

Ф а з ы э ф ф у з и в о в.

1. Вступление.

Эффузивные породы нередко входят в состав осадочных формаций. Поэтому геологический возраст эффузивов часто устанавливается с большою точностью. И вот, давно уже было подмечено, что древние эффузивы по многим признакам отличаются от новейших образований, по каковой причине эти две категории излившихся пород получили и различные названия. Но за последнее время проявляется тенденция, особенно среди американских и английских петрографов, соединить эффузивные породы различного возраста в одну группу — на том основании, что состав лав в известные нам геологические периоды не изменялся и что все отличие древних эффузивов от позднейших пород заключается лишь в некотором их разложении, совершенно естественном для образований, которые с течением времени подвергаются воздействию различных агентов. Последнее положение можно, конечно, применить и к интрузивным породам, среди которых позволительно искать древние и молодые разновидности, отличающиеся по степени сохранения; однако, такие различия до сих пор почти не выделялись, ибо нам известны вообще лишь более или менее древние интрузивы, которые освобождаются от покрывки континента и выводятся на дневную поверхность в течение сравнительно большого промежутка времени.

Таким образом, при наметившемся отношении к старому разделению эффузивов на возрастные группы можно ожидать, что скоро исчезнет дуалистическое их наименование. Но если возрастной критерий теряет свое значение, то имеются другие основания для сохранения двойной номенклатуры эффузивов, гомологичные группы которых, действительно, настолько отличаются друг от друга, по крайней мере, по внешнему виду, что давать им одинаковое название не представляется возможным. В дальнейшем и делается попытка показать, что эффузивные породы по самому происхождению своему представляют метастабильные образования, которые с течением времени и под влиянием различных других факторов приспособляются к новым условиям путём изменения фаз своих компонентов и в таком измененном виде представляют формы, заслуживающие особое название.

2. История вопроса.

Чтобы подойти ближе к предложенной теме и выявить ее значение, необходимо прежде всего обратиться к истории вопроса, которую можно изложить в довольно кратком виде.

Вернер, заложивший основание петрографии, разделил все горные породы по геологическому возрасту, исходя из того положения, что каждой эпохе свойственны свои особые образования. Это положение, выведенное из данных исследования средней части Германии, где геологические формации, действительно, являются резко обособленными, всецело разделяется петрографами первой половины XIX столетия, получившими подготовку преимущественно в немецких высших школах. Такое направление было совершенно естественно в то время исключительно макроскопического определения горных пород — метода, как это известно каждому полевому геологу, являющегося совершенно незаме-

нимым для установления общего характера тех изменений, которым подвергаются породы и которые частью представляют функцию времени. Это направление нашло свое выражение и в первом руководстве по петрографии, которое было предложено в 1848 году *Науманом*, отделившим даже современные лавы от третичных и постплиоценовых эффузивов (1, 644).

Но по мере ближайшего ознакомления с минералогическим составом и структурой изверженных пород стали раздаваться голоса против слишком дробного разделения данных пород по возрасту. В этом отношении необходимо отметить *Циркеля*, который еще до надлежащего применения микроскопического метода пришел к убеждению, что можно лишь противопоставлять молодые эффузивы вообще древним изверженным породам, как успевшим подвергнуться тому или другому изменению (2, 446). Примерно к этому же времени относится весьма оригинальное предложение известного геолога—путешественника *Рихтгофена* связать различный возраст изверженных пород с условиями их залегания (3). Это предложение с небольшими поправками было поддержано *Рихтгофеном* даже в начале текущего столетия и выражается в следующем. Породы гранитовой структуры имеют древний возраст, ибо они выходят на дневную поверхность через большой промежуток времени после своего образования; с мезозойскими формациями связываются порфиновые породы, которые образовались на сравнительно небольшой глубине; наконец, трахитово-базальтовые породы, являющиеся типичными эффузивами, сохранились лишь в верхних горизонтах новейших формаций и потому имеют молодой возраст (23, 529).

Конечно, такое понимание причины различного внешнего проявления изверженных пород не могло быть разделено петрографами, которые давно уже полагали, что эффузивы могут быть встречены во всех геологических системах. Мало того, уже в 70-ых годах прошлого столетия стали настойчиво повторять о том, что состав эффузивов во все геологические периоды не подвергался заметным изменениям и что нет необходимости применять родовые названия для эффузивных пород одинакового состава, но различной древности. Так, *Фогельман* очень красноречиво описывает затруднения студента, которому предлагается отличить, например, кварцевый порфир от риолита (4, 516), и полагает, что если эффузив с течением времени несколько меняет свои свойства, то это нужно отмечать лишь в видовом названии породы (4, 521). Особенно настаивали на монистическом обозначении эффузивов английские петрографы, например *Ольпорт*, по исследованиям которого эффузивы карбона Англии по существу ничем не отличаются от третичных и постплиоценовых траппов (6, 566).

Под влиянием этой пропаганды даже *Циркель*, введший в классификации изверженных пород разделение эффузивов на древние и новые образования, начинает склоняться к мысли о необходимости обозначения одинакового состава эффузивов одним названием (5, 292). Однако, внешнее различие между древними и новыми эффузивами вообще настолько значительно, что большинство немецких петрографов, всегда стремящихся расчлениать понятия, осталось при прежнем мнении по данному вопросу. Так, *Розенбуш* в своем известном труде по описанию изверженных пород признает, что старое разделение эффузивов по возрасту является вполне отвечающим действительному их отношению (7, 4), и в отдельной статье объясняет отсутствие разделения интрузивных пород по возрасту тем, что на современную дневную поверхность выходят лишь древние представители этой группы пород (8, 16). Впрочем, основная причина различного вида древних и молодых эффузивов все-таки остается неясной как у *Розенбуша*, так и у *Рота*, издавшего вскоре курс общей и химической геологии (10, 42). Конечно, не приходится принимать во внимание восстановленной в это время *Френцелем* Вернеровской идеи о том, что с течением времени изменяются свойства земли и в связи с этим изменяется состав изверженных пород (9, 63).

