неполноте оптического анализа лишённые волокнистой структуры микроклины по ошибке могут быть приняты за ортоклаз. Угол оптических осей для микроклинов на основании данных вышеуказанных исследователей, как правило, для различных его индивидов колеблется в пределах от $(-)$ 70° до $(-)$ 88° . По Э. Байеру для микроклинов величина $2V$ может быть меньше 60° .

В. Н. Лодочников, кроме того, подчеркивает всем известные факты, что калиевые полевые шпаты бывают пятнистыми, решетка в пределах одного и того же зерна выражена неодинаково и неравномерно вплоть до полного ее отсутствия. А. К. Болдырев среди микроклинов пегматитов различает микроклины монокристалльные (наши агироклазы), неясно-полосчатые или неясно-решетчатые, плагиоклазовидные, т. е. отчетливо-полисинтетические, обычно с выклинивающимися полосками, переходные между полосчатыми и решетчатыми, и отчетливо-решетчатые [18]. Таким образом, закономерно-агрегатное строение для микроклинов очевидно.

Величина угла погасания в пределах одного и того же зерна микроклина колеблется в широких пределах от 0 до 20° , так же в пределах одного и того же зерна непостоянной оказывается и величина $2V$ [55]. В подтверждение только что приведенных данных, например, можно указать на микроклин из анабарских гранитов, который представлен как нерешетчатыми микроклинами и микроклинпертитами, так и микроклинами с решетчатой и пятнистой структурой, в различной степени выраженной. Угол погасания в пределах зерна в различных его участках имеет различную величину [71]. Аналогичным образом, как показали мои исследования, ведут себя микроклин в порфировидных гранитах Шилко-Нерчинского района В. Забайкалья. Оптические свойства в пределах одного и того же зерна микроклина из пегматитов Ильменских гор меняются [77].

Наконец, в отношении микроклина приведем еще одно авторитетное замечание: А. Н. Заварицкий для отнесения калиевых полевых шпатов к ортоклазу или микроклину проводит тщательный их оптический анализ. Это последнее дает ему основание прийти к выводу, что микроклин, например, в породах Бердяшского плутона встречаются рядом с ортоклазами, микроклинизацию которых он считает очевидной [38]. Относительно микроклин бердяшского рапакиви А. Н. Заварицкий замечает, что они неоднородны, пятнисто- или волнистопогасающие. Неоднородность в пределах овоидов часто увеличивается к периферии зерна, в которых $2V$ колеблется от $(-)$ 59° до $(-)$ 90° . Наряду с этим в породах Бердяшского плутона встречаются довольно часто микроклин, лишенные микроклиновой решетки и волокнистости [69].

Из приводимых в литературе многочисленных оптических данных для микроклина следует, что микроклин в том виде, как мы его обычно понимаем, не является строго определенным минералом. Среди минералов, относимых к микроклинам, мы должны выделить, как самостоятельные минералы, триклинные полевые шпаты с углом $Np:(010)$, колеблющимся в пределах $14-20^\circ$, которые представляются нам оптически однородными. Эти последние надлежит именовать агироклазами. К собственно микроклинам мы должны отнести разности полевых шпатов, для которых является характерной решетчатая, волокнистая, пятнистая и другие виды проявления их физической неоднородности строения.

Для санидинов намечается оптически два типа или две модификации. В одной из них плоскость оптических осей $Ng Np$ располагается, как и в ортоклазах, перпендикулярно к (010) ; в другой модификации санидина плоскость оптических осей — параллельна (010) [108; 126]. $Np:a$ на плоскости (010) составляет угол около $3-6^\circ$. Угол оптических осей по размерам обычно невелик и колеблется в пределах от $(-)$ 20° до $(-)$ 35° . В. Н. Лодочников при этом замечает, что при измерениях санидины иногда ведут себя как оптически отрицательные одноосные минералы, а величина угла оптических осей в таком случае спускается до нуля [55].

Оптические свойства адуляра и ортоклаза определяются следующими данными. К адулярам относят обычно прозрачные разности ортоклазов. Сами ортоклазы большею частью непрозрачны, мутны, по цвету белые, красноватые, серые, желтоватые или зеленоватые. Плоскость оптических осей в том и другом минерале располагается перпендикулярно к (010) , Ng совмещается с осью b , а $Np:a$ составляют обычно угол в $4-5^\circ$, $Nm:c$ равно $19-23^\circ$, или $Nm:\perp(001)$ равно $5-7^\circ$ и не больше [55]. Однако А. Н. Заварицкий счел нужным отнести к ортоклазам щелочные полевые шпаты с углом погасания $Nm:\perp(001)=9-11-12^\circ$, которые при всех наклонах на федоровском столике сохраняли прямое погасание и по своим свойствам не отвечали микроклину [38]. Величина углов оптических осей для них колеблется в пределах от $(-)$ 60° до $(-)$ 80° и может в отдельных случаях достигать до $(-)$ $80-90^\circ$ [55; 38].

Э. Спенсер, а за ним Г. С. Ванг утверждают, что при одном и том же составе ортоклазов, санидинов, адуляров и микроклинов ортоклазы и санидины обладают большими показателями преломления, чем микроклины. Показатели преломления адуляров по своей величине, ближе стоят к микроклинам, чем к ортоклазам. На этом основании адуляры он рассматривает как субмикроскопически сдвойникованные образования, повторяющие свойства микроклина [132].

Наконец, оптические свойства аноклазов [3; 5; 21; 30; 55; 58; 112; 118; 124; 127; 136 и др.] определяются следующими данными: плоскость $NpNm$ близка к (010). Погасание на плоскости (001) определяется отношением $Np:(010)$, составляющим небольшой угол¹⁾, колеблющийся в пределах от 0 до 2° [56], или обычно от 1 до 3°, уменьшаясь в одну сторону до 0° и увеличиваясь в другую до 6°. Погасание на (010) в отношении $Np:(001)$ составляет угол от 4 до 10°, $Nm:\perp(001)=5-6^\circ$. Угол оптических осей в аноклазах колеблется от (—) 32 [29] до (—) 54° и даже до (—) 62°, а О. А. Воробьева приводит данные Б. М. Куплетского, согласно которым аноклаз из пегматитов нефелиновых сиенитов имеет $2V=(—)77^\circ$ [30]. Основные оптические свойства, указанные здесь для аноклазов, одинаково верны как для аноклазов, в которых калий преобладает над натрием, так и для аноклазов, в которых натрия больше, чем калия [116, 112].

В. Н. Лодочников по поводу аноклазов замечает, что „такие микроклины, которые имеют угол оптических осей от (—) 30 до (—) 55° надо называть аноклазами [55], хотя иногда они ведут себя в шлифах как микроклины; от последних аноклазы отличаются лишь „по углам погасания вообще несколько более малым, приближающим минерал к моноклинным“ [55]. Таким образом, основным моментом для отнесения триклинных кали-натровых полевых шпатов к аноклазам является их оптическая ориентировка эллипсоида по отношению к спайности по (001) и (010), отличная как от ортоклазов, так и от микроклинов [55].

Кстати, о $2V$, как критерия для различия щелочных полевых шпатов между собой. В. Н. Лодочников и Д. С. Белянкин изучали кали-натровые полевые шпаты и пришли к выводу, что в ряде случаев при одном и том же значении $\angle Nm:\perp(001)$ угол $2V$ имеет различные величины даже в пределах одного и того же зерна [53]. Углы оптических осей, например, в щелочных полевых шпатах с р. Чу, колеблются от (—) 44 до (—) 76° в разных участках одного и того же кристалла и от (—) 44 и до (—) 85° в разных кристаллах [5]. При этом, по Д. С. Белянкину, является замечательным то, что столь значительные колебания величины оптических осей в различных кристаллах не сопровождаются заметным изменением химического состава²⁾ кали-натровых полевых шпатов [5]. На этом основании Д. С. Белянкин приходит к следующим выводам:

¹⁾ Кстати, очень малые величины погасания до 1–2°, получаемые на микроскопе, особенно на федоровском столике, когда этим величинам придается принципиальное значение, напр., в установлении симметрии щелочных полевых шпатов, в ряде случаев вызывают сомнение и недоверие. Точность величины измерения в 1–2° зависит от субъективных качеств самого исследователя, от невозможности точно параллельно установить нить креста по отношению хотя бы трещин спайности. Зависит также от самого инструмента. Подобные малые величины, получаемые на теодолитном столике, находятся в пределах ошибок метода измерений.

²⁾ Для категорического отрицания отсутствия связи между $2V$ и химическим составом щелочных полевых шпатов у Д. С. Белянкина нет убедительных данных. Для полевых шпатов с р. Чу, хорошо изученных оптически, приводится только один химический анализ и нет никаких указаний о наличии других анализов. Связывать оптические свойства, в частности $2V$, полевых шпатов с их химическим составом трудно, ибо для этого нет достоверных данных, но и отрицать эту зависимость также нет оснований. Причины колебания $2V$ в пределах одного и того же зерна точно не известны. Они, вероятно, одинаково зависят как от химического состава, неравномерности изменения полевых шпатов при их полиморфных превращениях, так и от неравномерности распределения изоморфной примеси в пределах одного и того же кристалла и в разных кристаллах одного и того же вещества.

1. Величиной $2V$ нельзя пользоваться для суждения о химическом характере кали-натровых полевых шпатов [5].

2. Поэтому таблица М. А. Усова, в которой связывается содержание щелочей с изменением величины угла оптических осей в щелочных полевых шпатах [83, табл. V], в этой части лишена какого бы то ни было значения [5].

В дополнение выводов Д. С. Белянкина приведем указания В. Н. Лодочникова, что $2V$ не представляется возможным использовать для различия щелочных полевых шпатов между собой. Поэтому нижеприведенные данные Э. Байера в отношении $2V$ имеют в свете только что приведенных выводов лишь условное значение.

Таким образом, из рассмотрения оптических свойств кали-натровых полевых шпатов намечается необходимость различать два ряда санидинов в соответствии с положением оптической индикатрисы. Ортоклазы адулярового характера и собственно адуляры, повидимому, оптически близки друг к другу, но отличны в морфологическом и генетическом отношениях. Ортоклазы в кристаллах обычно непрозрачны. Эта непрозрачность может быть вызвана не только обычными химическими изменениями в виде пелитизации, пертитизации, пегматитизации и адсорбции, но непрозрачными ортоклазы могут стать вследствие перестройки своей пространственной решетки в связи с изменением физико-химических условий. Микроклинизация ортоклазов вероятнее всего является результатом подобной перестройки. Специальных исследований ортоклазов под этим углом зрения мы как будто не имеем.

На основании всего сказанного об анортоклазах, нерешетчатых микроклинах—агироклазах и собственно микроклинах с неоднородным и решетчатым погасанием следует, что нет никаких данных говорить о тождестве микроклина и анортоклаза, как думает Л. А. Варданянц, а также об анортоклазизации микроклинов, каковой процесс сколько-нибудь четко не показан ни самим Д. С. Белянкиным, ни его последователями. Микроклинизация анортоклазов, отмечаемая Л. А. Варданянцем в кавказских породах, является естественным процессом. Также нет никаких оснований анортоклазы кавказитов, имеющие умеренную величину угла оптических осей и обнаруживающие агирность, рассматривать как санидины [7]. Подобный анортоклаз [54] указывает лишь на его родственную связь с санидином и является его полиморфной разностью.

Адуляры являются как раз теми минералами из подгруппы кали-натровых полевых шпатов, оптические и кристаллографические свойства которых хорошо изучены и которые, как принято, приписываются затем ортоклазам, так как адуляры рассматриваются как разновидность ортоклаза. К тому же они вероятнее всего изучались в наиболее прозрачных его разностях. Однако еще Е. С. Федоров указал, что среди адуляров из Сент-Готарда имеются разности адуляров оптически аномальные, свойства которых указывают на наличие среди них представителей триклинной сингонии [87].

К. И. Виик среди адуляров из Сент-Готарда нашел их разновидность, которая содержала Na_2O —5,47% и K_2O —11,90% и отвечала по составу Or_3Ab_2 . Угол между (001) и (010) оказался равным $89^\circ 36'$, величина погасания на плоскости (001) колебалась в пределах от 0 до 3° , а на плоскости (010)—от 5 до 8° по отношению ребра (001): (010) [134]. Приведенные данные только что упомянутому автору позволили говорить о триклинном характере изученного им адуляра, который он назвал „калинатронмикроклаз“. Последний по своим оптическим свойствам, как нам кажется, ближе стоит к анортоклазам и является в сущности анортоклазовым адуляром.

Э. Байер для исследованных им из различных месторождений адуляров отмечает, что в ряде случаев они имеют явно двойниковое строение и часто оказываются оптически неоднородными, каковое обстоятельство принимается за указание на триклинную природу данных разновидностей полевых шпатов.

К тому же константа $2V$ адуляров в различных их индивидах часто резко отлична по своей величине [98]. Аналогичные указания об агирности адуляров мы также найдем у Т. Барта [100] и других исследователей, изучавших адуляры.

Таким образом, и среди адуляров намечаются две основные разновидности: адуляры моногирные—монадуляры и адуляры агирные—агиродауляры. В свою очередь среди агирных адуляров—агиродауляров—можно различить адуляры анортоклазовые—анадуляры и агиродауляры, аналогичные нерешетчатым микроклинам, агироклазовые адуляры.

Чтобы закончить рассмотрение оптических свойств щелочных полевых шпатов, приведем еще одно мнение Э. Байера. Он так же, как и многие, склонен считать характерной особенностью для кали-натровых полевых шпатов величину угла оптических осей ($2V$), но этой величине он придает особое значение, ибо она сильно варьирует в зависимости от состава полевых шпатов, их возраста и особенно от их микроструктуры [98]. Эта последняя особенность на величине $2V$ сказывается в большей мере, чем содержание натра. Подтверждение своих мыслей Э. Байер видит прежде всего в степени дисперсности микрополисинтетического строения щелочных полевых шпатов. Так,

свободные от натра санидины, однороднопогасающие	$2V = 0^\circ$,
На-содержащие санидины, вполне однороднопогасающие	} $2V = 0 - 40^\circ$,
бедные натрием ортоклазы глубинных пород, вполне однороднопогасающие	
санидины с легкой решеткой	} $2V = 40 - 56^\circ$,
ортоклаз с большим содержанием натрия, волнисто и пятнисто погасающий	
санидин с ясной решеткой	} $2V = 56 - 68^\circ$,
ортоклазы слегка пятнистые	
богатые натрием анортоклазы	} $2V > 68^\circ$.
ясно выраженный микроклин	

Из приведенных данных, таким образом, следует, что величина $2V$ в ряде щелочных полевых шпатов является преимущественно мерой определения дисперсности, их структуры, мерой их внутренней перестройки. Дисперсность, выраженная на первой стадии в виде неравномерности погасания кристаллов щелочных полевых шпатов, затем в виде волнистого и пятнистого погасания и, наконец, в виде явной микроклиновой волокнистости или решетчатой структуры, является вместе с тем и мерой помутнения и непрозрачности самих кали-натровых полевых шпатов.

Итак, из всего сказанного выше следует, что микроклиновая решетка, пятнистость и неравномерное погасание свойственны не только микроклину, но также анортоклазам, адулярам, санидинам и ортоклазам. Микроклины, надо считать, оптически не представляют собой модификации калиевых полевых шпатов, и поэтому микроклины не следует выделять в самостоятельный минерал. Как было показано выше, микроклины с решетчатой структурой представляют двойниковое срастание ламелл различных щелочных полевых шпатов, в частности ламелл явно моноклинного и триклинного кали-натровых полевых шпатов. Микроклинизации, надо полагать, подвергаются все виды щелочных полевых шпатов в своем историческом развитии при изменении физико-химических условий, при переходе одной модификации в другую.

Как бы то ни было, оптические исследования щелочных полевых шпатов позволяют различать две модификации санидина: α -санидин и β -санидин. Ортоклазы представляют собой самостоятельную модификацию, которую

можно было бы обозначить как γ - и δ -санидины. Анортоклазы по их оптическим свойствам можно рассматривать как триклинную модификацию, в которую превращаются санидины и ортоклазы. Нерешетчатый микроклин необходимо считать самостоятельным минералом и присвоить ему название агироклаз, который представляет, вероятно, полиморфную модификацию ортоклазов. Микроклин, как уже было сказано, значение самостоятельного минерала не имеет. Наконец, среди адуляров мы должны различать две полиморфные разновидности: монадуляры и агироадуляры.

Рентгенометрические исследования полевых шпатов

Рентгенометрические исследования микроклина и ортоклаза до сих пор еще не дали бесспорного ответа на вопрос, следует ли в ортоклазе и микроклине видеть две самостоятельные как моногирные и агирные минеральные разности, или же существует только одна из них как самостоятельная, другая же является ее особым проявлением и только.

Первые рентгенометрические исследования показали, что сколько-нибудь существенного различия в структуре между ортоклазом и микроклином не существует. Однако это суждение встретило соответственные возражения со стороны И. Фогта [131]. Также в ценности только что приведенных соображений сомневаются и другие, а Г. А. Оллинг по тому же поводу говорит, что тождество строения, выявленное помощью x -лучей, не доказывает идентичности микроклина и ортоклаза [63].

В. Г. Тейлор на основании своих рентгенометрических исследований для санидина дает пространственную структуру, отвечающую моногирно-планаксиальному виду симметрии, и замечает, что кристаллы ортоклаза по своему строению близко стоят к триклинным, подобным микроклину.

Э. Шибольд в 1927 году такие щелочные полевые шпаты, как адуляр и санидин, на основании рентгенометрического изучения отнес к моноклинным шпатам, так как параметры ¹⁾ a_0 , b_0 , c_0 элементарного параллелипипеда повторяемости и углы α , β , γ между ними имели следующий характер [93; 94].