Таким образом в 80-ых годах немецкие, а за ними и другие петрографы упорно продолжают держаться за дуалистическое понимание эффузивов, оправдывая их разделение по возрасту—правда—несколько неопределенным различием внешнего вида. Мало того, *Лоссен*, исходя из чисто стратиграфических отношений формаций Германии, а также из внешнего облика связанных с этими формациями эффузивов (11), делит последние породы, названные им в противоположность глубинным образованиям риодакитами, на три ряда: палеопорфиристо-диабазовый, мезопорфиристо-мелафировый и неотрахито-базальтовый (12, 925), с каковым разделением, как будет показано далее, можно согласиться, но только по совершенно другим основаниям.

В общем к концу XIX столетия все минералогические классификации изверженных пород предусматривают разделение эффузивов на палеотипную и неотипную группы. Так, *Мишель Леви* безоговорочно проводит такую классификацию (13), *Рот* еще более укрепляется в необходимости принимать во внимание геологический возраст при обозначении всяких пород (14, 2), и *Циркель* после некоторого отмеченного выше колебания теперь твердо стоит за это разделение, указывая, что древние эффузивы имели больше шансов подвергнуться различным изменениям и потому действительно отличаются от новейших пород, заслуживая особое название (16, 840).

Но с началом текущего столетия начинается новая ревизия данного вопроса—особенно в Англии и Америке, где целый ряд авторов дают эффузивам лишь одно название, свойственное—именно—неотипной группе. Так, *Кросс* в своем обзоре развития петрографической систематики в XIX столетии говорит, что если бы не *Циркель*, то уж давно не осталось бы такого пережитка старины, как разделение эффузивов по времени (24, 367). Затем, не менее известный петрограф *Харкер* отмечает с сожалением, что это разделение, являющееся пережитком теорий *Вернера*, сохраняется еще во многих руководствах (35, 361). Такого же мнения держится и *Иддингс* (36, 342), который—впрочем—не нашел удобным отказаться от прежней системы в своем руководстве по изверженным породам.

Критика прежнего разделения эффузивов по возрасту находит соответствующий отклик и у немецких петрографов. Даже *Розенбуш* сознается, что нет оснований для такого разделения, но решает пока оставить свою классификацию в прежнем виде (32, 724), чем на долгое время задерживает эволюцию вопроса, ибо его руководством, действительно исчерпывающим, все петрографы пользуются, как необходимой настольной книгой. Далее, *Вейншеник* еще более определенно заявляет, что нет ничего ошибочнее, как разделять изверженные породы по возрасту, ибо во все геологические периоды изливались одинаковые магмы (25, 27); вместе с тем он полагает, что эффузивы с течением времени подвергаются некоторому патологическому изменению, и на основании этого удерживает старую дуалистическую систему, придавая ей лишь другое значение (26, 19) и—таким образом—приближаясь к такому решению вопроса, которое предлагается в настоящем очерке. Отметим еще, что не менее известный петрограф *Гейтшиш*, сохраняя старую систему, все же считает это лишь делом привычки (48, 53). Равным образом *Миллс* в своей сводке по систематике изверженных пород, отразившей все направления петрографической мысли к 1913 году, полагает, что различие между древними и молодыми эффузивами заключается лишь в степени их сохранности и что—следовательно—двойное обозначение этих пород должно быть удалено из их классификации (51, 201).

За последние годы, если судить по доступной литературе, не появилось каких-нибудь новых идей по интересующему нас вопросу. Петрографы при обработке своих материалов пользуются преимущественно справочниками *Циркеля* и *Розенбуша* и определяют эффузивы по шаблону, принимая во внимание геологический их возраст и, как многие выражаются, свежесть (66, 3)

и степень сохранности (17, 214) этих пород. Возможно, конечно, что в некоторых работах по региональной геологии вопрос о действительном отношении древних и молодых эффузивов подвергался мимоходом тому или другому анализу, но в распространенные руководства по петрографии такие идеи еще не вопли, и современное состояние общих представлений о данном предмете может быть сформулировано следующим образом.

Интрузивные породы, выходящие на дневную поверхность, в подавляющем большинстве случаев имеют относительно древний возраст и являются достаточно измененными, так что разделение этих пород по возрасту или по степени сохранности не представляется необходимым. Другое дело—эффузивные породы. Они чрезвычайно легко изменяют свой внешний вид и отчасти минералогический состав, сохраняя первичные свойства лавовых образований в течение довольно короткого промежутка времени, примерно лишь с третичного периода. Поэтому эффузивы можно разделить по степени сохранности на древние (до третичные) и молодые (третичные и постплиоценовые), но заслуживают ли эти группы особых названий—является сомнительным. Кроме того, под влиянием внутренних геологических процессов эффузивы испытывают особое резкое изменение, позволяющее выделить такие образования в третью группу, не достаточно еще охарактеризованную и установленную.

3. Постановка вопроса.

Отмеченная в историческом очерке неопределенность решения вопроса о значении установленного непосредственными наблюдениями изменения внешнего вида эффузивов с течением времени—является естественным следствием того, что до сих пор даже не выделены и не поставлены два основных момента, контролируемых рассматриваемые явления:

- 1) в чем заключается сущность изменения эффузивов с течением времени и
- 2) каковы факторы этих изменений.

Чтобы осветить эти моменты, нужно вспомнить, что всякая излившаяся порода через некоторое время изменяется, в каком-бы стратиграфическом положении она ни находилась. Это значит, что основная причина изменения эффузивов заключается в природе самих пород, которые при самом образовании своем получают неустойчивые свойства. И действительно, давно установлено, что изверженные породы представляют агрегаты твердых фаз, обычно не находящиеся в состоянии равновесия, ибо каждая последующая по выделению твердая фаза приходила в равновесие лишь с остаточной жидкой фазой (52,3). Что же касается эффузивов, то в них и самые фазы являются обыкновенно, метастабильными, как испытавшие сильное переохлаждение и закалку. Это положение относится не только к фенокристам, почти всегда закаленным, но и к основной массе излившихся пород, представляющей чаще стекло или тонкозернистое отличающееся немалым натяжением образование.