Таблица 3. Геометрические константы кали-натровых полевых шпатов

	Параметры			Углы			Месторождения
	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	
Адуляр	8,61	13,07	7,26	90°	116°03'	90	Сен-Готард
Санидин	8,42	12,92	7,14	90°	115°35'	90	Озеро Лаах
Микроклин	8,44	13,00	7,21	90°07'	115°50'	89°55'	Хилсберг

Микроклин на том же основании, как это видно из приведенных в таблице данных, им был отнесен к триклинным. Пространственная решетка моноклинных шпатов имела моноклинно-призматический вид симметрии C_{2h}^3 , тогда как пространственная группа триклинных полевых шпатов только C_1^1 . Данный исследователь указывает, между прочим, что из рентгенограмм ни в коем случае нельзя было сделать заключение об очень тонко двойниковом субмикроскопическом строении моноклинного полевого шпата, так как все полученные рентгенограммы в симметрическом положении показали полное тождество, тогда как лауэграммы микроклина не возбуждают сомнений в его триклинном характере.

¹⁾ По поводу приведенных здесь параметров Е. Шибольда В. Л. Брэгг говорит, что эти параметры „только приблизительные“ и Е. Шибольд обещает дать более точное определение параметров [19]. Выполнил ли свое обещание Е. Шибольд, мне остается пока неизвестным, несмотря на тщательные поиски литературных источников.

Позже Э. Шибольд в своей статье „Структура силикатов“ [94] калиевые полевые шпаты—ортоклазы, адуляры—рассматривает как псевдомоноклинные. Параметры элементарной ячейки и угол β для санидина остаются теми же, которые указывались и раньше, т. е. санидин попрежнему считается им принадлежащим к моноклинной сингонии [94].

А. Е. Ферсман по поводу рентгенометрической характеристики щелочных полевых шпатов указывает, что кристаллохимические различия между ортоклазом и микроклином, установленные Е. Шибольдом, сводятся к тому, какое место занимает атомами алюминия в пространственной решетке: симметричное расположение атома алюминия обуславливает возникновение моноклинной симметрии [86]. Это последнее, по мнению А. Е. Ферсмана, как раз возможно при высоких температурах около точек плавления К-На—полевых шпатов, или в условиях спокойной кристаллизации при низких температурах [86], каковые свойства он считает характерными как раз для ортоклаза.

Далее заметим, что Э. Шибольд считает в противовес В. Г. Тейлору, что новейшие рентгенометрические исследования подтвердили агирную природу ортоклаза и дали материал для объяснения более высокой степени его симметрии, не прибегая к помощи гипотезы Э. Малляра и Мишель-Леви о субмикроскопическом двойниковании, не нашедшей себе подтверждения в проведенных им исследованиях. По словам Э. Шибольда, рентгенография не дает основания для отождествления ортоклаза и микроклина, и поэтому он склоняется рассматривать ортоклаз, в том числе и санидины, как относящиеся к псевдомоноклинному структурному типу I, а микроклины к триклинному типу II на том основании, что строго моноклинные полевые шпаты в пределах интерпретируемых структур вообще невозможны. Из рентгенометрических исследований он делает другой вывод, а именно: поскольку структуры у той и другой разности щелочных полевых шпатов близки между собой и имеют согласно представлениям Е. С. Федорова [88] псевдокубическую или псевдотетрагональную природу, постольку трудно ожидать резких различий в удельном весе, положении и характере спайности и других свойств [94]. Отсюда делается соответствующий вывод также и в отношении полиморфизма кали-натровых полевых шпатов и говорится, что вопрос о диморфизме щелочных полевых шпатов, давно выдвинутый для объяснения морфологии и оптических свойств ортоклаза и микроклина, в свете микроструктурных строений принимает совершенно новый характер [94].

Наконец, С. П. Соловьев для микроклина, санидина и анортоклаза приводит данные рентгенографических исследований в виде дебаегграмм для целей сравнения щелочных полевых шпатов древних и молодых изверженных пород [73], а из приведенных рентгенографических характеристик автор делает выводы, что „в основном их кристаллические структуры довольно сходны“ и „каждая из рентгенограмм, изученных полевых шпатов, обладает некоторыми индивидуальными особенностями, хотя отличия между ними незначительны“ [73]. Кроме общих только что приведенных выводов и ничего не говорящих суждений о том, что у санидина на дебаегграммах наблюдаются одни линии, отсутствующие у микроклина, а у последнего имеется ряд линий, отсутствующих у санидина, и что анортоклаз по своим дебаегграммам имеет отличительные черты по сравнению с микроклином и санидином, никаких других более уверенных суждений о характере строения изучаемых щелочных шпатов у С. П. Соловьева мы не найдем.

Приведенные данные о рентгенометрических исследованиях щелочных полевых шпатов позволяют заметить, что методика рентгенографии в отношении химически сложных соединений, какими являются в большинстве случаев алюмосиликаты, и сред, которые кристаллизуются в кристаллах моноклиной и агирной сингоний, не является еще достаточно совершенной, а интерпретация рентгенограмм и тонкого строения сложных соединений требует дополнительных гипотез и носит часто субъективный характер.

Э. Шибольд, опираясь на представления Е. С. Федорова о псевдокубической или псевдотетрагональной симметрии кали-натровых полевых шпатов, считает „удобным“ рассматривать моноклинные полевые шпаты, как имеющие учетверенную примитивную элементарную ячейку, ребра которой параллельны кристаллографическим осям a , b , c [94]. Молекула ячейки рассматривается состоящей из четырех тетраэдров, расположенных относительно друг друга агирно-центрально. Этот (не особенно убедительный) момент дает основание говорить о невозможности существования строго моноклинных щелочных полевых шпатов [94]. Пространственная комбинация этих агирных по природе молекул относительно друг друга в ячейке и этих последних в пространственной группе позволяет просто объяснить высокую по сравнению с микроклином степень симметрии ортоклаза.

Мне кажется, Э. Шибольд в своих выводах о невозможности щелочными полевыми шпатами образовывать кристаллы моноклирной сингонии делает ошибку, которая заключается в том, что он понятием строения молекулы ячейки подменил понятие кристалла, как геометрически однородной среды, симметрия которой зависит как от характера самой элементарной ячейки, так и от того, как эта ячейка в пространстве кристалла размещается относительно своих соседей. Поэтому, если перемещение молекул с симметрией C_4 в ячейке будет происходить относительно своих соседей как отражение, то в таком случае мы будем иметь кристаллическую ячейку, степень симметрии которой будет C_{2h} в действительности, а не кажущейся, не псевдомоноклинной.

Далее, к сожалению, в работах по рентгенометрии кристаллов не всегда удается установить, к каким разностям щелочных полевых шпатов относятся рентгенометрические данные, что существенно должно сказываться на выводах, которые можно было бы сделать.

Как бы то ни было, из рентгенометрических исследований вытекают следующие основные положения.

Во-первых, ортоклаз по своим структурным особенностям ни в коем случае не тождественен микроклину, т. е. тем самым снимается вопрос о тождестве этих двух минеральных видов, каковое мнение около 70 лет поддерживалось и поддерживается еще многими, особенно иностранными учеными, до настоящего времени.

Во-вторых, принимая во внимание вышесказанное замечание, мы получаем право считать доказанным, что среди щелочных полевых шпатов имеются моноклинные и триклинные полевые шпаты.

В-третьих, на этом основании снимается и другой вопрос о субмикроскопическом и двойниковом строении ортоклаза, как не подтвержденное рентгенографически.

И, наконец, в-четвертых, получил новое и прочное подтверждение вопрос о диморфизме полевых шпатов.

Экспериментальные исследования соотношений микроклина и ортоклаза

В целях разрешения вопроса соотношений ортоклаза и микроклина был проделан ряд экспериментальных исследований, основной целью которых было доказать обратимость одного минерала в другой при соответствующих условиях температуры. Г. Фёрстнер, изучая натрий-содержащий ортоклаз из липаритов острова Пантеллерия, нашел, что при нагревании подобных полевых шпатов в пределах от 100 до 500° триклинные их разности становятся моноклинными, заметно изменяется величина угла оптических осей и величина углов погасания [111]. Э. Мекинен недоверчиво относится к опытам Г. Фёрстнера.

Того же характера экспериментальные исследования позднее были проделаны, например, Розе и О. Мюгге с микропертитовым ортоклазом, который

после продолжительного нагревания несколько ниже температуры его плавления оказался однородным. Одновременно с ними С. Коцу и И. Эндо показали, что структура адуляра после 78 минут нагревания при температуре, равной 1060° , и последующем охлаждении не показала никаких изменений. В противоположность адуляру, лунный камень из Цейлона, представлявший собой очень тонкий пертит (криптопертит) состава $74,4\%$ ортоклаза, $23,1\%$ альбита и $2,5\%$ анортита после 98 часов нагревания при 1180° и быстрого охлаждения показал, что его ортоклазовая и альбитовая кристаллические решетки в пределах зерна стали всюду идентичными, а минерал физически однородным.

Э. Диттлер и А. Колер показали, что микропертит из Арендаля, довольно богатый натром (42% ортоклаза, $56,2\%$ альбита и $1,8\%$ анортита), после нагревания в продолжении 500 и более часов при $1000^{\circ} \pm 25^{\circ}$ стал почти однородным, что выразилось в одинаковом погасании на (010) и $\text{Nr}:a = 6 - 8^{\circ}$. Микроклинпертиты из Перты с 7% альбита, антипертиты с $7,6\%$ ортоклаза и $2,9\%$ анортита и криптопертиты с содержанием $42,9\%$ ортоклаза, $58,5\%$ альбита и $0,6\%$ анортита из Фредериксуэрна после длительного нагревания показали ясную склонность стать однородными [109]. Согласно тем же экспериментальным исследованиям микроклин из Перты с тонкосетчатым строением после нагревания в продолжении 500 часов при 1000° стал однородным, а его погасание на (001) стало прямым, параллельным (010). В микроклинпертитах из Пейкс Пик при их нагревании в течение 700 часов при 1000° микроклиновая решетка полностью исчезла, а сам минерал принял характер ортоклаза¹⁾, в котором имеющиеся ранее пертитовые вроски, исчезая, как бы растворились в ортоклазовом веществе [109].

Таким образом, экспериментальные данные с нагреванием микроклинов и пертитов щелочных полевых шпатов, хотя и небольшие по количеству, ясно показывают, что, во-первых, кристаллизующиеся при высоких температурах $\text{K} \cdot \text{Na}$ — полевые шпаты выпадают в виде физически однородных кристаллов и, во-вторых, микроклины и пертиты при высоких температурах превращаются в кристаллы, лишенные микроклиновой решетки, и приобретают оптические свойства, отвечающие моноклинным веществам. Подобные превращения микроклина могут указывать, что микроклин в своем образовании обязательно проходит стадию ортоклаза.

Другим видом экспериментальных работ, которые имели большое значение для суждения о природе микроклина и его отношении к ортоклазу, были исследования, которые ставили своей задачей вызвать появление микроклиновой решетки у ортоклаза. Так, И. Леманн еще в 1885 г. путем искусственно воспроизводимого давления вызвал появление в ортоклазе микроклиновой решетки, а Г. Фёрстнер таким же образом в натрий — содержащем ортоклазе вызвал появление двойникования, которое на минерале выглядело в форме плагиоклазовой штриховки [111].

Результаты данных экспериментальных работ над искусственным воспроизведением микроклиновой структуры в ортоклазе были легко восприняты многими исследователями, а суждение о появлении микроклиновой решетки в процессе давления при тектогенезе получило широкое распространение. Так, мы видим, например, Ф. Ринне в конце прошлого столетия также рассматривал микроклиновую решетку вторичным образованием, обязанную своим происхождением давлению; подтверждение своих доводов он видел в преимущественном проявлении микроклиновой структуры в участках, подвергшихся раздроблению. Той же точки зрения он придерживается в своих более поздних трудах и продолжает считать, что ортоклаз приобретает микроклиновый характер в результате тектогенеза.

¹⁾ Может быть и санидина [126].

Р. Браунс первичной формой для К-На—полевых шпатов считает моноклинную его форму, встречающуюся в природе в ненарушенном состоянии в форме адуляра, которая в результате длительно действующего давления превращается в микроклиновую форму, а его микроклиновая решетка является вторичной [102].

Эта точка зрения на вторичную природу микроклина позже поддерживается А. Э. Барлоу. Он считает невозможным игнорировать роль давления, которому подвергается порода: длительность и размеры этого давления соответственным образом должны сказаться на характере проявления микроклиновой решетки в ортоклазе. По крайней мере на ортоклазах, подвергшихся давлениям и раздроблению, можно наблюдать случаи, как на отдельных осколках по периферии их проявляется типичная микроклиновая решетка, которая в центральной части тех же обломков отсутствует; эта часть щелочных полевых шпатов отвечает по своим свойствам ортоклазу. Появление микроклиновой решетки около пертитовых вростков по Б. Попову может быть также тесно связано с возникновением давления, вызвавшего раздробление предшествующего альбитизации и кристаллизации в этих трещинах альбитового вещества [66]. Несколько раньше Б. А. Попов явление микроклинизации рассматривал как перекристаллизацию калиевого полевого шпата, связанную с его пертитизацией и альбитизацией [67].

Б. А. Попов возникновение микроклиновой решетки ставит в тесную зависимость от образования в калиевом полевошпате микропертитовых лент альбита, закономерно срастающихся с микроклином. Такое появление микроклиновой структуры он рассматривает как вторичное явление, развивающееся в результате медленной перекристаллизации калиевого полевого шпата, вызванной как ходом образования микроклиновых лент альбита, так и прямым ориентирующим воздействием уже готовых альбитовых лент [67].

П. Н. Чирвинский на основании большого числа наблюдений русских и иностранных исследователей явления микроклинизации ортоклазов объясняет переходом последнего в более устойчивые формы под влиянием различных факторов, главным образом давления, затем охлаждения. На этом основании он считает очевидным образование микроклина в породах, подвергшихся сильному динамометаморфизму [92]. Н. К. Лизс полагает, что ортоклаз под действием непрерывно меняющегося давления получает микроклиновую решетку [52].

Наконец, Г. О. Оллинг считает, что микроклинизация ортоклаза зависит от давления, и высказывает мнение, что микроклиновая решетка появляется даже в момент откалывания пластинки для шлифа и изготовления самого шлифа и что возникновение ее можно избежать, если принять все меры осторожности [63; 97].

Следует остановиться еще на одном экспериментальном исследовании, принадлежащем А. Деклазо, который изучал влияние нагревания на оптические свойства санидина, которое проверялось по изменению положения плоскости оптических осей и величины видимого угла ($2E$) самих оптических осей. Для выполнения подобного исследования были взяты санидины из различных месторождений. Опыты показали, что в санидинах, в которых плоскость оптических осей до нагревания располагалась $\perp M(010)$, после нагревания в газовом пламени при температуре около 600° или в газовой паяльной лампе (около 900°) и быстрого охлаждения (как закалки) положение плоскостей Ng и Np изменялось и делалось параллельным плоскости $M(010)$. Санидины, в которых плоскость оптических осей была параллельна (010) , после нагревания до той же температуры и в тех же условиях не изменяли положение оптической индикатрисы. Что касается видимого угла оптических осей, то величина его при нагревании, как правило, увеличивается. Однако в отдельных случаях при изменении положения плоскости оптических осей от перпендикулярного к (010) в параллельное к ней угол $2E$ сначала несколько

ко уменьшался, а затем снова увеличивался в своих размерах. Это, очевидно, указывает, что одна модификация санидина с повышением температуры переходит в другую.

Подобные опыты проделывались, видимо, не один раз различными учеными. Одним они удавались, другие не получали положительных данных в зависимости от ряда методических недостатков самого эксперимента, как далеко еще не разработанного. Но как бы то ни было, у нас нет оснований не доверять опытам А. Деклуазо. У него и самого подобные опыты не всегда были удачными. Однако имеющиеся опытные данные позволяют сказать, что в санидинах, образующихся в магматических ортоклазовых породах при температуре выше $600-800^{\circ}$, плоскость оптических осей располагается параллельно $M(010)$, положение которой может сохраниться в санидинах в силу закалки. При относительно медленном остывании происходит поворот плоскости $NgNp$ в перпендикулярное к (010) положение.

В интрузивных породах при длительном сохранении их в горячем состоянии в выкристаллизовавшемся санидине происходит увеличение угла оптических осей, а при охлаждении—поворот плоскости оптических осей из параллельного к (010) в перпендикулярное к ней положение. Можно ли встретить санидины в интрузивных породах? На основании вышесказанного это мало вероятно. Впрочем, подобные случаи нахождения санидина в кавказитах в свое время указывались Д. С. Белянкиным, но вероятнее всего за санидин он принял анортоклаз, который действительно представляет собой один из полиморфных продуктов изменения санидинового полевого шпата. Имеется еще одно известное мне указание в литературе на нахождение санидина в интрузивных породах Китая [133].

Ряд исследователей показал, что в адулярах при высоких температурах нагревания ($900-1100^{\circ}$) плоскость оптических осей становится параллельной (010) , как у санидинов. По Г. Мервину адуляр при температуре около 900° переходит в санидин.

Э. Спенсер в отношении поведения микроклина при нагревании говорит, что он превращается в санидин [78].

Таким образом, экспериментальные данные подтвердили, что одним из исходных продуктов превращений полевых шпатов из одной модификации в другую являются санидины, а другим, как это думает А. Е. Ферсман, будет ортоклаз.

Полиморфизм щелочных полевых шпатов

Вопросы о полиморфизме ортоклаза и микроклина решаются учеными по-разному, в зависимости от того, как они представляют себе характер ортоклаза и явление полиморфизма. Исследователи, рассматривающие ортоклаз как криптокристаллический или субмикроскопический микроклин, не могут говорить о их диморфизме.

К. Гинтце диморфизм кали-натровых полевых шпатов считает едва ли вероятным на том основании, что оба минерала—ортоклаз и микроклин—имеют близкие кристаллографические параметры основных форм, одинаковую плотность и очень близкие показатели преломления и прочие сходные физические свойства.

Другая группа ученых во главе с Г. Чермаком ортоклаз и микроклин, как указывалось выше, рассматривают полиморфными модификациями [130]. А. Деклуазо также склонялся микроклин и ортоклаз рассматривать диморфными [108].

Третья группа ученых была склонна рассматривать микроклин как вторичное образование, возникающее за счет ортоклаза в результате давления или в результате химических его изменений и перекристаллизации.