Следовательно, сущность изменений, которым неизбежно подвергаются эффузивы, должна выражаться в превращении метастабильных фаз переохлаждения и закалки, с образованием вполне устойчивых компонентов.

Обращаясь теперь к факторам превращения эффузивов, мы должны обратить внимание прежде всего на время, значение которого проявляется в двух направлениях. Во-первых, время играет большую роль при всех геологических процессах, как вызываемых малыми силами и протекающих крайне медленно. Поэтому, какими бы внешними факторами ни определялось изменение эффузивов—этих неустойчивых образований, интенсивность его должна быть при прочих равных условиях прямо пропорциональна времени. Но взаимодействие и превращение твердых фаз могут происходить и вне зависимости от внешних причин, а именно вследствие диффузии, всегда проявляющейся там, где имеет место разность давления пара, и доказанной целым рядом

опытов (31,23). Так как диффузия твердых тел совершается при не особенно высоких температурах очень медленно и без некоторого внешнего толчка с трудом начинается, то совершенно ясно, что излившаяся порода окажется тем более уравновешенной, чем дольше она существовала.

Таким образом, эффузивы сами по себе могут в конце концов прийти в состояние равновесия. Однако, этот внутренний процесс всегда ускоряется внешними факторами, отвечающими той естественной геологической обстановке, в которую попадают излившиеся породы. Действительно, эффузив может сохраниться от денудации лишь в том случае, когда он перекрывается какими-нибудь породами и—следовательно—попадает на некоторую глубину, где и подвергается воздействию повышенных температуры и давления. Нет необходимости останавливаться на значении изменения температуры в физико-химических процессах: всем известно, что повышение температуры ускоряет движение частиц вещества и—таким образом—интенсифицирует диффузию и обычные химические реакции, особенно происходящие в гетерогенной системе. Что касается давления, то его роль в рассматриваемых явлениях должна быть признана сравнительно скромною, поскольку речь идет о статическом давлении, имеющем место на сравнительно небольшой глубине. Но если эффузив подвергается динамическому давлению, связанному с горообразовательными движениями, то данный фактор может оказать большое влияние на изменение породы, действуя подобно толчку, вызывающему движение частиц к устойчивому равновесию, и способствуя образованию хотя-бы субмикроскопических трещин, по которым будут циркулировать жидкие или газообразные растворы, а также контролируя самый характер новообразований.

Нужно сказать, что при изучении естественного превращения эффузивов в устойчивые образования нельзя не считаться с жидкими и газообразными растворами, которые признаются обыкновенно агентами настоящего метаморфизма. Дело в том, что каждая изверженная порода содержит некоторое количество жидких и газообразных веществ, то заполняющих мельчайшие полости и поры, то окклюдированных во всей массе породы (33,35). Нет сомнения, что при движении молекул компонентов эффузивов окклюдированные вещества также перемещаются, ускоряя естественное превращение породы, и вместе с тем могут привести к новообразованиям в результате обменных реакций. Конечно, эти новообразования должны быть сравнительно очень мелкими, поскольку порода не подверглась горообразовательному давлению, способствующему возникновению трещин, по которым передвижение растворов происходит более свободно, а также достаточно сильному нагреванию, вообще интенсифицирующему реакции.

Итак, находящиеся после своего образования в состоянии неустойчивого равновесия эффузивы подвергаются постепенному превращению в устойчивую фазу, причем этот процесс протекает медленно не без содействия повышенных температуры и давления, а также связанных с самою породою жидких и газообразных веществ, приводящих к появлению новообразований. В общем это изменение эффузивов можно параллелизовать с диагенезисом осадков, который происходит под влиянием тех же факторов и обуславливает образование нормальных осадочных пород. Поэтому и рассматриваемый процесс превращения эффузивной породы в агрегат устойчивых фаз позволительно назвать диагенетическим. Проводя такую аналогию дальше, легко прийти к заключению, что, поскольку существуют различные названия для осадков и закрепленных диагенезисом осадочных пород, с еще большим основанием можно давать особые названия первичным и диагенетизированным эффузивам, которые отличаются различным состоянием своих компонентов; например, названия липарит и кварцевый порфир имеют такое же право на существование, как глина и аргиллит или песок и песчаник. Конечно, провести совершенно резкую границу между гомологичными эффузивами так же трудно, как—

например—между глинами и аргиллитами: всегда могут быть встречены породы, у которых лишь отдельные участки успели испытать диагенетическое превращение. Но существование переходных образований не исключает возможности и необходимости проведения основанной на принятых признаках классификации; вместе с тем такие переходные члены имеют особенный интерес и особое историческое значение.

Диагенезис является процессом метаморфического характера, хотя его не считают относящимся к метаморфизму в тесном смысле этого понятия, ибо он представляет необходимый этап нормального литогенезиса. Но если исходить из практики осадочных пород, особенно тонкозернистых, то можно выдвинуть еще один тип превращений, который свойственен породам, подвергавшимся сильному тангенциальному давлению, и который также обыкновенно не признается за вид нормального метаморфизма. Таково образование глинистых сланцев, которые получаются часто непосредственно на счет глин, испытывающих своего рода диагенезис с проявлением сланцеватости и с возникновением особых тончайших минеральных продуктов, отличных от новообразований простого диагенезиса. Конечно, глинистые сланцы близки филлитам верхней зоны регионального метаморфизма (27,57), так что провести между ними резкую границу очень трудно, если вообще возможно, но геологическое обособление сравниваемых формаций не встречает особенных затруднений, и—кроме того—едва ли вообще существуют определенные границы между геологическими и петрографическими группами, разделять которые приходится часто не с качественной, а с количественной стороны.

Принявши во внимание такую аналогию, можно выделить особую фазу превращения первичных неустойчивых эффузивов в присутствии резкого тангенциального давления, которое выдвигает на первый план работу находящихся в самой изверженной породе газообразных и жидких веществ, способствуя усилению этой работы образованием массы трещин различного рода и давая ей особое направление. Во всяком случае всем хорошо известно, как резко отличаются, по крайней мере, по внешнему виду эффузивы эпиконтинентальных формаций, находившихся лишь под статическим давлением или испытавших отраженную складчатость, от излившихся пород, вошедших в состав геосинклинальных толщ и подвергшихся непосредственному тангенциальному давлению: достаточно сказать, что эпиконтинентальные эффузивы обладают преобладающе бурой окраской, тогда как геосинклинальные эффузивы характеризуются обычно зеленым цветом. К сожалению, этот вид изменения эффузивов не отмечается определенным названием, если не считать предложения Лоссена выделять палеозойские эффузивы, которые в Средней Германии обычно имеют геосинклинальный характер, в кератофирово-диабазовую группу (12,924). Если исходить из осадочных пород, то можно было бы называть геосинклинальные эффузивы соответствующими сланцами, но это будет не совсем правильно, ибо обычно такие породы удерживают массивный вид. Поэтому следует пока остановиться на определении рассматриваемого процесса, как зеленокаменного изменения, по терминологии макроскопистов, верно подметивших внешний признак таких пород.

Итак, неустойчивые по самому происхождению своему эффузивы превращаются в двоякого рода устойчивые фазы в зависимости от обстановки, в которую они попадают после своего образования: эффузивы эпиконтинентальных формаций испытывают простой диагенезис, а геосинклинальные эффузивы подвергаются зеленокаменному изменению. Остальные виды изменения пород, связанные с более или менее полной их перекристаллизацией, должны быть отнесены к настоящему метаморфизму, или коренному преобразованию минеральных агрегатов, и не будут здесь рассматриваться.

Наметивши—таким образом—сущность и основные факторы естественных изменений эффузивов, перейдем теперь к более детальной характеристике

этих превращений, не останавливаясь на отдельном описании первичной фазы эффузивов, как исходной и достаточно хорошо известной.

4. Диагенезис эффузивов.

Чтобы выявить природу диагенезиса эффузивов, происходящего в нормальных условиях залегания эпиконтинентальных образований, необходимо изучить естественное перерождение первичных фаз отдельных их компонентов.

Свободный кремнезем, согласно экспериментальным исследованиям (53), выделяется из расплавленной фазы в виде кристобалита, который при понижении температуры может превратиться в тридимит, а этот последний—в β -кварц, переходящий, наконец, в нормальный α -кварц. Но в интрузивных породах свободный кремнезем проявляется всегда в виде обычного кварца, в котором еще можно бывает иногда заметить следы прежней β -разности (37, 438). Объясняется это тем, что кислая магма, как богатая жидкими и газообразными компонентами, кристаллизуется при сравнительно низкой температуре, а при большом давлении, которому подвергается интрузивное тело, точка плавления отдельных минералов повышается. Поэтому при абиссальном и гипабиссальном застывании магмы свободный кремнезем выделяется из нее, начиная с β -кварца, который затем при медленном понижении температуры, свойственном интрузивным телам, превращается в нормальную разность.

Естественно, что свободный кремнезем эффузивных фенокритов, как интрателлурических образований, всегда проявляется в виде кварца. Но возможно, что у первичных эффузивов, выделения которых закалены в первой фазе, стойкой вблизи температуры кристаллизации, кварц фенокритов относится к β -разности, которая переходит в обычную форму лишь в результате диагенезиса. Для решения этого вопроса нужны особые большой точности—оптические исследования, ибо обе полиморфные разновидности кварца с трудом отличимы друг от друга. Во всяком случае характерно, что кварц липаритов кажется значительно более чистым и прозрачным, чем кварц порфиров.

Что касается свободного кремнезема, выкристаллизовывающегося в поверхностную стадию извержения лавы, то он может проявиться и, действительно, проявляется в более высоко-температурных модификациях, ибо при уменьшении давления до атмосферного температура плавления минеральных компонентов значительно понижается, как это великолепно доказывается постоянно наблюдаемым оплавлением фенокритов кварца эффузивов. Конечно, изучение минералогического состава основной массы кислых эффузивов чрезвычайно затруднительно, но уже рядом исследователей установлено в новейших излившихся породах присутствие и кристобалита и—особенно—тридимита, причем некоторые полагают, что большая часть свободного кремнезема основной массы молодых эффузивов представлена—именно—тридимитом (28, 124). Можно даже думать, что кварца в основной массе первичных эффузивов совсем нет, так как было бы странно одновременное образование кварца и тридимита. Но если обратиться к описаниям кварцевых порфиров и других диагенетизированных кислых эффузивов, то здесь мы не находим указаний на присутствие тридимита и кристобалита: повидимому, последние минералы, как метастабильные при низких температурах, успели измениться в устойчивый кварц, причем произошла не только молекулярная перегруппировка, но и изменение внешней формы агрегатов с уничтожением двойников прорастания и черепичной текстуры, свойственных тридимиту.

Переходя теперь к *калинатровым полевым шпатам*, нужно прежде всего отметить, что изучение этих вообще широко распространенных и важных породообразующих минералов является далеко несовершенным, несмотря на большое количество произведенных исследований. Это объясняется как сложностью строения данных минералов, так и трудностью искусственного их по-

лучения. Основываясь, например, на последней сводной работе американца *Оджинги* (70 и 76), можно так представить схему отношения различных представителей рассматриваемой группы полевых шпатов. Калиевый и натровый полевые шпаты при кристаллизации из расплавленных растворов дают изоморфные кристаллы с некоторою еще не совсем точно установленною предельною их смесимостью, причем калиевые шпаты с примесью натра выделяются в виде моноклиновых санилина и ортоклаза, а разности этих минералов с преобладающим натром дают триклинные анортоклазы. При пониженной температуре выделившиеся из магмы образования являются метастабильными и постепенно изменяются в двух направлениях: прежде всего происходит выпадение излишка находящегося в твердом растворе компонента с получением пертита или антипертита, а калиевый полевой шпат часто превращается в триклинный микроклин.