Только что приведенные высказывания об отношениях микроклина и орто-

клаза между собой прочно удерживаются до настоящего времени. К. Гинтце по этому поводу говорил, что решение данного вопроса носит субъективный характер, ибо для объективного ответа на этот вопрос пока нет соответствующих данных [116]. Так, например, Э. Мекинен в 1917 году высказывал соображение, что ортоклаз и микроклин являются полиморфными модификациями и на основании парагенезиса установил, что одна модификация переходит в другую примерно около $600-700^{\circ}$ [120]. Однако самому Э. Мекинену не удалось превратить микроклин в ортоклаз даже при температурах, близких к точкам плавления.

Насколько старые суждения о микроклине продолжают оставаться в прежнем виде, можно привести несколько примеров. Так, Э. Байер моноклинный характер полевых шпатов рассматривает как кажущееся явление, так как по его мнению ортоклазы представляют собой дисперсно двойниковые образования, сложенные субмикроскопически малыми триклиническими единицами-ламеллами [98].

П. Н. Чирвинский считает, что пертитизация и микроклинизация проявляются в смешанных кристаллах щелочных полевых шпатов в связи с их переходом в более устойчивые формы под влиянием различных факторов, главным образом давления, затем охлаждения и др. [92]. Возникновение микроклина в породах он тесно увязывает с проявлением динамометаморфизма, ссылаясь при этом на данные большого числа русских и иностранных ученых.

М. А. Усов, учитывая нахождение микроклина в гипабиссальных и жильных породах, полагает, что переход первичной модификации калиевого шпата в устойчивую форму „совершается при критической температуре, если не вследствие медленного охлаждения, как это имеет место в типично абиссальной обстановке, то под действием избытка минерализаторов“ [84]. Далее М. А. Усов в вопросе о микроклинизации повторяет сказанное П. Н. Чирвинским и говорит, что этот процесс перехода калиевого полевого шпата в микроклин, совершающийся при высокой температуре, „может произойти в любой породе, испытавшей механические деформации“ [84].

А. Э. Барлоу, считая возможным возникновение микроклина за счет ортоклаза, обращает внимание на необходимость учитывать соотношение между количеством образующегося за счет ортоклаза микроклина и интенсивностью давления, которому подвергается порода, т. е. данный ученый в процессе микроклинизации ортоклазов хотел бы видеть способ учета величины напряжения при деформации.

Г. Л. Оллинг также склонен полагать, что микроклиновая двойниковая структура в ортоклазе возникает в результате давления. Подтверждение этой мысли он видит в практике изготовления шлифов. По крайней мере, избегая при приготовлении шлифа чрезмерных напряжений, возникающих при ударе молотком, шлифовании и нагревании, можно значительно понизить число случаев возможного при этом образования в ортоклазе микроклинового двойникования [63; 97].

М. А. Усов допускает, что молекулам $KAlSi_3O_8$ и $NaAlSi_3O_8$, каждой в отдельности, свойственен полиморфизм, который для $KAlSi_3O_8$ проявляется в виде моноклинного ортоклаза и триклинного микроклина; для $NaAlSi_3O_8$ полиморфными модификациями являются моноклинный натрон-ортоклаз (барбьерит) и триклинные анортоклаз (анальбит) и альбит. М. А. Усов считал ортоклаз и микроклин диморфными на том основании, что оптические свойства ламелл микроклина и нерешетчатого микроклина резко отличаются от оптических свойств ортоклаза. Эти названные полиморфные различия могут образовывать нижеследующие изоморфные ряды [83]¹⁾

¹⁾ Представление об изоморфных рядах в группе щелочных полевых шпатов М. А. Усовым было дано на 11 лет раньше Оллинга [63].

ортоклаз — натронортоклаз,
 микроклин — анортоклаз,
 микроклин — альбит.

Д. С. Белянкин считает полиморфные отношения между ортоклазом и микроклином вполне возможными [14]. Однако он полагает, что калиевый ортоклаз, подобно тому, как и натровый, одинаково неустойчивы ниже точки плавления. Что касается вопроса о температуре превращения ортоклаза в микроклин, то этот вопрос данный ученый оставил открытым. Однако Д. С. Белянкин считает слишком большой роскошью для щелочных полевых шпатов появляться „кроме моноклинической, еще в двух самостоятельных триклинических модификациях“ [14].

Г. Л. Оллинг среди щелочных полевых шпатов различает три полиморфные модификации: санидин, ортоклаз и микроклин. Каждая из указанных модификаций, обладая определенными и характерными для них свойствами начинается собой непрерывный изоморфный ряд:

санидин — барбьерит,
 ортоклаз — альбит,
 микроклин — анальбит,

а так как минералы этих изоморфных рядов в сущности образуются при определенных условиях и обладают вместе с тем определенными качественными признаками, естественно, они являются и полиморфными рядами [97].

Ряд с а н и д и н а, представленный санидином, натровым санидином и гипотетическим барбьеритом, является характерным преимущественно для эффузивных пород. Минералы этого ряда образуются при температурах выше 900° и при быстром охлаждении оказываются в стадии закалки [97]. Санидины превращаются в ортоклаз, натронортоклаз, анортоклаз и альбит.

Ряд ортоклаза, представленный ортоклазом, натронортоклазом, альбитом, является характерным как для эффузивных пород, так и для интрузивных образований и пегматитов. Минералы этого ряда, как принято думать, образуются при температурах несколько ниже 900°. Однако имеются указания, что ортоклазы могут образоваться как высокотемпературные минералы. Положение в этом ряду альбита как триклинного полевого шпата, наряду с моноклинным ортоклазом, непонятно.

Наконец, третий полиморфный ряд микроклина: микроклин—анортоклаз—анальбит. Микроклин и анортоклаз являются наиболее характерными для интрузивных пород, хотя анортоклаз довольно часто встречается и в эффузивных образованиях. Минералы этого ряда образуются, как принято считать, при температурах ниже 900°.

В этой классификации щелочных полевых шпатов [97], представляющей собой изоморфно-полиморфные ряды, остается неясным сам принцип выделения основных полиморфных модификаций и какие серьезные причины заставили автора выделить микроклин в самостоятельный ряд минералов.

Аналогичную схему полиморфных рядов щелочных полевых шпатов предлагает и А. Н. Уинчелл, который допускает возможность явления полиморфизма для вещества $KAlSi_3O_8$ и $NaAlSi_3O_8$ в виде трех основных модификационных состояний, составляющих соответственно три ряда изоморфных образований [135]:

моноклинный: санидин — барбьерит
 моноклинный адуляр — альбит
 и триклинный:
 триклинный: микроклин—анальбит.

Санидин рассматривается в этой схеме как устойчивая модификация при высоких температурах, адуляр считается образующимся в низкотемпературных условиях. При этом автор указывает, что адуляр переходит в санидин при 900° , причем самый переход совершается очень медленно.

Э. Спенсер, рассматривая щелочные полевые шпаты, не говорит о их полиморфизме, но в то же время указывает, что между ортоклазом и микроклином имеются существенные различия. Он не согласен с представлениями о псевдомоноклинной природе ортоклаза и указывает на то, что „непрерывный ряд ортоклаз-микропертиты при нагревании переходит в санидин-анортоклазовый ряд того же состава. Растворимость натрового компонента в микроклине меньше, чем в ортоклазе, и переход микроклина в санидин при нагревании совершается значительно труднее, чем ортоклаз-микропертита“ [78]. Но из его суждений о кали-натровых полевых шпатах следует, что существует четыре нижеследующих полиморфных ряда полевых шпатов, каждый из которых обладает своими особенностями:

1. Санидин-анортоклазовый
2. Ортоклаз-микропертитовый
3. Микроклиновый
4. Адуляровый

А. Е. Ферсман, отмечая сложные соотношения между ортоклазом и микроклином, говорит, что „при высоких магматических температурах устойчивой формой является ортоклаз (или санидин); при дальнейшем охлаждении равновесие переходит в область высокотемпературных пегматитов, где устойчив микроклин, чтоб ниже 550° смениться адуляроподобным ортоклазом.“ Ортоклаз в виде адуляра проявляется ниже критической температуры воды ($400-350^{\circ}$); в пределах $400-300^{\circ}$ устойчив, повидимому, только моноклинный полевой шпат [86].

Более расширенные представления о полиморфизме среди кристаллов и в частности в отношении кали-натровых полевых шпатов мы найдем у Т. Барта [101] и Д. С. Белянкина [14] и, наоборот, мы найдем отрицание полиморфизма у ортоклаза и микроклина у П. Грота [33] в силу своеобразных его представлений о полиморфных явлениях.

Т. Барт, касаясь понятия полиморфизма, нашел нужным различать три основных его типа: политипия, полисингония и политропия. Политипия — случай полиморфизма, когда переход из одного состояния в другое совершается с полным преобразованием пространственной решетки, например, кварц и тридимит. Полисингония — полиморфный случай, который охватывает такие полиморфные состояния вещества, которые при переходе из одной модификации в другую показывают некоторые изменения пространственной решетки. Физические же свойства при этом изменяются слабо, например, α -кварц и β -кварц. Наконец, третий тип полиморфных превращений, названный политропией, охватывает случаи, в которых при переходе одной модификации в другую изменения в геометрической симметрии и структуры не происходят или почти не происходят, но проявляющиеся при этом физические свойства позволяют различать соответствующие модификации. К этому типу полиморфных состояний относятся, например, ортоклаз и микроклин [101].

Из сказанного ясно, что предлагается классифицировать все полиморфные модификации по степени выраженности полиморфизма на основании ясно и неясно различимых структурных и физических их особенностей. Если выделение политипных и даже полисингонных полиморфных разностей не встретит больших трудностей, то отнесение к политропному типу полиморфных состояний в значительной мере может носить субъективный характер. Например, в соответствии с установками Т. Барта полиморфизм орто-

клаза, особенно санидина и микроклина, с таким же успехом можно отнести к полиморфному типу полисингонии.

Д. С. Белянкин при определении понятия „минерал“ затрагивает также вопрос о полиморфных модификациях, как самостоятельных минеральных видах, и дает при этом классификации полиморфных разностей, как кристаллохимических фаз, отличающихся друг от друга по характеру проявления геометрических и физических свойств [14]. Он разделяет полиморфизм по характеру его проявления на порядки. К первому порядку им относятся полиморфные фазы, имеющие резко выраженную противоположность в их физических и физико-химических свойствах: растворимости, твердости, плотности, светопреломления, характере оптической индикатрисы, ее ориентировки и пр. В качестве примера минеральных образований, которые можно отнести к модификациям первого порядка, автор выделяет минеральные виды: кварц, тридимит, кристобалит [14]. Минеральные разновидности — модификации α - и β -кварца, α -, β - и γ -тридимита, α - и β -кристобалита Д. С. Белянкин относит к категории второго порядка полиморфизма [14].

Затем данный ученый указывает, что помимо полиморфных фаз первого и второго порядка „мыслимы“ еще полиморфные фазы третьего и четвертого порядков. К полиморфной фазе третьего порядка Д. С. Белянкин отнес „ортоклаз“ и санидин, а „ортоклаз“ и микроклин рассматривает как полиморфные фазы четвертого порядка, отличающиеся друг от друга по характеру оптической индикатрисы и положению ее в решетке этих минералов [14].

С внешней стороны только что упомянутая классификация кажется рациональной, но она не может считаться разработанной, ибо нет пока достаточно точных формулировок, какие полиморфные образования нужно относить к тому или другому порядку. Что касается полиморфизма кали-натровых полевых шпатов, то в этом отношении Д. С. Белянкин прав, что по характеру полиморфизма ортоклаз, санидин и микроклин различны между собой, но почему ортоклаз им относится к двум различным полиморфным порядкам, — это остается неясным.

Стремление ученых различать несколько степеней полиморфных модификаций нужно приветствовать, как необходимость найти новые пути более совершенного понимания многообразия проявления вещества одного и того же состава. Однако также следует признать, что эти стремления, не выработав новых понятий в части теории полиморфизма, пока сводятся лишь к классификации полиморфных модификаций по степени их выраженности.

Чтобы закончить подведение итогов, рассматривать ли ортоклаз и микроклин полиморфными модификациями, считаю нужным остановиться еще на одной точке зрения, защитником которой был П. Грот. Он полиморфизм или физическую изомерию определяет как свойство тел принимать при различных обстоятельствах различное кристаллическое строение и вместе с тем различные кристаллические формы. Характерным свойством для полиморфных разностей он считает способность твердых тел превращаться друг в друга путем только изменения температуры, при этом в изменяемом теле непрерывно¹⁾ изменяются и свойства [33; 115].

Тот же исследователь предлагает от явлений полиморфизма отличать явления полисимметрии. Это последнее свойственно телам, которые получают более высокую, не свойственную им симметрию путем сложного двойникования в силу способности давать мимететические образования. П. Грот в этом вопросе целиком примыкает к взглядам Моллара и видит проявление полисимметрии в калиевых полевых шпатах, которые принимают свойства кристаллов моноклинной сингонии, сложенных триклинными пластинками по двум двойниковым законам, имеющих субмикроскопические размеры. Эта

¹⁾ Переход из одной модификации в другую всегда совершается скачком (А. К.)

последняя особенность в совокупности обуславливает появление оптически однородных кристаллов ортоклаза, которые следует рассматривать как субмикроскопически сдвойникованные, как псевдомоноклинные кристаллы [33]. Эту же точку зрения на ортоклаз и микроклин П. Грот высказывает и в своих последних трудах [115].

Однако в данном решении вопроса в отношении ортоклаза и микроклина П. Грот не является последовательным. Например, борацит, лейцит, сернокалиевая соль (K_2SO_4), как многие другие им подобные, построены из большего числа пластинок ромбической сингонии, находящихся в полисинтетическом двойниковом срастании [33]. Кристаллы борацита, часто хорошо окристаллизованные и несущие грани $\{100\}$, $\{110\}$ и $\{111\}$, при обычных термодинамических условиях представляют псевдокубические кристаллы, сложенные из тонких микроскопически различных по величине оптически анизотропных пластинок. Однако при нагревании около 265° кристаллы борацита превращаются в кубические, изотропные кристаллы, обнаруживающие при этом сжатие и выделение тепла. Сернокалиевая соль при нагревании в интервале $600-650^\circ$ внезапно превращается из двуосного в оптически одноосный кристалл, при этом значительно увеличивается двупреломление и меняется оптический знак. Псевдокубический лейцит около $560-600^\circ$ превращается в кубический.

Только что приведенные примеры, хотя и относятся к псевдосимметричным и миметическим кристаллам, но они в то же время обнаруживают и в „собственном смысле слова“ полиморфные превращения [33].

Сущность противоречий в отнесении к полиморфным и полисимметричным образованиям, как следует из примеров П. Грота, заключается в следующем. Если кристаллы высшей симметрии принимают характер кристаллов более низких симметрий, то в данном случае говорится о полиморфных превращениях. Наоборот, если кристаллы низшей симметрии получают характер кристаллов более высокой симметрии благодаря двойникованию, то такие образования рассматриваются полисимметричными.

Поэтому кристаллы той полисимметрической формы вещества, в которых нельзя уже различать двойникового сложения, суть лишь кажущиеся однородные тела; они отличаются от простых или двойниковых кристаллов с низшей симметрией лишь теми свойствами, которые обуславливаются рядом построения их из этих кристаллов; между обеими формами могут существовать непрерывные переходы с промежуточными свойствами [33].

В противоположность полисимметрии „полиморфные модификации представляют собой действительно различные модификации (фазы). При переходе из одной в другую в общем имеют место резкие изменения всех свойств как скалярных, так и векториальных, и превращение происходит при определенной температуре превращения“ [33].

Если в первичном состоянии перовскит, борацит, лейцит и другие им подобные минералы являются монокристаллами и физически однородными, а затем в результате изменения физико-химических условий те же вещества становятся неоднородными и получают сложно полисинтетическо-двойниковое строение, то спрашивается, как же следует рассматривать отношения между ортоклазом и микроклином по сравнению с только что сказанным? Можно, например, с таким же успехом принять ортоклаз за первично однородный, тогда как решетчатый микроклин нам будет не казаться, а в действительности представляться полисинтетически сложным образованием. В таком случае, следуя примерам П. Грота, мы будем принуждены рассматривать микроклин полиморфной разностью ортоклаза и считать ход его мыслей в данном вопросе неправильным.

Из только что приведенных данных ясно, что склонность различать в проявлениях кали-натровых полевых шпатов полиморфные разности, как мне кажется, поддерживается все большим и большим числом сторонников.

Рентгенометрические исследования, как отмечалось в своем месте, позволяют считать доказанным существование моноклинных и триклинных щелочных полевых шпатов; теми же исследованиями доказывается, что ортоклаз нельзя отождествлять с микроклином и что можно уверенно говорить о диморфизме этих двух интересующих нас минералов. Встречающиеся трудности в разграничении полиморфных модификаций заставили обратить серьезное внимание на степень выраженности полиморфизма, что и было сделано Т. Бартом и Д. С. Белянкиным, но их попытка дифференцировать степень выраженности полиморфных свойств не является сколько-нибудь совершенной и требует разработки, привлекая к этому более тонкие и объективные методы различия полиморфных разностей друг от друга. В следующей главе я полагаю необходимым остановиться на некоторых чертах полиморфизма, которые для нас, геологов и минералогов, могли бы иметь большое практическое значение для выяснения многих сторон как происхождения минеральных ассоциаций, так и особенно для оценки изменения самих физико-химических условий формирования минерального комплекса.

Общие взгляды на полиморфизм и полиморфизм минералов

Только что приведенные выше данные, трактующие о вопросе полиморфизма ортоклаза (адуляра), микроклина и санидина, обычно не касаются при этом принципиальных сторон полиморфизма. Для того, чтобы уточнить вопрос о данном явлении, мы должны несколько задержаться на современных представлениях о полиморфизме и тенденциях расширить это понятие. Прежде всего скажем, что полиморфизм не принадлежит к редким явлениям; наоборот, можно утверждать, что, как правило, каждому веществу в твердом состоянии свойственно несколько полиморфных модификаций и что число этих модификаций может быть велико [48; 60].

Эту последнюю мысль В. И. Вернадский конкретизирует следующим образом. Он, исходя из учения о фазах, делает вывод, что „Твердых фаз одного и того же химического состава может наблюдаться столько, сколько существует классов симметрии“ [24] и что полиморфные разности относятся друг к другу как разные фазы. Отсюда, естественно, следует, что для одного и того же вещества не может быть более 32¹⁾ полиморфных модификаций, т. е. „каждая полиморфная разность одного и того же соединения принадлежит к разным кристаллическим классам и в пределах кристаллического класса (строения) явления полиморфизма не существует“ [24].