Остаиваясь на фазах санидин—микроклин, мы должны установить положение ортоклаза и адуляра, являющихся как-бы лишними в данной системе. И действительно, эти минералы не могут быть самостоятельными видами: ортоклаз по парагенезису и по частой его микропертитизации необходимо считать субмикроскопически двойниковым микроклином, что высказывалось целым рядом исследователей и к чему присоединился, хотя и не совсем решительно, *Розенбуш* (29, 322), а адуляр есть гидрогеновый ортоклаз, проявляющий микроклиновую решетку даже при небольшом механическом воздействии на минерал (76, pl. I, С-Д). Следовательно—первичной формой калиевого полевого шпата является санидин, часто содержащий большое количество натра.

Санидин и образует закаленные фенокристы молодых эффузивов; а также являясь полевой шпата, принимающие участие в сложении раскристаллизованной основной массы этих пород, за исключением, может быть, компонентов микро-пойкилитовых и сферолитовых ее участков, вообще трудно разрешимых вследствие незначительной величины зерен. Этот первичный минерал, входя в состав выделений, является вообще бесцветным и стекляннм, а микроскопически представляется совершенно однородным, образуя редкие простые двойники, так что часто походит на кварц; но в основной массе, застывающей быстро, санидин может быть скорее принят за альбит, составляя вытянутые по первой оси и полисинтетически-двойниковые лейстки. Интересно, что санидин, как и происходящие из него ортоклаз и микроклин, вообще не имеет зонарного строения и не может быть зонарным, ибо в температурно-концентрационной диаграмме калинатровых полевых шпатов обе линии, отделяющие жидкую и твердую фазы, проходят почти рядом на незначительном расстоянии друг от друга. Поэтому проводимые в разных руководствах и справочниках указания на зонарность калинатровых полевых шпатов основаны на недоразумениях; в частности, изображаемый *Розенбушем* пример сильно зонарного ортоклаза (29, табл. IX фиг. 6), несомненно, относится к разрезанному по двойниковой плоскости тонкопластинчатому олигоклазу.

Итак, санидин, как первичный калинатровый полевой шпат молодых эффузивов, с течением времени превращается в устойчивую при более низких температурах модификацию, каковой у диагенетизированных эффузивов является ортоклаз, как субмикроскопически двойниковый микроклин, причем в случае избытка натрового компонента последний отщепляется в виде микропертитовых вростков, всегда имеющих незначительные размеры. Такой характер перерожденного минерала объясняется следующими причинами. Постоянная связь резко выраженной микроклиновой решетки и широких микропертитовых и даже пертитовых полосок с такими интрузивными породами, которые охлаждались очень медленно или магма которых содержала большое количество жидких и газообразных компонентов, а также с кристаллическими сланцами (52, 98) заставляет думать, что для образования подобных грубопластинчатых форм необходим значительный внешний возбудитель и что при

спокойном и очень медленном процессе кристаллизации и перекристаллизации проявляется тенденция к более плотному строению минерала.

В связи с перегруппировкою молекул стоит помутнение калинатрового полевого шпата, теряющего однородность внутреннего строения. Кроме того полевой шпат не редко получает красноватую или желтую окраску, вызываемую чрезвычайно тонко распределенными окислами железа, которые констатированы почти всеми анализами этих минералов и, повидимому, приписываются к твердому раствору санидина и анортклаза; по крайней мере, *Андерсен* экспериментально доказал, что тонкие гематитовые листочки авантюриной, сообщающие этим полевым шпатам красную окраску, исчезают при нагревании до 1235° , возвращаясь в состав твердого раствора (59, 398); поглощение небольшого количества окислов железа доказано также для плагиоклазов (30, 93). Но кроме окислов железа при распадении санидина отщепляется и глинозем (50, 6), почему ортоклаз, имеющий тонкое строение, кажется под микроскопом несколько мутноватым, тогда как микроклиновые пластинки являются совершенно прозрачными, ибо у микролина это глинистое вещество, располагаясь между пластинками, не бросается в глаза. Впрочем, и побурение и глинистое помутнение диагенетизированного полевого шпата отнюдь не являются обязательными, ибо состав примесей твердого раствора полевого шпата может быть довольно разнообразным (19, 1406—1417). Нет сомнения, что аналогичное изменение может произойти и в результате действия атмосферных агентов. Что касается адуляра, то он, как гидрогеновый минерал, получил свое строение при самом образовании и потому является прозрачным.

Значительно менее ясен вопрос о состоянии калинатровых полевых шпатов, образующих изоморфный участок вблизи натрового компонента. Прежде всего нужно отметить, что такие минералы встречаются сравнительно редко, будучи обычно характерны для щелочных эффузивов, богатых натром, при каком-либо условии, согласно закону действия масс, кислый плагиоклаз растворяет в себе калиевый компонент, не позволяя ему индивидуализироваться в самостоятельный санидин. Так, вот, наблюдения показывают, что в новейших эффузивах первичный натровый полевой шпат с примесью калия, аналогичный сандину и обладающий прозрачностью и светлосерой окраской, относится к триклинной системе, обнаруживая тончайшую альбитовую штриховку, к которой иногда присоединяются и периклиновые двойники, что дает впечатление тончайшей микроклиновой решетки. Правда, иногда этот минерал, названный анортклазом, представляется однородным и моноклинным, почему даже предложено выделять моноклинный натронортклаз (34, 899), но с таким предложением нельзя согласиться, так как не редко «натронортклаз» и анортклаз, имея один и тот же химический состав, находятся в одной и той же породе (17, 400). Очевидно, «натронортклаз» находится в таком же отношении к анортклазу, как ортоклаз к микролину, имея субмикроскопически-двойниковое строение. Во всяком случае прав *Марк*, полагающий, что точка перехода натронортклазов в моноклинную фазу лежит выше температуры их плавления даже в гипабиссальных условиях образования фенокристов эффузивов (44, 102).

Теория субмикроскопически—или микроскопически-двойникового строения анортклазов, как кислых плагиоклазов с примесью калиевого компонента в твердом растворе, является наиболее естественною и великолепно объясняет странные свойства этих минералов. Действительно, обычно анортклазы содержат до 5 и более процентов анортита (19, 1425); следовательно, анортклазы обычно являются твердым раствором калиевого полевого шпата в олигоклазе, а не в чистом альбите. Но повседневный опыт изучения олигоклазов, например в гранитах, показывает, что олигоклазы обладают способностью, зависящею от почти симметричного расположения в них осей упругости, давать чрезвычайно тонкие полисинтетические двойники, несколько похожие на тончайшую заметную под микроскопом штриховку анортклазов. Эта способность

еще усиливается присутствием калия, алюмосиликаты которого вообще являются тонкопластинчатыми, например микроклин, лейцит и филлипсит. Весьма возможно, что и чистый альбит, выкристаллизовывающийся всегда в крупнопластинчатых двойниках, при растворении калиевого полевого шпата подчиняется этой склонности. Что же касается растворимости калиевого компонента в более основных, чем альбит-олигоклаз, плагиоклазах, то она сравнительно незначительна (40, 330); между прочим—в изверженных породах совместно с основным плагиоклазом встречается самостоятельный микроклин-ортоклаз. Вообще анортоклаз есть альбит-олигоклаз в твердом растворе с калиевым полевым шпатом.

Такой точке зрения на отношение анортоклаза к кислым плагиоклазам не противоречат кристаллографические и оптические свойства рассматриваемых полевых шпатов. Так, совершенно естественно, что при тонком двойниковом строении триклинный минерал миметизирует моноклинную симметрию—более или менее полно в зависимости от тонкости двойникового срастания; и у анортоклазов угол между (010), представляющей двойниковую плоскость этих минералов, и суммарным пинакоидом (001) почти равен 90° . Равным образом, вследствие сложения эллипсоидов упругости тонко срастающихся двойниковых индивидов, у анортоклазов кажущийся угол погасания на (001) близок 0° , а угол между оптическими осями получает значение около ($-$) 40° с колебаниями, зависящими, вероятно, и от состава минерала и от его строения. Одним словом, анортоклаз так относится к «натронортоклазу», как микроклин к ортоклазу, с той существенной разницей, что первые минералы имеют первичный характер, тогда как вторые представляют диагенетизированную, стабильную при низких температурах модификацию.

Далее нужно отметить следующее. Если анортоклазы являются в большинстве случаев калиевыми олигоклазами, то совершенно естественно, что они не редко бывают зонарными. И возможно, что упоминаемая в литературе зонарность калинатровых полевых шпатов относится—именно—к анортоклазам. Не безынтересно также заметить, что эти минералы при скрещенных николях часто представляются неправильными в зависимости от положения разреза шлифа относительно тонких двойниковых индивидов, вложение которых вызывает изменения в положении оптического эллипсоида, как это особенно хорошо известно для микроклинов, обладающих волнистым погасанием и изменением оптических свойств даже в разных частях одного и того же зерна (41, 66).

Анортоклазы относятся к метастабильным при низкой температуре образования, так как растворимость калиевого компонента в этой ограниченной группе твердых растворов с понижением температуры уменьшается. При распадении анортоклаза должен получиться кислый плагиоклаз с антипертитовыми вростками калиевого полевого шпата. Наблюдения над фенокристаллами соответствующих диагенетизированных эффузивных пород вполне это подтверждают, указывая вместе с тем на то, что при ограниченной величине перемещения молекул твердого раствора, распадающегося в результате простого диагенезиса, сложный минерал характеризуется тонким строением—главным образом по типу «шахматного альбита», с жилочками и цементом ортоклаза между разрозненными двойниковыми участками плагиоклаза (43, 127). Нужно сказать, что такое распадение проявляется иногда и в основных плагиоклазах с образованием, конечно, немногих антипертитовых вростков калиевого полевого шпата (76, табл. II фиг. L). Само собою разумеется, что расщепившийся анортоклаз мутнеет и обычно получает красноватую окраску, свойственную ортоклаз-микроклину.

Не такое резкое изменение при диагенезисе обнаруживают *плагиоклазы*, хотя это изменение идет в двух направлениях. Прежде всего, согласно температурно-концентрационной диаграмме плагиоклазов, кривые которой сильно отходят одна от другой (54, 583), эти минералы имеют большую склонность

к образованию зонарных кристаллов—особенно в кислой половине ряда, ибо соответствующие кислые магмы отличаются сравнительно большою вязкостью, препятствующею диффузии и выравниванию состава выделяющихся твердых фаз плагиоклаза. Так как фенокристы эффузивов образуются обычно в гипабиссальных условиях довольно быстрого охлаждения, то плагиоклазы выделений всегда бывают зонарными, причем олигоклаз-андезины представляют как-бы геометрическое место зонарных поверхностей, по каковой причине не могут подвергаться точному оптическому исследованию. Таковы первичные плагиоклазы эффузивов, отличающиеся и прозрачностью и стекляннм блеском. Но с течением времени происходит диффузия между зонами минерала, который становится все более однородным, хотя и в очень древних образованиях зонарность не исчезает, так как диффузия в твердых растворах распространяется на небольшое расстояние. Ясно, что при такой перегруппировке молекул и в связи с неопределенностью границ между зонами диагенетизированного плагиоклаза последний становится мутным. Конечно, подобное направление в изменении рассматриваемых минералов не относится к альбитам, как первично однородным образованиям, а также отчасти к очень основным плагиоклазам, которые успевают выравнивать свой состав еще в интрателлурическую стадию жизни жидкоплавкой магмы.