Сам по себе полиморфизм в настоящее время понимается как свойство многих веществ давать при различных термодинамических условиях разные кристаллические структуры и, следовательно, принимать различные формы [86a]. Изменение термодинамических условий—температуры и давления—влечет за собой изменение абсолютных констант кристаллической структурной постройки. Поэтому полиморфизм превращения тесно связан с прерывистым изменением состояния составляющих кристалл единиц, вызываемых взаимодействием этих единиц [86].

По А. Е. Ферсману „в новой постановке кристаллохимии явление полиморфизма следует понимать как морфотропное изменение при постоянном химическом составе, обусловленное влиянием термодинамических факторов на свойства и взаимодействие составляющих веществ“ [86a].

Таким образом, явление полиморфизма во всем его объеме рассматривают в отношении только давления и температуры. По крайней мере, В. Д. Кузнецов в своей сводке по вопросам полиморфизма кристаллических

¹⁾ Почему не 230 полиморфных модификаций в соответствии с 230 видами симметрии, установленными Е. С. Федоровым?

тел утверждает, что каждая кристаллическая модификация устойчива в определенном интервале температур, который зависит от внешнего давления [46]. Подобные утверждения, впрочем, мы найдем и в работах по физико-химии.

Однако при всех рассуждениях о полиморфизме, как мне кажется, упускаются из вида следующие моменты, которые часто могут соответственным образом сказаться на проявлении полиморфизма. Одним из таких факторов, влияющих на появление полиморфных модификаций, является, например, сама среда, в которой происходит кристаллизация. Например, α -S—дигирная выделяется из водных растворов, из расплавов, тогда как другая модификация γ -S—вторая моногирная модификация серы получается из раствора серы в горячем спирте или бензоле.

Другим важным моментом, обуславливающим при прочих равных условиях появление полиморфных модификаций, является концентрация самого раствора (C), из которого происходит кристаллизация соли, и вещество, находящееся в сравнительно небольших количествах в качестве так называемых примесей. В качестве примера можно привести исследования по определению условий образования сернистого цинка (ZnS) в виде вурцита и сфалерита в зависимости от температурных условий и концентрации серной кислоты, т. е. от величины pH. При этом оказалось, что при одной и той же температуре выпадение кристаллов сфалерита и вурцита зависит от концентрации в растворе серной кислоты, присутствующей в количествах в пределах от 0 до 6%, т. е. при одной и той же температуре из более кислых растворов преимущественно будет выпадать вурцит, а при малых концентрациях серной кислоты преимущественно сфалерит.

Подобный факт зависимости между средой и полиморфными модификациями имеет место также, например, и в случае кристаллизации пирита и маркизита, причем последний выделяется, как правило, из кислых растворов.

Третий пример возникновения той или иной модификации из раствора в зависимости от концентрации самого кристаллизующегося вещества можно привести из опытов над спонтанной кристаллизацией монохлоруксусной кислоты при разном ее содержании в растворе и при различных температурных условиях [125]. Так, например, при температуре 40° α -модификация монохлоруксусной кислоты кристаллизуется из растворов с концентрацией не ниже 90,5%, тогда как для выделения β -модификации при той же температуре требуется содержание в растворе не менее 92,5%, а для выпадения в кристаллах γ -модификации монохлоруксусной кислоты в тех же температурных условиях концентрация раствора должна быть не ниже 96%.

Температура в только что упомянутых экспериментах играет роль в образовании модификации не сама по себе, ее влияние сказывается лишь на величине концентрации, т. е., как правило, с повышением температуры возрастает и растворимость вещества. Поэтому легко может оказаться, что, если, например, α -модификация в случае 90% содержания в растворе монохлоруксусной кислоты будет кристаллизоваться при температуре ниже 38,9°, то этот раствор при этих условиях будет еще не насыщенным для β -модификации, кристаллизация которой при той же концентрации возможна только при охлаждении раствора ниже 35°.

Влияние характера раствора, например, примесей соразтворенных веществ на характер образовавшихся ранее кристаллов в том же растворе, в основном сказывается в изменении и появлении новых форм. Мы к этому факту настолько привыкли, что обращаем наше внимание только на внешнее его проявление, но не задумываемся над его внутренним содержанием. Так, например, в случае NaCl или $K_2SO_4 \cdot Al_2(SO_4)_3 \cdot 24H_2O$ при соответствующих условиях кристаллизации появляются новые формы, которые затем становятся преобладающими. Мы привыкли полагать, что при сохранении типа

решетки сохраняются и константы решетки, в чем однако, в известной мере, можно сомневаться. Это последнее следует из того, что при изменении условий кристаллизации соответственно изменяются энергетические отношения между кристаллом и средой, из которой выпадает кристалл. Изменение в энергетических условиях среды соответственным образом должно сказаться на изменении величины констант хотя бы на очень малую, трудно уловимую при наших исследованиях величину.

Н. И. Хитаров, занимаясь состоянием остаточного магматического раствора, высказывает соображение, что перестройка молекул растворителя под влиянием молекул растворенного вещества может быть причиной возможно резких изменений в процессе развития критических явлений [91]. Это нужно понимать так, что между молекулами растворителя и молекулами растворенного вещества устанавливаются такие взаимоотношения, которые соответственно должны сказаться на строении кристалла и на характере проявления новых форм на кристалле.

Влияние характера среды на форму кристаллизующихся в ней кристаллов при прочих равных условиях вытекает также и из принципа Ле-Шателье. Это соотношение между средой и формой кристаллов В. И. Вернадский выразил следующим образом [25]. Если через e_1 обозначим внутреннюю энергию кристаллов, через e_2 — его поверхностную энергию, а через e_3 — энергию среды, в которой растет кристалл, то в случае $e_2 = e_3$ устанавливается равновесие между формой кристалла и питающим его раствором. Новые формы на кристалле не появятся, пока сохраняется данное равновесие. Если же $e_3 < e_2$, то, естественно, нарушается равновесие между кристаллом и раствором. Влияние среды в случае $e_3 > e_2$ поведет к возникновению на кристалле таких форм, которые повысили бы поверхностную энергию кристалла и сделали бы ее равной e_3 . Наоборот, в случае $e_3 < e_2$ ¹⁾ на кристалле стали бы появляться такие формы, которые в конечном результате понизили бы поверхностную энергию кристалла до e_3 , что привело бы к равновесию энергии среды и поверхностной энергии кристалла: $e_3 = e_2$, а стало быть и к равновесию системы.

В подтверждение только что сказанного приведу первый попавшийся мне под руку пример. Так, О. Г. Падурова для вульфенита из разных месторождений, изученных в разное время, приводит отношение $a:c$ [64].

$$\begin{aligned} a:c &= 1,57793 \text{ (Н. Кокшаров) [42]} \\ a:c &= 1,5776 \text{ (С. Кох) [117]} \\ a:c &= 1,5773 \text{ (О. Г. Падурова) [64]} \\ a:c &= 1,5710 \text{ (О. Г. Падурова) [64]} \\ a:c &= 1,5734 \text{ (С. Кох) [117]} \\ a:c &= 1,5746 \text{ (Е. Флинт) [89].} \end{aligned}$$

Этот список констант для вульфенитов можно было бы сделать достаточно большим. Например, С. Кох приводит геометрические константы, кроме вышеупомянутых случаев, еще для 4 типовых кристаллов из разных месторождений. По его данным, отношение $a:c$ для вульфенита колеблется от 1,5636 до 1,58446, а среднее для 6 типовых кристаллов равно 1,5776.

¹⁾ В. И. Вернадский в своих рассуждениях о влиянии среды на кристалл в случае $e_3 < e_2$ допустил, как мне кажется, ошибку. Он полагал, что если $e_3 < e_2$, т. е. энергия среды, в которой идет рост кристаллов, меньше, чем поверхностная энергия кристалла, то в данных условиях среда не оказывает своего влияния на кристалл и не вызывает тем самым появления на кристалле новых многогранных форм. Это утверждение противоречит фактам и опытам.

О. Г. Падурова для вульфенитов из Алмалыка, имеющих $a:c=1,5773$ и выделенных ею как первый (I) тип кристаллов, приводит химический состав, который определяется содержанием только молибдена и свинца, тогда как в вульфените, как во втором (II) типе кристаллов того же месторождения, с константами $a:c=1,5710$, кроме свинца и молибдена, имеется примесь бария, присутствие которой, по мнению автора, объясняет отклонение в углах от среднего значения [64].

Учитывая данные О. Г. Падуровой, можно представить себе следующий случай. При кристаллизации сначала образуются кристаллы вульфенита с $a:c=1,5773$, а затем в растворе появляется барий, отчего последующие нарастающие зоны вульфенита, как бариевые, будут иметь несколько другие константы: $a:c=1,5710$. Так как различие в константах этих двух минеральных разновидностей невелико, то, естественно, внешняя зона кристаллов вульфенита второго типа (II), по О. Г. Падуровой, отличаясь по цвету от внутренней части вульфенита, отлагается при кристаллизации на кристаллах первого типа (I). Однако геометрическое наложение вульфенита—II на вульфенит—I при этом не было простым продолжением развития ранее бывших кристаллических форм первого типа. Изменения в характере среды, в частности появление в растворе бария, должно соответственным образом сказаться в изменении первоначального характера кристаллов и в изменении их геометрической константы $a:c$. Вульфенит—I характеризуется наличием простых форм, из которых преимущественно развиты грани формы {001} являются определяющими пластинчатый облик кристаллов. Вульфенит—II в кристаллах имеет грани {111}, {011}, {012}, {113}, которые определяют бипирамидальный его облик в отличие от пластинчатого облика вульфенита—I.

С. Кох пишет, чтобы понять выше отмеченные колебания $a:c$ для вульфенитов из различных месторождений, нужно знать их химический состав. Например, красную окраску объясняют то присутствием хрома, то ванадия, а появление желтой окраски связывают с присутствием до 6,88% CaO. В. Цефарович желтоватые, буроватые и зеленоватые окраски вульфенитов от светлых до темных тонов связывает с присутствием в свинцовом молибдате кальция, железа и меди.

Из рассмотренного примера следует вывод, что в соответствии с изменением состава вульфенитов соответственным образом изменяются и их геометрические константы. Поэтому для вульфенита других аналогичных случаев мы вправе говорить о наличии полиморфных разновидностей даже в пределах одного и того же класса симметрии, и это явление в данном случае надо считать необходимостью, а не роскошью, ибо каждая данная модификация, отличаясь друг от друга в отношении геометрических констант $a:c$ на относительно малую величину, характеризуется определенными типоморфными свойствами и образуется как фазовое состояние при строго определенных физико-химических (Т, Р и С) условиях.

Сказанное дополним следующим. Е. С. Федоров на основании изучения геометрического строения полиморфных модификаций многих минеральных веществ приходит к выводу, что несмотря на существенное различие в геометрическом строении кристаллов разных полиморфных видоизменений, достигающее до различия в типе кристалла, тем не менее очень часто в комплексах многогранников полиморфных тел наблюдается большое сходство „и только изменится значение граней в комплексе“ [88]. На этом основании Е. С. Федоров полагает, „что едва ли можно сомневаться в справедливости общего положения Пастера, согласно которому полиморфные разновидности проявляют близость в своих комплексах“. При этом Е. С. Федоров замечает, что в ряде случаев эта близость „в различной степени затемняется вторичными изменениями при процессе превращения“, которые в некоторых случаях могут быть достаточно велики [88]. Мы можем дополнить только что сказанное, что при полиморфных превращениях изменения в комплексе

граней многогранника, а стало быть „в структурной его постройке“, могут быть настолько невелики, что не выявляются при изучении достаточно четко и легко.

Все вышесказанное дает нам полное основание говорить о том, что одно и то же вещество, проявляясь самостоятельно в кристаллах или встречаясь в качестве изоструктурных компонентов в изоморфных образованиях [48], в зависимости от Т, Р и С (понимая под С широко как концентрацию раствора, как среду, содержащую наряду с основными компонентами соразмеренные вещества, примеси, так и среду физически и химически сложную и изменчивую) способно образовывать из возможных 230¹⁾ довольно большое число в различной степени устойчивых и по-разному выраженных полиморфных модификаций. Вместе с тем отчетливо намечаются полиморфные модификации другого порядка, для которых обликотипные или иначе типоморфные формы даже в пределах одного и того же вида симметрии образуются только при определенных физико-химических условиях среды, а стало быть, являются весьма чувствительным инструментом для распознавания характера изменений в общем и в частности энергетического состояния окружающей обстановки. Правильность этого вывода подтверждается многочисленными работами по типоморфности и топоминералогии отдельных минералов²⁾.

Рассмотрение типоморфности щелочных полевых шпатов в разрезе их генезиса также ясно говорит о том, что энергетические условия их образования в каждом отдельном случае различны и что эти условия так или иначе должны сказаться в структурных особенностях их пространственной решетки и морфологии самих кристаллов. Этот вывод подтверждается также немногими рентгенометрическими данными Е. Шибольда, согласно которым геометрические константы элементарной ячейки адуляра, санидина и микроклина, вычисленные с точностью до 0,25%, четко различны между собой [93]. Переход санидина в ортоклаз и последнего в микроклин также тесно связан с условиями изменения энергии среды. Поэтому мы вправе такие разности, как α - и β -санидины, ортоклазы, агироклазы, анортоклазы и α - и β -адуляры, рассматривать как полиморфные разности, которые своим появлением указывают на определенные соотношения Т, Р и С среды, а переход только что названных модификаций одной в другую свидетельствует о тех или иных изменениях в окружающей их обстановке.

В заключение мы можем сказать, что вышеизложенные мысли о связи типоморфности (облика) кристаллов с определенными энергетическими условиями среды, в которой образуются эти кристаллы, и мысли о том, что каждая типоморфная форма кристалла одного и того же вещества обладает своими геометрическими константами, позволяют нам понять все разнообразие многогранных форм кристаллического вещества и рассматривать их как полиморфные образования, как показатели определенного физико-химического состояния среды, а в появлении новых форм, развивающихся на месте ранее бывших, видеть изменения качественных и количественных особенностей среды, окружающей кристалл.

О возможном метамиктном состоянии микроклина

Кроме характерного для полевых шпатов полиморфного состояния, для них возможно еще и другое состояние, которое именуется метамиктным. Представление о метамиктности минералов впервые было дано В. Брэгге-

¹⁾ 230 видов симметрии.

²⁾ Подобная постановка вопроса выдвигает, как необходимость, проведение специальных рентгенометрических и кристаллографических исследований типоморфных кристаллов с целью вычисления их геометрических констант и подтверждения сделанных выше выводов.

ром, который этот вид состояния вещества представлял себе как преобразование первоначально кристаллических минералов в тела, кажущиеся аморфными, оптически изотропными, и считал метамиктность вещества свойственной минералам, содержащим редкие земли, или эту склонность к изотропизации приписывал некоторым минералам, имеющим сложную кристаллическую молекулу. Подобное состояние впервые было установлено также для гадолинита, фергусонита, самарскита, циркона и других минералов, которые как двупреломляющие, иногда сохраняя внешнюю кристаллическую форму, ведут себя как оптически изотропные среды [31; 62].

Затем было показано, что фергусонит, гадолинит, самарскит, циркон, содержащие редкие земли и радиоактивные элементы, не только утрачивают свойственные им кристаллические структуры, но изменяют при своем переходе в метамиктное состояние цвет и удельный вес. Также было доказано, что подобные вещества при нагревании способны восстанавливать свою кристаллическую структуру и снова приобретать характерные для них оптические и прочие физические свойства. Переход метамиктных минералов из аморфного в кристаллическое состояние при нагревании сопровождается выделением тепла порою в столь больших количествах, что сам минерал, будучи нагретым, например, до 80°C , как это хорошо установлено для фергусонита, далее самопроизвольно раскаливается добела.

При этих исследованиях метамиктных веществ со всей четкостью выяснилось, что при переходе из кристаллического в метамиктное (аморфное или стекловатое) состояние происходит нарушение всей кристаллической структуры, свойственной данному веществу. Это последнее по О. Мюгге имеет характер дисперсной среды, в массе которой в случае неполного перехода можно встретить отдельные вкрапленные, сохранившиеся от изменения участки, характерные для вещества в его первичном кристаллическом состоянии [62].

Природа перехода кристаллических тел в метамиктное состояние до сих пор остается еще неразрешенной. Метамиктные изменения в минералах объяснялись исключительно содержанием редких земель, а самый переход в метамиктное состояние объяснялся присоединением к веществу воды.

О. Мюгге переход кристаллических тел в метамиктное считал возможным лишь под влиянием излучения α -частиц радиоактивных веществ, которые в том или ином количестве присутствуют в подобных минералах. К этому можно лишь добавить, что в настоящее время с полной очевидностью можно считать доказанным, что и редкие земли, хотя и в слабой степени, обладают радиоактивными свойствами.

В. М. Гольдшмидт в противовес О. Мюгге приводит большой перечень минералов, содержащих радий, торий и уран, для которых метамиктное состояние неизвестно; он отмечает, например, случаи с минералами брёггеритом, ториевым монацитом, ториянитом, отличающимися очень высоким содержанием радиоактивных веществ, но встречающихся только в кристаллическом состоянии. Он также указывает, что гадолинит, в противоположность только что указанным минералам, содержит очень малое количество радиоактивных веществ и большею частью известен, как метамиктный минерал [31]. На основании только что сказанного делается заключение, что переход в метамиктное состояние не может рассматриваться как исключительно происходящий под влиянием радиоактивности. По его мнению, метамиктное состояние свойственно кристаллическим телам, которые, как например, в силикатах, танталониобатах, титанониобатах содержат редкие земли и представляют в сущности соединения слабых оснований со слабыми кислотами. В противоположность им соединения редких земель, как слабых оснований с сильными кислотами, в аморфном (стекловатом) состоянии не обнаружены. Тем не менее он склонен был думать, что метамиктное состояние относится к числу широко распространенных явлений. По крайней мере он

приводит в качестве примеров Ag_2S , Ag_2Se , Ag_2Te , которым свойственно метамиктное состояние, и в этом случае они не обнаруживают кристаллического строения даже при применении рентгенографического метода исследования [31].

Само преобразование кристаллического состояния в стекловатое В. М. Гольдшmidt объяснял явлением перезарядки ионов слабых кислот и слабых оснований, которое может происходить при переходе кристалла из одного термодинамического поля в другое, в котором тепловые связи иные, чем в условиях образования кристалла. Что касается присутствия в метамиктных веществах воды и радиоактивных веществ, то в этом отношении он полагал, что вода не входит в стехиометрическую формулу вещества, но попадает в метамиктное тело после его образования; однако при этом допускалось, что вода в подобных условиях может содействовать, во-первых, движению ионов и, во-вторых, производить гидролитическое расщепление. Роль же радиоактивных веществ в метамиктных превращениях сводится лишь к ускорению перезарядки ионов, которая, впрочем, идет независимо от радиоактивности [31].

Для нас в только что изложенных выводах является важным то, что переход в метамиктное состояние для того или другого вещества очень тесно связан с изменением термодинамического поля, а это условие в сущности, как мы знаем, может обуславливать появление новой полиморфной модификации. Поэтому мы склонны рассматривать метамиктное состояние вещества как промежуточное в ряду полиморфных превращений при переходе тела из одного кристаллического состояния в другое. Если метамиктное состояние обозначим через M , а полиморфные кристаллические модификации через K_α и K_β , то изложенные мысли мы можем выразить в виде следующих символических формул: ¹⁾



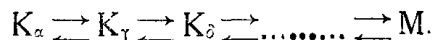
из которых ясно, что кристаллическое тело K_α при своем переходе в модификацию K_β переходит сначала в метамиктное состояние M , в котором оно задерживается или может задерживаться на неопределенно долгое время. О том, что стекловатое состояние может быть относительно устойчивым в течение сравнительно долгого времени, не претерпевая никаких изменений, было высказано также Бергером, который стеклообразное состояние в общей системе мироздания признавал четвертым состоянием вещества [16]. По вопросу о стеклообразном состоянии Э. Эггерт замечает, что неустойчивая форма может сохраняться долгое время, если скорость превращения очень мала, или отсутствуют зародыши устойчивой формы [95].

Из нашей формулы также следует, что метамиктное тело при подходящих условиях, например при подогревании, охотно превращается в K_α , но переход M в модификацию K_β для известных метамиктных минералов пока никем не установлен ни в естественных, ни в экспериментальных условиях.

Если наши соображения о метамиктном состоянии, как промежуточном при превращениях $K_\alpha \rightarrow K_\beta$, верны, то мы, естественно, должны считать, что

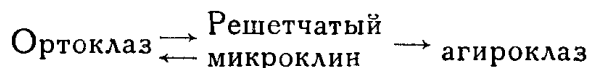
¹⁾ Формула полиморфных превращений $K_\alpha \rightarrow K_\beta$ едва ли верна для веществ, для которых явно метамиктное состояние не установлено. Можно полагать, что состояние M , как промежуточное в этом случае превращений, является быстро проходящим и в ходе подобных превращений нами не улавливается. Поэтому можно полагать, что в ряду полиморфных изменений серы моноклинной в серу ромбическую каучукоподобная сера является промежуточным метамиктным состоянием, из которого она выходит путем быстрого превращения ее в ромбическую модификацию.

при переходе $K_\alpha \rightarrow M$ метамиктное состояние вещества является одним из крайних и полных случаев перехода кристаллического тела в аморфное (стекловатое). Однако при этих превращениях $K_\alpha \rightarrow M$ мы можем и должны иметь случаи отдельных промежуточных полиморфных ступеней изменений $K_\gamma, K_\delta, \dots$.



В качестве примера можно привести циркон, для которого мы знаем кристаллические формы, как одноосные, и хорошо знаем для него метамиктные состояния. Так, по А. О. Розенцвиту, при изучении некоторых свойств метамиктного циркона в нагревательном микроскопе и изучении его двупреломления оказалось, что при нагревании данного минерала до 500° циркон из изотропного становится двуосным с низкими цветами интерференции; при нагревании в пределе от 500 до 700° наблюдается еще слабое повышение величины двупреломления. При дальнейшем нагревании в пределах $820-1100^\circ$ двупреломление быстро увеличивается и достигает нормального значения для обычного циркона [70]. Вероятнее всего эти изменения, наблюдаемые А. О. Розенцвитом, идут скачками, а не плавно. Надо думать, что при превращении циркона в метамиктное состояние он претерпевает те же изменения своей решетки в обратном порядке опытам О. А. Розенцвита. В дополнение к этому отметим, что в качестве промежуточных кристаллических состояний $K_\alpha \rightarrow M$ отмечаются случаи, когда циркон обнаруживает двуосные оптические свойства [23]. У Г. Розенбуша приводится ряд примеров аномалий циркона как в отношении удельного веса, так и в отношении оптических свойств, которые изменяются при нагревании в сторону нормального циркона [127].

Исходя из только что сказанного, мы можем понятие метамиктности несколько расширить и рассматривать как ряд полиморфных не всегда четко улавливаемых превращений, в которых одним из частных случаев его агрегатных изменений может быть стекловатое состояние. Частными случаями в ряду полиморфных изменений мы можем рассматривать также и случаи, когда при переходе из одной модификации в другую не происходит полной перестройки кристалла, и он при этом превращении не становится однородным или полностью стекловатым. Например, для микроклина мы знаем довольно частые случаи, когда он проявляется однородным, лишенным микроклиновой решетки. Эта та разновидность кали-натровых полевых шпатов, которую мы выше выделили как агироклаз. Поэтому в схеме превращений



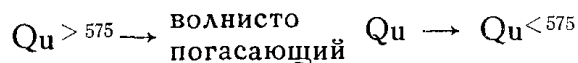
решетчатый или пятнисто-погасающий микроклин¹⁾, который обнаруживает в различных своих частях структурно-различные строения, нужно рассматривать метамиктным, и это состояние для микроклина является устойчивым и весьма распространенным.

Точно так же, например, пластинчатое или какое-либо другое строение, которое приходится наблюдать в лейцитах, перовскитах, борацитах, анальцимах и других им аналогичных минералах, следует также рассматривать как их метамиктное состояние. Любопытно также отметить, что при нагревании данные метамиктные тела при соответствующих условиях, главным

¹⁾ В физике давно известно, что параллельно сложенные тонкие пластинки одного и того же изотропного вещества и тела, состоящие из параллельно чередующихся тонких пластинок двух различных по составу оптически также изотропных сред, в поляризационных аппаратах обнаруживают явные свойства двупреломления [44; 90]. Поэтому нельзя ли двупреломление обычных микроклинов (метамиктоклазов) рассматривать как случайную анизотропию, а ламеллы микроклина изотропными.

образом в лабораторных экспериментах, переходят в однородно кристаллическое состояние.

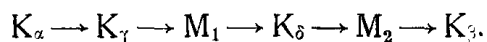
Точно так же в ряду превращений кварца



волнисто погасающий кварц также следует рассматривать метамиктным веществом. Между прочим, к вопросу о волнисто погасающем кварце вернемся еще раз в другом месте.

Таким образом, на основании приведенных выше данных, к метамиктному состоянию вещества мы должны будем относить случаи, которые в ряде полиморфных превращений не только могут принять стекловатое состояние, но могут при этом получать такие промежуточные структурные особенности, которые определяются необходимостью распределения какой-угодно формы кристаллитов в массе видимого кристалла. Подобные примеры мы имеем в микроклинах, лейцитах, борацитах, кварце и других минералах, для которых характерна четко выступающая неоднородность. Для обозначения только что отмеченного состояния, характерного для микроклина в обычном его понимании, нового термина не предлагаем на том основании, что между неоднородной структурой микроклина, кварца, лейцита и других минералов и стекловатым состоянием явно метамиктных минералов имеется общее, которое определяется той или иной степенью их агрегативности, или иначе дисперсностью кристаллитов. Если аморфное или стекловатое состояние мы будем понимать как такое, в котором весьма малые по своим размерам кристаллиты вещества новой модификации K_3 распределены в массе этого вещества как угодно беспорядочно, то в микроклине, лейците, бораците и других им аналогичных минералах кристаллиты модификации K_3 или какой-либо другой промежуточной разности K_1 , K_2 , отличаясь большей подвижностью, успевают распределиться в различные под микроскопом пластинки, бруски, иголки и волокна, которые в пределах прежней модификации закономерно распределяются относительно друг друга в форме тонкополисинтетических двойниковых образований.

Далее следует внести некоторую принципиальную ясность в понятия „метамиктное“ и „аморфное“ состояния. Какое содержание нужно вкладывать в эти термины? На основании имеющихся данных мы можем говорить, что метамиктное, как стекловатое, состояние будет свойственно веществам, имеющим в целом химический состав, отвечающий определенным стехиометрическим формулам и кристаллическим структурам соответствующего минерального тела. Метамиктные состояния мы рассматриваем как промежуточные, в которых тело может оказаться в ряду своих полиморфных превращений. Для метамиктных веществ является характерным, что они при подходящих физико-химических условиях возвращаются или в свою исходную полиморфную модификацию K_{α} или же превращаются в K_3 . Отсюда ясно, что таких метамиктных состояний для одного и того же вещества в ряду его полиморфных превращений может быть несколько



В противоположность метамиктному собственно аморфно-стекловатое состояние, или стекла, химически и минералогически являются сложными веществами, химический состав которых отвечает ряду веществ разного состава. При кристаллизации подобные образования оказываются состоящими из агрегата различных минералов. Примером подобных аморфных стекловатых образований являются вулканические стекла.

Итак, решетчатый, волокнистый, пятнисто-волокнистый и пятнисто-погасающий микроклины должны рассматриваться как минеральные образова-

ния, находящиеся в метамиктном состоянии. Часто наблюдаемая неоднородность погасания и различие оптических свойств в пределах одного и того же зерна, наблюдаемые в санидинах, ортоклазах, анортоклазах и адулярах, говорит об их переходе в метамиктное состояние, в микроклин—метамиктоклаз. Это метамиктное состояние для метамиктоклаза может быть длительным, сохраняться в течение весьма долгого времени и переходить при соответствующих условиях в полиморфную разновидность, становиться, таким образом, физически однородной модификацией—агироклазом. Наконец, в подтверждение того факта, что решетчатые и волокнистые микроклины могут представлять собой параллельное и решетчато-параллельное срастание большего числа ламелл ортоклаза, анортоклаза и агироклаза, можно указать, что существуют часто встречающиеся в природе тесные и закономерно-решетчатые взаимные прорастания полиморфных минералов. Взаимные прорастания андалузита и силлиманита, энстатита и клиноэнстатита в метеоритах являются подобными микроклиниту примерами. По этому поводу Вант-Хофф также указывает, что в природе процессы полиморфных превращений происходят сплошь и рядом в таких условиях, что предел этот остается недостигнутым и в итоге получаются именно те явления прорастания, о которых говорилось выше [96].

Топоминералогия щелочных полевых шпатов

К числу весьма интересных и практически важных вопросов относится вопрос о топоминералогии щелочных шпатов, т. е. в каких геологических условиях какие виды полевых шпатов встречаются в соответствии с их типоморфностью. Очень рано хорошо стало известным, что щелочные полевые шпаты являются характерными минералами для массивных пород и что адуляры встречаются в альпийских минеральных жилах, а санидин— в эффузивных породах.

Как только было установлено принципиальное различие между ортоклазом и микроклином, было признано, что микроклины пользуются широким распространением и свойственны породам, которые подверглись динамометаморфизму, или высказывались суждения, что микроклины свойственны породам, в которых ортоклазы подвергаются изменениям и особенно альбитизации.

Несмотря на то, что поставленный здесь вопрос отчасти носит явно статистический характер, тем не менее ответить на него в полной мере сейчас не представляется возможным по той причине, что при описании полевых шпатов не всегда даются четкие указания как по отношению вида полевых шпатов, так и особенно его типоморфности. Общие сведения о распространении полевых шпатов мы найдем в больших справочниках по минералогии и петрографии, но о количественной стороне распределения их имеются далеко не полные сведения лишь у Э. Мекинена [120]. Последний на основании имеющихся в его распоряжении материалов дает статистические данные, на основании которых мы можем сделать ряд нижеследующих выводов.

1. Вкрапленники эффузивных пород, повидимому, преимущественно кайнотипные, по Э. Мекинену, существенно представлены санидином, который составляет 70% от общего числа учтенных им случаев, 26% приходится на долю анортоклазов и только 4% на долю альбита. Данный ученый не упоминает о порфириновых выделениях ортоклазов, присутствие которых для многих экструзивных пород бесспорно установлено [85] как в кайнотипных, так и в палеотипных образованиях. В отношении альбита можем заметить, что по последним данным он пользуется относительно более широким распространением, чем это считалось раньше [85].

В отношении типоморфности полевых шпатов можно заметить, что в эффузивных породах ортоклаз встречается в I и II типовых формах нашей классификации. Для анортоклаза этот вопрос не совсем ясен. Санидин преимущественно встречается в пластинчатых кристаллах III типа. Впрочем, санидину так же, как и ортоклазу, свойственны и I и II типоморфные формы. Кристаллы I и II типов образуют двойники, причем кристаллы I типа преимущественно проявляются в двойниковых образованиях по карлсбадскому закону. Кристаллы II типа образуют двойники по бавеновскому и манебахскому законам и встречаются относительно редко.

Кроме того, отметим случай нахождения не микроклина, а ортоклаза в базальтах, андезитах и дацитах в формах, напоминающих вкрапленники. Ортоклаз, как таковой, в отдельных крупных кристаллах и обломках, иногда совместно с крупными зернами кварца, не раз встречались мной в оливиновых базальтах В. Забайкалья, секущих порфировидные граниты. В этом случае считаю возможным объяснять подобные находки ортоклаза и кварца как инородные тела, выхваченные из стенок при прохождении базальтовой магмы по трещинам через граниты. Порфировидные кристаллы щелочного полевого шпата гранитов в данном случае первоначально отвечали микроклинам, которые при своем длительном прогревании в базальтах утратили свойственную им микроклиновую структуру и приняли характер ортоклаза.

2. В глубинных породах, по Э. Мекинену, из щелочных полевых шпатов исключительным распространением пользуются микроклин, микроклин-пертит. В противоположность ему ортоклаз встречается исключительно редко [120]. По крайней мере это утверждение может быть является вполне справедливым для финляндских интрузивных пород. Ю. И. Половинкина микроклин для гранитов средней части Ингуло-Ингулецкого водораздела считает единственным представителем щелочных полевых шпатов [65]. Мы найдем в литературе много указаний о преимущественном развитии микроклина в интрузивных породах вместо ортоклаза [38, 84 и др.].

Однако несколько позже на основании статистических данных Э. Мекинен приходит к выводу, что ортоклаз также встречается в интрузивных породах и составляет из общего числа учтенных им случаев не более 20,8%, тогда как на долю микроклина приходится 33,3%; анортоклаз в глубинных породах относится к сравнительно редким минералам и составляет всего 4,3%. На долю же альбита приходится очень высокий процент, равный 42,5%.

Присматриваясь к только что приведенным цифрам, можно сомневаться в том, чтобы эти цифры отвечали действительности. Особенно это относится к альбиту, ибо общее число взятых Э. Мекиненом случаев невелико и определяется числом 24. К тому же метод определения полевых шпатов едва ли отвечал поставленной задаче и был бесспорным. Во всяком случае изучение интрузивных пород Кавказа и щелочных интрузивных образований Кольского полуострова со всей очевидностью показывает, что анортоклаз в интрузивных породах является частым минералом. А по соотношениям его с микроклином исследователи Кавказа склоняются к мысли, что в более молодых интрузивных образованиях, содержащих щелочные полевые шпаты, преимущественным распространением пользуется анортоклаз, тогда как в более древних домезозойских кали-натровые полевые шпаты представлены исключительно микроклином [15].

Что касается ортоклаза, то нужно признать, что в интрузивных породах он пользуется меньшим распространением и уступает место микроклину и анортоклазу. Это справедливо не только для глубинных пород Финляндии, но это верно для интрузивных пород Горной Шории, Алтая, Забайкалья, для Калбинского хребта [35], Южно-Енисейского края [47], Северного побережья Кольского полуострова [17] и многих других районов СССР. Но вместе с тем имеются нередкие указания, что рядом с микроклином в глубинных

породах встречаются в относительно меньшем количестве и ортоклазы. Особенно эти случаи зарегистрированы А. Н. Заварицким в интрузивных щелочных породах Бердяушского плутона [38]. О. А. Воробьева и В. Г. Махлаев при рассмотрении характера полевых шпатов в Хибинских интрузивных породах указывают, что микроклины встречаются совместно с анортоклазами [30; 58]. Аналогичные частые случаи совместного нахождения микроклина и анортоклаза в неинтрузивных породах Кавказа отмечают Д. С. Белянкин, Л. А. Варданыц и другие [21; 15; 22; 36]. При этом Л. А. Варданыц в некоторых анортоклазах, имеющих угол оптических осей от $(-)$ 35° до $(-)$ 60° , отмечает едва заметное проявление следов микроклиновой решетки и неравномерные погасания в пределах одного и того же зерна. Это последнее как нельзя лучше иллюстрирует все возможные отношения перехода анортоклаза в другую агирную модификацию с 2V, колеблющимся от $(-)$ 65° до $(-)$ 89° и лишенную часто микроклиновой решетки [21], т. е. через микроклин или, минуя его, анортоклаз переходит в агироклаз.

Наконец, заметим, что не раз отмечались случаи нахождения именно ортоклаза в анортозитовых, габбровых, диоритовых и монцонитовых породах.

Объяснения, что микроклины образуются при наличии деформации интрузивных пород, были высказаны рядом лиц и поддержаны позже П. Червинским и другими учеными [49; 67; 97].