Но кроме молекулярной перегруппировки, связанной с диффузией между различными зонами минерала, в плагиоклазах не редко происходит выпадение из твердого раствора некоторых примесей, вроде Fe_2O_3 , FeO и MgO , обнаруженных во всех анализах этих минералов, как то легко видеть, например, в справочнике Хинце (19). Но интересно то, что лишь альбит эффузивов подвергается такому же покраснению, как и калинатровые полевые шпаты, обнаруживая под микроскопом мутноватый вид от тонкого пропитывания глинозем-железистым веществом. Что же касается остальных плагиоклазов, то, начиная с олигоклаза, они становятся непрозрачными, удерживая грязнобелый цвет иногда с грязнозеленым оттенком, располагающимся обычно зонами и пятнами. Такое различие в окраске диагенетизированных альбита и остальных плагиоклазов является следствием как состава, так и структуры этих минералов, если не считать еще состава основной массы эффузивов и соседних пород, оказывающих не малое влияние на характер изменения и фенокристов. Прежде всего нужно отметить различие структуры рассматриваемых минералов: в то время, как более или менее чистый альбит проявляется в редких и широких двойниковых индивидах, олигоклаз и другие плагиоклазы становятся тонко полисинтетическими и кроме того более или менее тонко зонарными. Таким образом альбит обладает большею вязкостью строения, свойственною калинатровым полевым шпатам, и, подобно последним, мало доступен внешним растворам, выделяя при распадении лишь глинистожелезистый пигмент, тонко распределенный и обычно сообщающий минералу красноватую окраску; возможно впрочем, что такой характер пигментной примеси принадлежит лишь щелочным полевым шпатам—подобно тому, как щелочные породы относительно богаты глиноземом и окисью железа. Что же касается настоящих плагиоклазов, то в них скоро появляется масса волосных трещинок вдоль плоскостей срастания двойников и вдоль зонарных поверхностей—трещинок, по которым легко могут проникать тонкие растворы, окклюдированные в эффузиве и бродящие главным образом в основной его массе. Эти растворы производят уже достаточное изменение минерала в метасоматическом порядке—тем более, что анортитовая молекула сравнительно легко поддается химическим воздействиям. В результате получают преобладающие серицит и глина неопределенного состава, затем часто кальцит, эпидот, цоизит и хлоритосерпентин с выпадением свободного кварца. Особенно сильно изменяются внутренние зоны, как богатые анортитом, а также хромчатая периферия фенокристов, разъеденная основной массой эффузива. Таким образом естественному диагенезу плагио-

плазов эффузивов, выражающемся в уничтожении или ослаблении зонарности и в выпалении из твердого раствора некоторых примесей, почти всегда сопутствует химическое изменение минералов, проходящее в порядке частичного их замещения, как об этом можно судить по тому, что оптический состав плагиоклазов аналогичных первичных и диагенетизированных изверженных пород остается одинаковым. Конечно, такие мелкие новообразования являются весьма разнообразными в зависимости от состава и строения основной массы, дающей главную часть жидких растворов, затем от присутствия дополнительных трещин и от глубины, на которую опускался эффузив при своей жизни, а также от характера соседних пород, ибо последние могут дать материал для описанного процесса, который по предложению академика Ферсмана можно назвать катагенезисом (72, 30), имеющим—следовательно—значение и в отношении излившихся пород; к сожалению, результаты такого перерождения и изменения плагиоклазов эффузивов могут быть в значительной степени замаскированы аналогичными продуктами гипергенезиса, или поверхностного выветривания.

Сравнительно мало помогают для установления характера эффузива *темноцветные компоненты*, которые вообще склонны к быстрому разложению: Все-же некоторые замечания о первичном и диагенетизированном состоянии этих минералов могут быть сделаны. Так, среди пироксенов, которые являются наиболее важными темноцветными компонентами эффузивов, бывают случаи зонарного строения, служащего выражением гипабиссального их происхождения; сюда относятся титанистый авгит, магнезиальный диопсид и эгирин-авгит. Само собою разумеется, что такая неравномерная структура не может долго сохраняться пироксенами, в которых диффузионные процессы происходят сравнительно быстро; поэтому присутствие зон и секторов в этих минералах является надежным признаком первичного характера соответствующей породы. Кроме того в пироксенах часто бывают растворены различные примеси, представленные главным образом окислами тяжелых металлов и склонные выпадать при низких температурах. Но почти всегда параллельно с внутреннею перегруппировкою молекул при диагенезисе пироксенов происходит и химическое их изменение под влиянием тех тонких растворов энто- и экзопического происхождения, которые могли оказывать такое большое влияние и на более устойчивые плагиоклазы. Характер этих изменений может быть самым разнообразным в зависимости от указанных выше факторов; наиболее распространенными вторичными продуктами являются хлоритосерпентин, кальцит и эпидот с сопутствующими окислами железа и титана и с кварцем. Но нужно отметить, что не все индивиды пироксенов данной породы испытывают одинаковое изменение, а некоторые и совсем остаются без изменения: все зависит от того, подвергался данный минерал расщеплению или нет и насколько он разбит волосными трещинками, а также—какого состава жидкий раствор получился в данном участке породы.

Что касается биотита и амфибола, то эти минералы, встречаясь почти исключительно среди фенокристов эффузивных пород, сами по себе представляются образованиями, чуждыми для эффузива, подвергаясь резорбции и находясь в состоянии крайнего внутреннего натяжения от резкой их закалки. Поэтому естественно, что они очень быстро изменяются, покрываясь обычно выпадающими окислами тяжелых металлов. Особенно неустойчивы щелочные пироболы—эти деликатные минералы, эфемерные в обстановке эффузива, который так порист и трещиноват и столь удобен для брожения различных растворов: щелочные пироболы легко выщелачиваются, оставляя обыкновенно размазанную окись железа, входящего в избытке в состав данных минералов.