А. К. Болдырев, изучая микроклины гранита и гранито-гнейсов Кольского полуострова, характеризующихся свежестью, появление подобных микроклинов предположительно объяснял перекристаллизацией разрушенных и мутных щелочных полевых шпатов в результате динамометаморфизма и гидрохимических процессов. Суждения об образовании микроклина при сложных совместных явлениях деформации и действии эманаций, высказанные М. А. Усовым [84], и мнение Ю. А. Кузнецова, что микроклин развивается только при обильной эманационной деятельности [47], может быть, в известной мере верны, поскольку процессы давления, длительность сохранения высокой температуры при охлаждении интрузивных масс и, наконец, влияние эманаций, увеличивающих содержание в ортоклазах натрия, как думает Х. Ш. Ванг [132], могут содействовать ускорению перехода ортоклаза в микроклин через решетчатый микроклин или санадина в ортоклаз и в анортоклаз, а затем переход обоих минералов в микроклин, если последний считать главным продуктом всех возможных превращений щелочных полевых шпатов. Совместное нахождение в породах микроклина с ортоклазом [38; 65; 67; 51] или анортоклаза с микроклином может указывать на действительную связь этих минералов в их первичном образовании и последующих превращениях, причем могут иметь место случаи, когда в решетчатом микроклине отдельные „веретена“ и пластинки по оптическим свойствам отвечают ортоклазу [128], каковые факты говорят лишь о процессах превращения ортоклаза в микроклин, а остатки ортоклаза в том или ином виде указывают, что этот процесс не дошел до конца и задержался на известном этапе своего формирования.

Что касается анортоклаза, как типичного минерала для молодых интрузивных пород, то этот факт требует дальнейших проверок. По крайней мере Л. А. Варданыц считает нужным признать, что на Кавказе присутствие анортоклаза не может рассматриваться как безусловный показатель молодого возраста интрузивных пород.

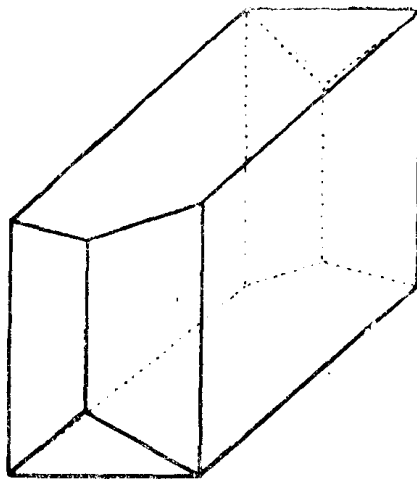
И мне кажется, что анортоклаз может быть также не менее типичным минералом и для более древних интрузивных образований. Это следует из данных изучения хибинских щелочных пород, где анортоклаз вместе с микроклином и агироклазом является частым минералом. М. А. Усов присутствие анортоклаза и микроклин-анортоклаза установил во многих домезозойских (? А. К.) интрузивных породах Джунгарии [82]. Д. С. Коржинский в Становом

хребте изучил молодые, гранодиоритовые интрузии, в которых он описывает анортоклаз, ортоклаз и отмечает, что иногда вместе с ними встречается и микроклин [45].

И наконец, по характеру типоморфности щелочным полевым шпатам интрузивных пород свойственны формы I и II типов. Уплощенные типовые формы [1], сжатые по второй оси (*b*) и напоминающие таблитчатые формы санидина, встречаются преимущественно в карлсбадских двойниках. Кристаллы II типа, образуя двойники по манебахскому и бавеновскому законам, сохраняют обычно характерный для них тетрагональный облик.

Что касается преимущественного развития в породах той или иной типоморфной разности щелочных полевых шпатов, то можно отметить тот факт, что в порфировидных гранитах—адамеллитах правобережья р. Нерчи к югу от р. Оли порфировидные выделения микроклина представлены исключительно кристаллами квадратно-призматического облика II типа.

Однако рядом с только что описанным обликом кристаллов полевых шпатов встречаются довольно часто кристаллы микроклина, которые, преимущественно вытягиваясь по первой оси, вытягиваются также несколько и по третьей кристаллографической оси, и вместе с тем кристаллы типа Дракенфельза несколько уплощаются в направлении второй кристаллографической оси. Подобные кристаллы вследствие этого получают вид, изображенный на фиг. 6. Аналогичного вида кристаллы ортоклаза описаны С. В. Вангом [133]. В Аттуркольском рапакиви, развитом в бассейне р. Баш-



Фиг. 6

кауса на Алтае, порфировидные выделения микроклина встречаются в карлсбадских двойниках и имеют вертикально призматический гексагоналоидный облик, характерный для кристаллов I типа кали-натровых полевых шпатов. Кристаллы II типа квадратно-призматического облика в том же Аттуркольском массиве встречаются реже и образуют небольшие сплошные поля, в пределах которых щелочные полевые шпаты другого облика не встречаются. В порфировидных интрузивах бассейна р. Чарыша в Западном Алтае порфировые выделения микроклина таблитчатые и образуют карлсбадские двойники прорастания. Если каждому типу кристаллов, как полиморфным разностям, должны отвечать определенные физико-химические условия кристаллизации, то, естественно, следует обратить на эту типоморфную особенность должное внимание, которое может помочь нам разобраться в некоторых вопросах становления магмы.

Рядом с типоморфностью щелочных полевых шпатов следует отметить еще размеры кристаллов, в которых они встречаются. Размеры их, как правило, зависят от характера содержащих их пород. Поэтому этот вопрос сузим и ограничимся рассмотрением размеров кали-натровых полевых шпа-

тов, которые встречаются преимущественно в порфировых и порфировидных магматических породах. При этом порфировидные и порфировые выделения по своим относительным размерам колеблются в широких пределах: от малых, едва отличающих их по величине от размеров зерен основной массы, до гигантских размеров. Так, например, нередко в трахитовых породах таблички санидина достигают $3-3,5 \times 1,5-2 \times 0,5$ см, но изредка такие таблицы имеют размеры до $6-7 \times 3-4$ см. Ортоклазы и особенно микроклины в В. Забайкалье в кристаллах II типа в порфировидных гранитах и адаллитах встречаются в трех основных размерах $1-1,5 \times 1-1,5 \times 2,5$ см, $2-2,5 \times 1,8-2,5 \times 3$ см и $2,5-3 \times 2,5-3 \times 4-5$ см. Однако здесь же встречаются и более мелкие и более крупные, которые в отдельных случаях достигают гигантских размеров. Так, мной в порфировидных гранитах р. Кии, лезого притока р. Шилки, в одном из логов были найдены кристаллы микроклина в форме квадратного бруска с сечением $4-5,5 \times 5-6,5$ см, а их длина равнялась 8—10 см. Такие же весьма крупных размеров ортоклазы (вероятно, анортоклазы $Nr:(010)=2,5-3^\circ$) геологом Д. М. Кобытовой были встречены в порфировидных гранитах в Ключевском и Давендинском районах Шилкинского хребта. В сретенских порфировидных гранитах толстотаблитчатые щелочные полевые шпаты достигают размеров 3—5 см в длину, 1,5—3,5 см в ширину и до 1—1,5 см в толщину. Любопытно отметить, что такие таблитчатые кристаллы несут участки прирастания с последующим вращением таблитчатых зерен щелочного полевого шпата по карлсбадскому закону. В Аттуркольском порфировидном рапакиви в ЮВ Алтае порфировидный микроклин в форме кристаллов I типа образует карлсбадские двойники прорастания, в которых индивиды по третьей оси достигают часто 5—7 см в длину, по первой оси 2,5—3,5 см, а толщина двойника до 3 см; грани $\{201\}$ по сравнению $\{001\}$ выражены часто очень резко.

Иногда порфировидные выделения в порфировидных гранитах достигают весьма больших размеров. Так, в гранитах Корсики встречаются порфировидные кристаллы ортоклаза с хорошо развитыми формами $\{010\}$, $\{001\}$, $\{110\}$ и $\{201\}$, которые в двойниках по карлсбадскому закону достигают до 14 см в длину и до 7 см в толщину. А. В. Москвин описывает микроклины из нефелиновых сиенитов центральной части Алайского хребта с берегов реки Джурьсай, которые представлены хорошо развитыми кристаллами, размерами до 20—25 см в длину. Порфировые выделения микроклина в этих сиенитах размерами до 5—6 см в длину редки [61].

В заключение остановимся на рассмотрении одного случая изучения щелочных полевых шпатов, на примере которых мы можем попытаться внести наши некоторые топоминералогические коррективы. Так, С. В. Ванг изучил свыше 140 хорошо выраженных кристаллов ортоклаза. Автор сообщает, что изученные кристаллы происходят из пегматитов, связанных с акеритовым лакколитом. Материнская порода глубоко выветрела и превратилась в глинообразную массу, из которой и были добыты изученные кристаллы полевого шпата, названные им ортоклазом [133]. Замечательными для этих изученных кристаллов являются три особенности, о которых здесь следует упомянуть. Морфологически кристаллы вытянуты, главным образом в направлении первой кристаллографической оси и несколько менее по третьей оси. Из простых форм, которые определяют облик кристаллов, развиты $\{001\}$, $\{010\}$, $\{110\}$, $\{201\}$. Кроме того, встречаются грани форм $\{130\}$ и $\{111\}$, которые особого значения для облика не имеют. Подобные кристаллы по своему характеру совершенно тождественны порфировидным выделениям кристаллов микроклина гранитов, широко развитых в Шилко-Нерчинском районе и в Шилкинском хребте. Совершенно не была зарегистрирована форма $\{101\}$, характерная для кристаллов полевых шпатов из пегматитов В. Забайкалья. Поэтому, учитывая типоморфность кристаллов полевых шпатов, мы должны

будем ортоклазы С. В. Ванга считать происходящими из интрузивных пород, а не из пегматитов. Это заключение, конечно, требует проверки.

Второй особенностью рассматриваемых ортоклазов является следующее. В поперечных сечениях кристаллы ортоклаза оказываются состоящими из двух резко различных частей. Внутренняя большая часть кристалла является стекляннопрозрачной и обладает свойствами санидина¹⁾. Внешняя часть в виде узкой каймы оторачивает кристаллы санидина со всех сторон, эта часть обычно непрозрачна, окрашена в мясо-красный цвет и под микроскопом несет характерные черты микроклиновой структуры. Граница между микроклиновой каймой и санидиновым ядром обычно неправильна. Нахождение санидина в интрузивных породах является весьма любопытным фактом и также требует проверки.

Третьей особенностью ортоклазов С. В. Ванга является то, что изучение их в двойниках по карлсбадскому и манебахскому законам двойникования показывает, что поворот одного индивида по отношению другого при образовании простых двойников не всегда точно отвечает 180° , а именно: имеются отклонения в ту или другую сторону на различную величину угла от 0° до 40° и более.

И, наконец, заканчивая рассмотрение поведения щелочных полевых шпатов в массивных породах, отметим для анортоклазов в их топоминералогии следующую чрезвычайно интересную особенность. Анортоклазы как минералы химически образуют непрерывный изоморфный ряд состава $(\text{Na}, \text{K}) \text{AlSi}_3\text{O}_8$, тем не менее на площадях одних территорий, как отмечалось выше, преимущественным распространением пользуются калиевые анортоклазы, тогда как на других территориях широкое распространение получают натровые анортоклазы. Калиевую минералогическую провинцию составляют анортоклазы Кавказа и Кольского полуострова, тогда как область Средиземного моря и отчасти восточное побережье Атлантического океана составляют провинцию распространения натровых анортоклазов, в состав которой входят острова Пантеллерия, Сардиния, Корсика, Франция, Норвегия и другие точки.

Как пример того, что топоминералогия щелочных полевых шпатов позволяет делать ряд теоретических, требующих проверки выводов в вопросах становления магмы, мы можем обратиться к работам Л. А. Варданянца. Он, изучая граниты Малки и Мушты в Центральном Кавказе, входящие в состав одного и того же лакколита, нашел в них анортоклаз, решетчатый микроклин, нерешетчатый микроклин, принимаемый за ортоклаз. Он установил, что граниты р. Малки являются типичными микроклиновыми разностями, в гранитах р. Мушты наряду с обычными микроклинами имеются микроклины с $2V = (-) 60^\circ$, которые предположительно являются переходными разностями к анортоклазам (оснований для этого вывода у автора нет. А. К.). Кроме того, в том же лакколите имеются участки гранитов с типичным для Кавказа анортоклазом. На основании распределения щелочных полевых шпатов в лакколите Л. А. Варданянц делает вывод, что в той части гранитного тела, где магма имела более высокую температуру и где ее кристаллизация протекала, повидимому, более медленно, мы имеем микроклиновые разности гранита с весьма устойчивой оптической характеристикой самого микроклина. В более периферических частях интрузии, например, в бассейне р. Мушты, где в большей или меньшей степени могло выразиться явление закалки, оптическая характеристика кали-натрового полевого шпата становится менее устойчивой, и здесь наряду с микроклином появляется также и типичный анортоклаз, который в некоторых случаях становится даже преобладающим.

3. В пегматитах полевые шпаты всегда встречаются в относительно крупных и даже гигантских кристаллах, довольно часто в хорошо образованных индивидах. По статистическим данным Э. Мекинена, щелочные полевые шпаты в пегматитах, главным образом, представлены микроклином, который

¹⁾ Оптические константы для этого минерала, к сожалению, не приводятся.

в общей массе шпатов составляет 51,5%, на долю ортоклазов приходится 13,7%, а на долю альбита 34,8% [120]. Для финляндских пегматитов наиболее типичным является только микроклин [121]. Л. А. Солодовникова в отношении пегматитов Северной Карелии утверждает, что „ортоклаз в них никогда не встречается“, калиевый полевой шпат представлен только микроклином [75]. Однако, по П. К. Григорьеву, в пегматитах Карелии наряду с микроклином присутствует и ортоклаз [32].

Н. И. Безбородько, изучая полевые шпаты из пегматитов Волыни, нашел, что из 138 изученных им образцов 82,61% представлены микроклинами и микропертитам и только 17,3% приходится на долю ортоклаза и ортоклазпертита [2].

Полевые шпаты миаскитовых пегматитов Ильменских гор представлены пертитовым решетчатым микроклином, изредка нерешетчатым микроклином (агироклазом). Криптопертиты образуют совершенно самостоятельные кристаллы или развиваются в форме каймы вокруг микроклин-пертитов. Отношение натровой молекулы к калиевой в микроклинах колеблется от 1:2 до 1:3, причем Л. А. Солодовникова отмечает, что в пегматитах калия больше, чем в самих миаскитах. Геохимической особенностью полевых шпатов является значительное содержание цельзиановой молекулы (1—2%). Полевые шпаты миаскистых пегматитов химически в общем обнаруживают полную аналогию с полевыми шпатами гранитных пегматитов [77].

По А. Е. Ферсману, микроклин обычен для геофазы С и D (700—550°). В геофазах Е (около 500°)—кристаллы ортоклаза или ортоклазпертита; последние около 400—350° приближаются по своему характеру к адуляру, который, как известно, образуется из растворов при температурах не ниже 300—320° [86]. При температурах выше 800°, видимо, образуется только ортоклаз.

Что касается сведений о распространении аноктоклазов в пегматитах, то по этому поводу у А. Е. Ферсмана соответствующих указаний не найдем. Однако о нахождении данной разновидности калиевых полевых шпатов в пегматитах имеются сведения у М. М. Альтгаузена в описанном им Канском месторождении пегматитов [1].

Н. Н. Гудкова присутствие аноктоклаза отмечает в эгирино-полевошпатовом и пектолит-юкспоритовом типах пегматитов горы Юкспор на Кольском полуострове [34].

Типоморфность полевых шпатов в основном определяется обликом кристаллов, для которых является характерным преимущественное развитие граней {110} и {010}, как определяющих гексагоналоидный тип кристаллов, на которых грани формы {201} отсутствуют, или они по сравнению с {010} имеют подчиненное значение. На кристаллах микроклина из пегматитов Сев. Карелии наибольшим развитием пользуются следующие формы: Р {001}, М {010}, Т {110}, I {110} и х {101}, в меньшей степени развиты z {130}, у {201} и о {111}, изредка n {021} [75]. Подобные кристаллы по вертикальной оси чаще несколько вытянуты, пови́димому, они довольно часто несколько вытягиваются также и в направлении первой кристаллографической оси; изредка они несколько сжаты по третьей оси. Во всех случаях кристаллы щелочных полевых шпатов пегматитов выглядят коротко-призматическими. Для пегматитовых полевых шпатов является, как отмечалось выше, характерным относительно большая и даже огромная величина кристаллов как в отдельном их проявлении, так и в пегматитовом агрегате.

4. В четвертую группу полевых шпатов, как особую генетическую группу, Э. Мекинен относит друзовые образования, свойственные интрузивным породам и пегматитам. В результате статистических данных следует, что в 52% всех учтенных случаев нахождения щелочные полевые шпаты в друзах представлены микроклином, в 8% — ортоклазом и в 40% — альбитом. Не-

достатком этой статистики является отсутствие, как правило, указаний, в каком виде встречается альбит. Последний, как показывают наблюдения, присутствует преимущественно в виде пластинчатых агрегатов клевеландита, покрывающих друзовые кристаллы ортоклаза, микроклина, кварца и других минералов.

Типоморфность полевых шпатов в данном случае определяется как конечная фаза пневматолитового или пегматитового процессов. Несмотря на то, что общие условия образования друзовых щелочных полевых шпатов миаролитовых пустот в интрузивных и пегматитовых породах несут несколько отличные черты, Э. Мекинен считал нужным их объединить, но вместе с тем обособить от друзовых образований адуляров, тесно связанных с гидротермальными процессами. По Г. Калбу, для описываемых случаев друзовых образований микроклин и ортоклаз встречаются в кристаллах, в оформлении которых принимают участие грани $\{010\}$, $\{001\}$ и $\{110\}$, а также и грани $\{101\}$, $\{201\}$. В немногих случаях приходилось наблюдать и такие формы кристаллов, в строении которых существенную роль играли грани $\{010\}$ и $\{101\}$, придавшие кристаллам квадратный призматический отрицательный тип (V тип нашей классификации типоморфности).

В. Брёггер из ряда друзовых образований в авгитовых сиенитах Норвегии описывает кристаллы микроклина, которые имеют резко выраженные вытянутые по оси с таблитчатые формы, облик которых определяется преимущественным развитием M (010). Грань P (001) относительно небольших размеров. Остальные грани Z (130), $(1\bar{3}0)$, Y (201), O ($1\bar{1}1$), E (111), T (110), I ($1\bar{1}0$), и (100) обычно очень узки и имеют подчиненное значение.

5. Наконец, последними представителями топоминералогии кали-натровых полевых шпатов, рассмотренными Э. Мекиненом, являются гидротермальные образования, представленные часто адулярами. Э. Мекинен и другие относят их к ортоклазам, Э. Спенсер — к микроклинам. Из всех приведенных Э. Мекиненом случаев нахождения адуляров в количестве не более 12 на долю ортоклаза приходится не менее 83,4%, а на долю альбита — 16,6%. Однако теперь достоверно известно, что среди адуляров имеются представители как моногирных, так и агирных шпатов и что среди адуляров наряду с членами, богатыми калием, имеются разности, в которых натрий играет заметно большую роль по сравнению с калием. Это обстоятельство побудило К. И. Виика выделить натровый адуляр как калинатрон-микроклаз [134].

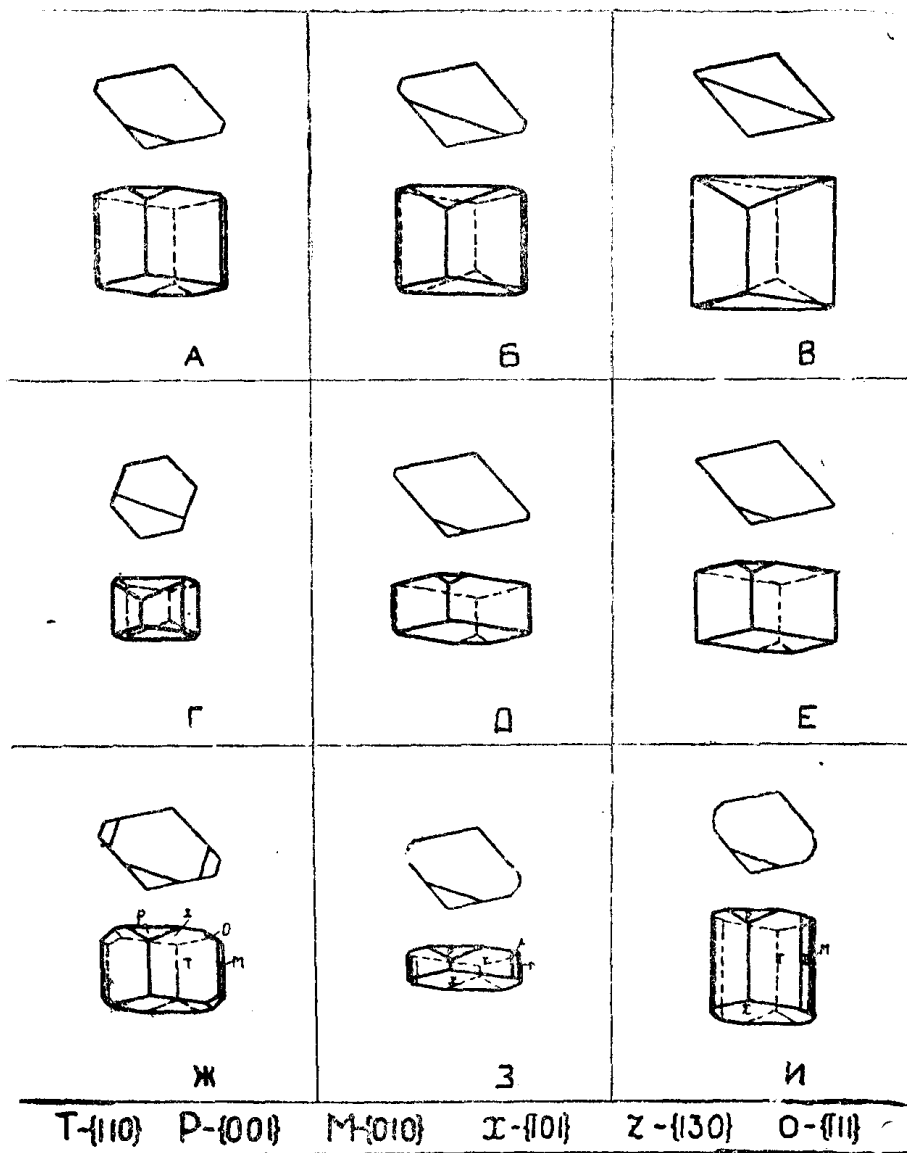
В некоторых кварцевых жилах, тесно связанных в своем развитии с пегматитами, встречаются как микроклины, так и ортоклазы. Что касается типоморфности адуляров, то она изучена наилучшим образом, так как адуляры часто встречаются в прозрачных и хорошо образованных кристаллах. По нашим представлениям, среди адуляровых кристаллов можно различать основных два типа кристаллов: адуляровый ромбоэдрический (VII-A) и адуляровый призматический (VII-B). Первый, по Г. Калбу, будет характерен для гидротермальных рудных жил, второй облик кристаллов адуляров, наоборот, является наиболее типичным для альпийского характера минеральных жил.

В Хакасии Е. Н. Зыковым¹⁾ были найдены в большом количестве кристаллы адуляров (фиг. 7), часто ассоциирующие с халькопиритом. Кристаллы до 0,5 см в поперечнике представлены обоими адуляровыми типами. Кристаллы VII-A типа имеют ромбоэдрический облик, но грань $\{101\}$ по сравнению с $\{110\}$ получает преимущественное развитие. Адуляр VII-B имеет типично призматический облик. Кристаллы этого облика несколько сжаты по вертикальной оси и в ряде случаев принимают таблитчатый по $\{101\}$ характер. Глафиринским адулярам также свойственны сложные двойники по

¹⁾ Зыков Е. Н. Адуляры Глафиринского месторождения (Хакасия). Известия Томск. политехн. института им. С. М. Кирова, т. 65, вып. 2, 1950.

(001), (021) и (0 $\bar{2}$ 1). Описанные Е. Н. Зыковым кристаллы адуляров в основных чертах сходны с типовыми, но вместе с тем и резко от них отличаются; данные адуляры являются типоморфными для Хакассии.

6. Для контактово-метаморфических условий минералообразования, когда в контактовой зоне происходят глубокие изменения пород с образованием роговиков, скарнов и мигматитов, нет никаких точных указаний на то, какие образуются щелочные полевые шпаты в этих условиях и каковы их типоморфные черты. А. Лайтакари указывает, что среди контактовых минералов в известняках острова Паргаса встречается микроклин. В. М. Гольд-



Фиг. 7. Типоморфность адуляров Хакассии

шмидт в слабометаморфизованных породах области Христиании встречал полевой шпат с микроклиновой решеткой. Однако в роговиках устанавливается, повидимому, преимущественное развитие ортоклаза по сравнению с микроклином. Относительно других полевых шпатов, которые могли бы встречаться в контактово-метаморфических породах, например, анортоклаз или санидин, никаких указаний нет. В скарнах Норвегии отмечаются случаи нахождения ортоклаза. Однако имеются основания сомневаться в правильно-

сти этого довода, так как Е. Н. Зыковым ортоклазы в адуляровых кристаллах типа VII-A и VII-B были найдены в скарнах Хакассии в ассоциации халькопирита, пирита, кварца и кальцита.

7. В мигматитах приходится чаще встречать микроклин, чем ортоклаз, но если мигматизация сопровождается альбитизацией, то можно наблюдать замещение кали-натровых полевых шпатов альбитом с образованием альбитовых пород и альбититовых мигматитов и альбитовокварцевых жил, в которых альбит часто представлен клевеландитом.

8. Что касается щелочных полевых шпатов в метаморфических породах, которые по своему характеру рассматриваются как регионально-метаморфические, то в этом случае преимущественным распространением пользуется микроклин [104]. Ортоклаз, повидимому, встречается редко. Анортоклаз, по Ф. Бекке, в кристаллических сланцах не известен. Г. Розенбуш также указывает, что анортоклаз в кристаллических сланцах не встречается¹⁾, а равным образом отсутствуют полевые шпаты со свойствами санидина.

В метаморфических породах Ю. Енисейского края Ю. А. Кузнецов доказал преимущественное распространение ортоклаза, ортоклаз-пертита [47]. Он, например, нашел преимущественное развитие ортоклаза в гранато-ортоклазовых гнейсах и в чарнокитовой группе пород — богунитах, кузеевитах, входящих в состав канского метаморфического комплекса нижнеархейского возраста. П. И. Лебедев также отмечает, что в чарнокитах Волыни щелочной полевой шпат преимущественно представлен ортоклазом, который, по его мнению, несет больше характер натрового ортоклаза [51].

В щелочных гнейсах Бинненталя в Альпах отмечается случай одновременного присутствия ортоклаза и микроклина, лишенного решетки. Оба минерала составляют существенную часть гнейсов, причем в гнейсах Бинненталя микроклин резко преобладает над ортоклазом, тогда как в гнейсах Симоно, Лукоманио и других пунктов Бинненталя микроклин и ортоклаз находятся в более или менее одинаковых количествах, а в гнейсах Левентины ортоклаз преобладает над микроклином [99]. Только что приведенные сведения об ортоклазе и микроклине в гнейсах дают основание говорить, что и здесь микроклин находится в тесной связи с ортоклазом и представлен полиморфной разностью агироклазом.

Типоморфность микроклина и ортоклаза в метаморфических породах пока остается не выясненной.

9. Кристаллы щелочных полевых шпатов известны также в осадочных породах. В кластических образованиях, например в песчаниках, щелочные полевые шпаты попадают вследствие разрушения соответствующих пород, они также попадают в осадочные породы любого состава в результате эффузивной деятельности. В том и другом случае обломки кали-натровых полевых шпатов, если они не подвергаются изменениям в результате диагенезиса, они сохраняют свойственные им черты.

Далее, нередко отмечают случаи образования щелочных полевых шпатов в осадочных породах, особенно в известняках. Подобные указания имеются у Ф. Гранджан, Р. А. Дели, Л. Кайо, П. А. Земятченского и других [68, 69]. Щелочные полевые шпаты, как правило, встречаются в осадочных породах редко и ведут себя то как ортоклаз, то как микроклин. Большинство исследователей согласны, что аутигенные полевые шпаты, образовавшиеся в массе осадка, всегда являются эвгедральными [81].

Выводы

Подводя итоги всему вышесказанному по вопросу взаимоотношения микроклина и ортоклаза, можно решительно подчеркнуть еще раз, что на осно-

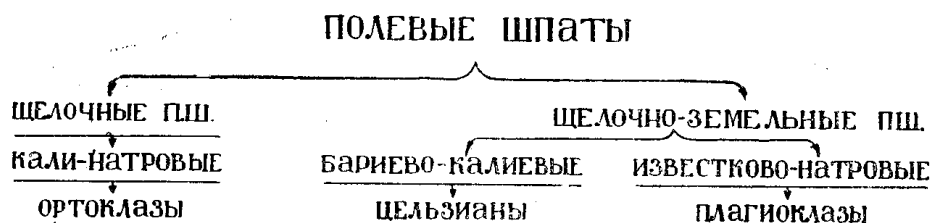
¹⁾ Однако отмечается, что имеются редкие указания на нахождение в кордиеритовых гнейсах, амфиболитах полевых шпатов, которые по их оптическим свойствам принимаются за анортоклазы [127].

вании рентгенометрических исследований должен быть оставлен взгляд, что ортоклаз представляет собой субмикроскопически сдвойникованный микроклин.

Рентгенометрически также доказывается, что нет никаких оснований говорить о тождестве микроклина и ортоклаза.

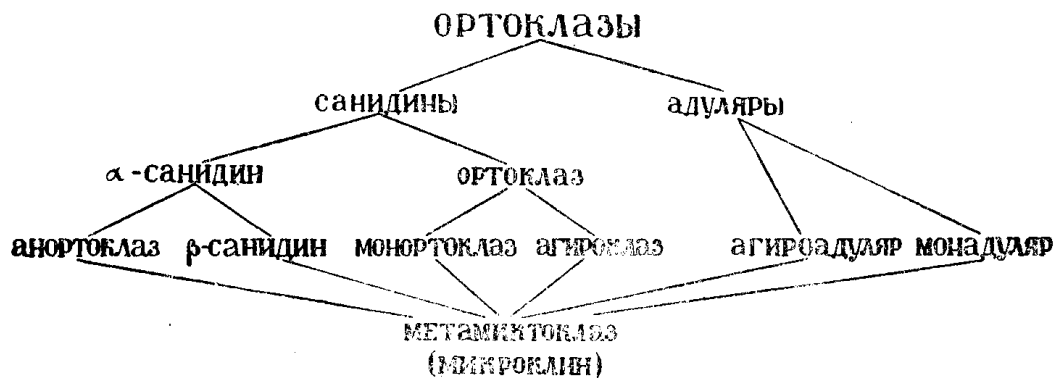
Наши взгляды на полиморфизм дают возможность шире поставить вопрос о взаимоотношениях щелочных полевых шпатов и дать представления о их систематике, в которой микроклин должен занять соответствующее место в нижеследующих схемах.

Полевые шпаты, как алюмосиликаты, по химическому составу распадаются на щелочные и щелочноземельные:



Состав щелочных полевых шпатов определяется содержанием в них калия и натрия; щелочно-земельные по химическому составу распадаются на бариево-калиевые и известково-натровые полевые шпаты. Кали-натровые полевые шпаты мы можем объединить под общим названием ортоклазы¹⁾.

Щелочные полевые шпаты—ортоклазы в свою очередь по своим морфологическим, физическим и генетическим особенностям распадаются на санидины и адуляры, как характерные представители для крайних генетических ассоциаций магматических пород. Полевошпатовые образования, обязанные своим происхождением пегматитовым и пневмотолитовым процессам, по своим морфологическим свойствам являются промежуточными между полевыми шпатами собственно магматического и гидротермального происхождения. Поэтому классификацию щелочных полевых шпатов и их номенклатуру мы можем представить себе в следующем виде.



¹⁾ Термин ортоклаз в данном случае сохраним для группового обозначения щелочных полевых шпатов и обозначения той модификации из них, которая как таковая является сама по себе неустойчивой и при последующих процессах становления переходит в другие модификации, одну из которых, как моногириную, описываемую в массивных породах соответствующего термодинамического поля, обозначим как моноклаз.

Из приведенной схемы видно, что ортоклазы, как семейство, распадаются на санидины и адуляры.

Санидины как высокотемпературные образования в стадию становления в зависимости от условий и времени охлаждения дают собственно санидины, или, точнее, α -санидины, которые в эффузивных породах переходят в β -санидины и частью сохраняются в виде α -модификации. В интрузивных условиях становления пород α -санидины превращаются в ортоклазы. Однако последние как фазовые образования сами большей частью претерпевают изменения, которые в главной своей массе не доходят до конца и задерживаются на неопределенно долгое время в форме неравномерно и пятнисто-погасающих и волокнисто-решетчатых образований, хорошо нам известных как микроклины. Этим последним, как находящимся в метамиктном состоянии, мы предлагаем присвоить название метамиктоклазов, которым обычно присуще микроклиновое строение.

Сравнительно реже в интрузивных породах и часто в эффузивных образованиях встречается ортоклаз, как таковой, как бы в закаленной фазе, которой следует присвоить название монортоклаз. Он в себе несет в различной степени выраженную тенденцию перехода его как в метамиктную фазу — метамиктоклаз, так и в агирную со свойствами „микроклина, лишённого микроклиновой решетки“, которую мы уже называли агироклазом. Агироклазы, как нерешетчатые, однородные образования вместе с решетчатыми метамиктоклазами обычно объединялись под общим названием микроклины, отчего мы в настоящее время должны отказаться.

Анортоклаз представляет собой одну из главных полиморфных фаз превращения β -санидина и отчасти γ -санидина (ортоклаза), с которыми он близок по своим оптическим свойствам и отличается от них агирностью. Анортоклазы сами по себе не являются достаточно устойчивыми и обнаруживают тенденцию перехода в метамиктное состояние, на что указывают случаи появления в них элементов неоднородности в форме пятнистого погасания и волокнисто-решетчатой структуры, выраженной часто в виде очень тонкого волокнистого строения.

Адуляры в свою очередь по своим морфологическим чертам в главной своей массе представлены моноклинными разностями, которые мы обозначили поэтому как монадуляры, а сравнительно реже встречаемые адуляры с агирной структурой как агироадуляры. Среди сходных по виду с адулярами можно выделить клевеландит как адуляральбит, содержащий иногда повышенное количество калия. Имеются единичные указания на появление случаев микроклинизации адуляров. Исследование непрозрачных разностей среди адуляров, обнаруживающих неравномерное погасание и появление решетки, дает ясные указания, что и в этой разности полевых шпатов также имеет место переход адуляров в метамиктное состояние.

Наконец, наличие в минеральных жильных образованиях цеолитов указывает на нахождение адуляров, которые по своему химическому составу должны отвечать плагиоклазам. Подобные образования должны рассматриваться как плагиадуляры.

Таким образом, группа щелочных полевых шпатов, с ясно выраженными полиморфными свойствами, распадается на моногирный и агирный ряды. Как видно из приведенной табл. 4, моногирный ряд калий-натровых полевых шпатов охватывает α - и β -санидины, ортоклаз (γ -санидин), монортоклаз, монадуляр (α -адуляр). К агирному ряду щелочных полевых шпатов принадлежат β -анортоклаз, агироклаз и агироадуляр¹⁾. Каждая выделенная полиморфная модификация обладает своими оптическими свойствами.

¹⁾ К моногирному ряду щелочных полевых шпатов, нужно отнести барбьерит (натрон-ортоклаз), а к агирному ряду — альбит и клевеландит на рассмотрении которых мы не нашли нужным останавливаться на предыдущих страницах.

Таблица 4. Классификация щелочных кали-натровых полевых шпатов

Моногирный ряд	Агирный ряд
Санидин: α - санидин β - санидин	Анортоклаз: α - анортоклаз β - анортоклаз
Санидин-ортоклаз (ортоклаз, γ - санидин)	
Монортоклаз (δ - санидин)	Агироклаз
Монадуляр (α - адуляр)	Агироадуляр (β - адуляр)

Санидины, как полиморфные модификации, наблюдаются в двух фазах. Для одной из них α -санидина является характерным расположение $Np Ng$, параллельное (010), для другой модификации β -санидина плоскость оптических осей располагается перпендикулярно к (010).

Санидиновые ортоклазы (γ -санидины) являются теми разностями, образование которых, по А. Е. Ферсману, возможно при высоких температурах. Оптические свойства этого ортоклаза нам неизвестны. Им приписывают относительно большие углы оптических осей, плоскость оптических осей в них располагается, как и в β -санидинах, перпендикулярно к (010), угол между плоскостью $Np Ng$ и осью a колеблется для большинства между 0 и 6° . Санидиновые ортоклазы или просто ортоклазы, как правило, при длительных процессах их образования путем кристаллизации и длительном их существовании в медленно изменяющихся физико-химических условиях претерпевают полиморфные изменения, и только сравнительно редко моноклинные их модификации могут сохраняться в иной (ниже $600-300^\circ$) термодинамической обстановке. Этот вид ортоклазов мы обозначим как δ -санидины или как монортоклазы, для которых собственно и являются характерными вышеприведенные оптические свойства.

Как было замечено, β -анортоклазы по своим оптическим свойствам, например, по углу оптических осей, ближе всего стоят к β -санидинам, а увеличение $2V$ до размеров, свойственных большинству монортоклазов, возможно указывает, что или $2V$ анортоклазов с течением времени увеличивается, или β -анортоклазы представляют собой полиморфные фазы ортоклаза, которые, частью изменяясь в метамиктоклаз и агироклаз, частью изменяя положение плоскости $Np Nm$ по отношению (010), приобретают характер анортоклазов.

Очень возможны также α -анортоклазы, у которых плоскость $Np Ng$ будет располагаться почти параллельно плоскости (010) и составлять характерные для анортоклазов малые косые углы. Подобные α -анортоклазы должны представлять собой продукты изменения α -санидина и сами превращаться в β -анортоклаз.

Итак, систематическое рассмотрение положения микроклинов среди щелочных полевых шпатов позволило сделать ряд выводов и прийти к заключению, что при кристаллизации в магматических условиях в зависимости от относительной скорости остывания и термодинамической обстановки будет встречаться одна из вышеуказанных полиморфных модификаций полевых шпатов, а микроклин, как промежуточное образование в ряду полиморфных превращений, встречается в породах часто совместно с остаточными и конечными фазами превращений.

Положение метамиктоклаза (микроклина) в ряду щелочных полевых шпатов можно иллюстрировать следующей схемой.

18. Болдырев А. К.—О морфологии, генезисе и классификации пертитов и других полевошпатовых сростаний. Труды ЦНИ Геол.-разв. ин-та, вып. 2, 1934.
19. Брэгг В. Л.—Структура силикатов. М., 1934.
20. Варданянц Л. А.—Об анортоклазах в гранитах Малки и Мушта. Зап. В. минер. общ., ч. 67, вып. 1, 1938.
21. Варданянц Л. А.—Оптико-минералогическая характеристика анортоклазов неинтрузий Большого Кавказа. Зап. В. минер. общ., ч. 64, № 3, 1937.
22. Варданянц Л. А.—Неинтрузии, их оруденение и связь с тектоникой в Главном Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геолог. № 2, 1939.
23. Варданянц Л. А.—Проблема оптической двуосности одноосных минералов Зап. В. минер. общ., ч. 70, 1941.
24. Вернадский В. И.—О приложении учения о фазах в кристаллографии. Моск. общ. испыт. природы, 1904.
25. Вернадский В. И.—К физической теории кристаллических двойников. Изв. АН, VI сер., т. 1, 1907.
26. Вернадский В. И.—О цезии в полевых шпатах. Изв. Рос. АН, сер. 6, 1909, 1910, 1911.
27. Вернадский В. И.—О рубидиевых и цезиевых полевых шпатах. Изв. Рос. АН № 3, 1911.
28. Vernadsky W. I.—Sur le microclin à rubidium. Bull. Soc. Franç. Miner. T. 36, 1913.
29. Вернадский В. И. и Курбатов С. М.—Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги, 1937.
30. Воробьева О. А.—Группа полевых шпатов. Минералы Хибинских и Лавозерских тундр, 1937.
31. Гольдшмидт В. М.—О переходе кристаллических минералов в метамиктное состояние (изотропизация). Основные идеи геохимии, вып. I, 1933.
32. Григорьев П. К.—Материалы по пегматитам Сев. Карелии. Труды ЦНИ Геол.-разв. ин-та, вып. 37, 1935.
33. Грот П.—Введение в химическую кристаллографию, 1912.
34. Гудкова Н. И.—К минералогии горы Юкспор. Труды СОПС, сер. Кольская, 8, 1934.
35. Елисеев—Петрография Рудного Алтая и Калбы. Петрография СССР, сер. I. Регион. петр., вып. 6, 1938.
36. Ефремов Г. М.—О природе кали-натрового полевого шпата в палеозойских интрузиях Сев. Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 3, 1939.
37. Заварицкий А. Н.—Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород, 1926.
38. Заварицкий А. Н.—Петрография Бердяшского плутона, 1937.
39. Земятченский П. А.—О кристаллах ортоклаза и микроклина в буром железняке и гидраргиллите из окрестностей г. Липецка. Труды СПб общ. естеств., т. 34, вып. I, протокол № 7, 1903.
40. Земятченский П. А.—Фельдшпатизация известняков. Изв. Рос. АН, 1901.
41. Kokscharow N.—Materialen zur Mineralogie Russlands. 5. Bd. 1866.
42. Kokscharow N.—Gelbbleierze.—Materialen zur Mineralogie Russlands. 8 Bd. 1878.
43. Kokscharow N.—Materialen zur Mineralogie Russlands, 9 Bd. 1884.
44. Кокер Э. и Файлон—Оптический метод исследования напряжений, 1936.
45. Коржинский Д. С.—Пересечение Станового хребта Амуро-Якутской магистралей и его геологические комплексы. Труды ЦНИГРИ, вып. 41, 1935.
46. Кузнецов В. Д.—Физика твердого тела, т. 1, 1937.
47. Кузнецов Ю. А.—Петрология докембрия Южно-Енисейского края. Матер. по геол. Зап. Сибири № 15 (57), 1941.
48. Кузьмин А. М.—О гексагональном золоте. Изв. Томск. индустр. ин-та, т. 58, в. III, 1937.
49. Куплетский Б. М.—Петрография Кольского полуострова. Петрография СССР, сер. I, вып. 1, 1932.
50. Куплетский Б. М.—Материалы к изучению Хибинских полевых шпатов. Зап. Р. минер. общ., 1931.
51. Лебедев П. И.—Габбро-анортозито-чарнокитовый комплекс Волыни. Петрография Украины. Петрография СССР, сер. I, вып. 3, 1934.
52. Лизс И. К.—Структурная геология, 1935.
53. Лодочников В. Н.—Микроскопические наблюдения полевых шпатов и выводы из них в породах Кальджирской волости Зайсанского уезда, Семипалатинской обл. Зап. Р. минерал. общ., часть 52, 1924.
54. Лодочников В. Н.—Кавказит не санидиновый, а анортоклазовый гранит. Труды Ленингр. общ. естеств. 57, вып. 1, 1927.
55. Лодочников В. Н.—Главнейшие породообразующие минералы, 1938.
56. Лучицкий В. И.—Материалы по петрографии юга России, ч. I. Раппакиви Киевской губ. и породы, его сопровождающие. Изв. Варш. политехн. ин-та, 1911.
57. Лучицкий В. И.—Петрография т. I, ч. 2. Породообразующие минералы, 1938.

58. Махлаев В. Г.—Полевые шпаты Хибин в связи с составом материнских пород. Ученые записки Ленин. гос. педагог. ин-та, т. 54, 1947.
59. Мильчевская-Рутковская В. Л.—Опыты определения рубидия и цезия в микроклинах. Докл. АН СССР, сер. А. № 10, 1931.
60. Молодзеевский А. Б.—Молекулярная физика, 1941.
61. Москвин А. В.—Микроклин с реки Джурьсай. Труды Петрогр. ин-та, вып. 3, 1933.
62. Мюгге О.—О кристаллах, ставших изотропными. Изд. переводов. Центр. геол. библ.
63. Оллинг Г. А.—Петрология, 1941.
64. Падурова О. Г.—Кристаллы вульфенита из Алмалыка. Зап. Р. минер. общ., ч. 58, вып. I, 1924.
65. Половинкина Ю. И.—К петрологии средней части Ингуло-Ингулецкого водораздела, 1936.
66. Попов Б.—О южно-русском раппакиви. Труды СПб общ. ест., т. 31, вып. 5, 1903.
67. Попов Б. А.—О закономерном сращении альбита с микроклином из авгитового гранита с подножия горы Чигве-Уайв (Лапландия). Проток. СПб общ. естеств., № 3, 1901.
68. Преображенский И. А. Автигенные полевые шпаты в песчаниках Тимана. Труды Геол. ин-та. АН СССР, 1939.
69. Преображенский И. А.—Об автигенных минералах и минералообразовании. Труды Ин-та геолог. наук, вып. 40, Петрограф. серия (13), 1941.
70. Розенцвит А. О.—О некоторых свойствах метамиктного циркона из Тагашетского месторождения. Зап. В. минер. общ., ч. 66, № 4, 1937.
71. Рожков Б. Н. и Моор Г. Г.—Гравиты Анабарского докембрия. Изв. АН СССР, сер. геол. № 5, 1936.
72. Смирнов С. С.—Группа полевых шпатов. Курс минералогии. Изд. под редакц. А. К. Болдырева, 1936.
73. Соловьев С. П.—Щелочные полевые шпаты древних и молодых интрузий Кабардино-Балкарии и некоторые вопросы, с ними связанные. Зап. минер. общ., ч. 70, № 2—3, 1940.
74. Солодовникова Л. Л.—Полевые шпаты Хибинских тундр. Труды Ленингр. общ. естеств., 66, 1937.
75. Солодовникова Л. Л.—Материалы к изучению полевых шпатов пегматитовых жил Северной Карелии. Труды Ломоносов. ин-та. Акад. Наук, вып. 5, 1935.
76. Солодовникова Л. Л.—Полевые шпаты Вишневогорского месторождения на Урале. Зап. Ленингр. гос. унив., вып. I, 1940.
77. Солодовникова Л. Л.—Полевые шпаты Миасских пегматитов Ильменских гор. Вопросы минер., геохим. и петрогр., 1946.
78. Спенсер Э.—Кали-натровые полевые шпаты II. Некоторые приложения к петрогенезису. Изд. переводов. Центр. геол. библ., 1940.
79. Толмачев Ю. М. и Филиппов А. Н.—О нахождении Rb, Cs, Li в базальтах, гранитах, полевых шпатах и глинистых сланцах. „Акад. В. И. Вернадскому“, I, 1936.
80. Толмачев Ю. М. и Филиппов А. Н.—Доклады АН СССР, сер. А, № 5, 1915.
81. Твенхофел У. Х.—Учение об образовании осадков, 1936.
82. Усов М. А.—Пограничная Джунгария, т. II, вып. I. Описание горных пород. Томск, 1911.
83. Усов М. А.—Федоровский или универсально-оптический метод исследования породообразующих минералов, в особенности полевых шпатов. Томск, 1910.
84. Усов М. А.—Фации и фазы интрузивов, I изд. Изв. Зап.-Сибир. отд. Геол. ком., том IV, вып. 3, 1925, II изд., 1932.
85. Усов М. А.—Фации и фазы эффузивов, I изд. Изв. Томск. технолог. ин-та, т. 46, 1926, II изд., 1929.
86. Ферсман А. Е.—Пегматиты I, 1 изд., 1930, 3 изд. 1940.
- 86а. Ферсман А. Е.—Геохимия, т. I, 1934.
87. Федоров Е. С.—Следы проявления триклинной сингонии в ортоклазах. Зап. Горн. ин-та. СПб, т. I, 1908.
88. Федоров Е. С.—Курс кристаллографии, 1901.
89. Флинт Е. Е.—Вульфенит из Кас Кай-Гыра, Каркаралинского уезда, Семипалатинской обл. Сборн. работ Минерал. ин-та, Москв. универ., 1917.
90. Хвольсон О. Д.—Курс физики, т. II, 1915.
91. Хитаров Н. И.—О состоянии остаточного магматического раствора. Советская геология, т. IX, № 8, 1938.
92. Чирвинский П. Н.—Количественный минералогический и химический состав гранитов и грейзенов, 1911.
93. Шибольд—Об изоморфии полевых шпатов. Прилож. к „Брэгг В. Л. Структура силикатов“, 1934.
94. Шибольд Е.—Структура силикатов. Основные идеи геохимии, вып. III, 1937.
95. Эггерт Д.—Учебник физической химии, 1931.

- 96 Эйтель В.—Физическая химия силикатов, 1936.
97. Ailing H. L.—The Mineralography of the Feldspars. Journ. of Geol. Vol. XXIX, 1921
98. Baier E.—Lamellenbaue und Entmischung der Eeldspät. Zeitschr. f. Kristall. Bb. 73, 1930.
99. Bander H.—Beitrag zur Kenntniss der Gesteine und Mineralogierstätten des Binnentals. —Schweiz. Miner. u. Petrogr. Mitt. Bd. XIV, 1934.
100. Barth T.—Über den monoklinen Natronfeldspat.—Zeitschr. f. Kristall. Bd. 68, 1929.
101. Barth T.F.W.—Polymorphie Phenomen und Crystall Structure. Amer. Journ. Sci (5), V. 27, 1934.
102. Brauns R.—Die optischen Anomalien der Kristalle, 1891.
103. Breithaupt A.—Handbuch der Mineralogie. Bd. III, 1847.
104. Becke F.—Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer I. Denkschr. d. Kaiser. Akad. Wissensch. Math.—Natur. Kl. LXXV. Bd. 1913.
105. Bögild O. B.—Über die Kristallform des Microklins, Zeitschr. f. Krystall. Bd. 48, 1910
106. Cayeaux L.—Existence de nembereaux cristaux de feldspath orthose la craie du bassin de Paris. Preuves de leur genese in situ. Compt. Rend. Acad. Sci Paris. Vol. 120, 1895.
107. Des Cloizeaux A.—Memoire sur l'existence les propriétés cristallographique et la composition chimique du microcline, nouvelle espèce de feldspath triclinique à base de potasse, suivi de remarques sur l'examen microscopique de l'orthose et de divers feldspaths triclinique.—Annales de Chemie et de Phys. 5 ser. XIX, 1876. О том же в Comp. rendus hebdomad des séances de L'Academie de Science. Paris T. LXXXII, 1876.
108. Des Cloizeaux A.—Manuel de mineralogie T. I. 1862, T. 2. 1874—1893.
109. Dittler E. U.—Kohler A.—Zur Frage der Entmischbarkeit der Kali Natronfeldspäte und über das Verhalten des Microklins bei hohen Temperature. Tchern. Miner. u. Petrogr. Min. B. 81 Bd. 1925.
110. Förstner—Ueber Natronorthoklas vom Pantllaria.—Zeitschr. f. Krystall. Bd. I, 1877.
- 111 Förstner J.—Ueber Künstliche physikalische Veränderungen der Feldspäthe von Pantellaria. Zeitsch. f Krystall. u. Miner. 9. Bd. 1885.
- 112 Fouque M.—Contribution a l'étude des feldspath des roches volcanique. Buil. de la Societe France de Miner, V. 17, 1894.
113. Groth P.—Tabellarische Übersicht der Mineralien. 1898.
114. Groth P.—Chemische Krystallographie. 2 Teile. 1908.
115. Groth. P.—Elemente der physikalischen und chemischen Krystallographie. 1921.
116. Hintze C.—Handbuch der Mineralogie. Bd. II. 1904.
- 117 Kalb G.—Die Kristalltracht des Kalifeldspate. Centrbl. f Mineral. 1924.
118. Lacroix A.—Groupe des feldspaths. Mineralogie de la France et de ses Colonies T. 2, 1896—1897.
119. Machatschki—Zur Frage der Struktur und Konstitution der Feldspäte. Zentrallbl Miner. Abt. A. 1928.
120. Mäkinen E.—Ueber die Alkalifeldspäthe. Geol. Fören. Förhandl. Bd. 39, II₂, 1917.
121. Mäkinen E.—Die Granitpegmatite von Tammela in Finland und ihre Minerale. Bull. de la Commiss. Geologique de Finlande. № 35, 1913.
122. Mallard E.—Explication des phenomenes optiques anormaux que presenten un grand nombre de substances cristallines. Ann. Min. 7 Ser. X. 1876.
123. Michel—Levy A.—Identité probable du microcline et de l'orthose. Bull Soc. Franc. de Miner. 2. 1879.
124. Michel—Levy A. et Lacroix A.—Mineralogie des roches. 1888.
125. Miers H. A. and Jsac F.—On the spontaneous cristallisation of monochloracetic acid and its mixtures with naphthalina. Phil. Trans. of the Royal. Soc. 269.
126. Niggli P.—Lehrbuch der Mineralogie. II. Spezielle Mineralogie 1926.
127. Rosenbuch H.—Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. Bd. I, Zweite Hälfte. Spezial Teile. 1927.
128. Reinhard M. u. Böcklin R.—Über die gitterartig Verzwillingung beim Microklin. Schweiz. Mineral. u. Petrograph. Mitt. Bd. XVI. 1936.
129. Sauer A. u Ussing N. W.—Ueber einfachen Mikroklin aus dem Pegmatit von Gasern unterhalb Meissen. Zeitschr. f. Krystall. 18, 1891.
130. Tschermack G.—Lehrbuch der Mineralogie. 1897.
131. Vogt. J. H. L.—The physical chemistry of the magmatic differentiation of igneous rocks. I. Videnskapselskapets Skrifter I. Math.—naturv. Kl. No 15. 1924.
132. Wang H. S.—Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Zone von Bellinzona.—Schweiz. Miner. u. Petrog. Mitt. Bd. XIX Hf. I. 1939.
133. Wang S. W.—A Study on the Orthoclase Crystals and Twins of Chiao Cheng, Shansi. Bull of the Geol. Society of China V. XII, № 4, 1933.
134. Wink F. J.—Mineralogische Mitteilungen. I. Kalinatron mikroklas vom St. Gottard.—Zeitschr. f. Kristall, 8. Bd. 1884.
135. Winchell A. N.—Studies in the Feldspar group. Journ. of. Geol XXXIII, 1925.
136. Winchell N. H. and Winchell A. N.—Elements of optical Mineralogy. Part II Description of Minerals. 1927.