Любопытно отношение оливина к диа- и катагенезису. Обыкновенно этот минерал не находится в состоянии внутреннего напряжения, представляя нормальный твердый раствор. И нужно сказать, что он сохраняется иногда в

очень древних эпиконтинентальных эффузивах. Но большую часть оливин скоро падает жертвой тонких растворов, превращаясь в различного рода серпентиновые агрегаты с выделением жилок или сыпи руды. Дело в том, что этот ортосиликат очень легко реагирует с химическими реагентами, и достаточно присутствия немногих трещинок, которыми так часто бывают разбиты зерна оливина, как хрупкого минерала, чтобы по ним проникли тонкие растворы эффузива и произвели свою опустошительную работу. Этот процесс находит особенно благоприятную почву в том случае, когда оливин перед застыванием лавы уже стал расслабляться, чтобы начать полное превращение в метасиликат, ибо, согласно исследованиям *Андерсена*, оливин не редко представляет лишь промежуточную фазу, при нормальной кристаллизации магмы целиком или частью переходящую в пироксен (58, 287). Возможно, что идиингсит, встречающийся по данным *Розенбуша* и в базальтах (32, 1189), представляет—именно—результат поверхностного обжига расслабленного оливина, изменение которого не будет—следовательно—признаком, характерным лишь для диагенетизированных эффузивов.

Среди главных компонентов изверженных пород известное значение имеют еще *фельдшпатиды*, к которым в качестве первичных минералов эффузивов относятся нефелин, содалит, гаюин, нозеан, анальцит (79, 530) и лейцит. Одни из этих минералов вообще являются метастабильными при низких температурах; так, лейцит склонен распадаться на ортоклаз и нефелин, а нефелин содержит в твердом растворе ограниченное количество плагиоклаза (49, 551). И все они очень нестойки по отношению к обычным растворам, особенно содержащие хлор и серу. Это видно и из того, что фельдшпатидовые эффузивы описываются лишь из новейших формаций. Правда, *Розенбуш* говорит, что под фонолитами и другими фельдшпатидовыми эффузивами разумеются как нео—, так и палео—вулканические породы, и что на примере этих образований можно убедиться в отсутствии необходимости дуалистической классификации излившихся пород (32, 956), но, обращаясь к спискам литературы, мы находим описания почти исключительно новейших фельдшпатидовых эффузивов, причем очень редкие случаи признаваемых палеозойскими представителями этой группы в действительности оказываются или уже диагенетизированными или имеющими более молодой возраст. Так, приводимая *Розенбушем* в качестве карбоновой лейцитовая порода из Франции (32, 1370), согласно описанию *М. Леви и Лакруа*, является совершенно диагенетизированной с замещением округленных кристаллов лейцита или анальцита альбитом (18, 25). Но особенно интересна ссылка *Розенбуша* на палеозойский лейцитовый фонолит с р. Подкаменной Тунгуски, описанный *Хрущовым* (32, 956). Действительно, *Хрущов* говорит (по дневнику *Лопатина*), что эта порода, имеющая совершенно свежий вид и содержащая такие минералы, как санидин, анортоклаз, нефелин и лейцит, переслаивается с силурийскими известняками (15, 224). Но теперь хорошо известно, что траппы, к которым относится и данная порода, образовались в Тунгусском бассейне не раньше пермского периода и продолжали изливаться, может быть, еще в третичный период, встречаясь в толще кембро-силура исключительно в виде даек и пластовых залежей (65, 27). Во всяком случае совершенно ясно, что рассматриваемая первичная порода относится к наиболее молодым эффузивам области. Таким образом для нас не может быть сомнения в том, что присутствие в эффузивной породе таких эфемерных минералов, как фельдшпатиды, является верным признаком ее первичной фазы.

Относительно характера изменения фельдшпатидов при диагенезисе пород трудно сказать что-нибудь определенное. Эти минералы частью распадаются на составные компоненты, но гораздо чаще они испытывают изменения под влиянием проникающих тонких растворов и в зависимости от состава последних и от других физико-химических факторов дают целый ряд продуктов,

как то: цеолиты, проявляющиеся обычно в виде мелких сферолитов, тонкослю-
дистые агрегаты, иногда кальцит и некоторые инфильтрации. С этими изме-
нениями фельдшпатидов мы знакомы собственно по результатам химического
выветривания новейших эффузивов; что же касается настоящего вида диагне-
нетизированных фельдшпатидовых излившихся пород, то он нам мало изве-
стен, ибо продукты изменения фельдшпатидов обыкновенно расползаются по
пористой породе, лишь очень редко, например в либнеритовом жильном пор-
фире, давая правильные псевдоморфозы, по которым можно было бы отнести
такую измененную породу к щелочным образованиям.

Что касается *рудных примесей*, то они представляют вообще устойчи-
вые минералы, если проявляются в более или менее заметных по величине
зернах. Но мелкие зернышки, как имеющие сравнительно большую поверх-
ность, испытывают ясное воздействие со стороны тонких растворов эффузива,
особенно такие сложные образования, как титанистые магнетиты, легко рас-
падающиеся и дающие лейкоксеновый налет. Впрочем, непрозрачные мине-
ралы в петрографических объектах еще так мало изучены, что не могут быть
разработаны с выдвигаемой здесь точки зрения.

До сих пор мы рассматривали изменение твердых фаз компонентов эффу-
зивов преимущественно в фенокристаллах, которые по своей величине являются
наиболее удобными для изучения. Но теперь следует обратиться к основной
массе, часто составляющей весь эффузив. Прежде всего рассмотрим вулкани-
ческое *стекло*, пользующееся большим распространением среди кислых лав,
как обладающих большою вязкостью и склонностью к переохлаждению, и
сравнительно редко встречающееся среди основных эффузивов, лава которых
отличается жидкоплавкостью и довольно хорошо раскристаллизовывается даже
при быстром охлаждении. Интересно отметить, что макроскопически вулкани-
ческие стекла имеют обычно черную окраску при любом составе, так как,
согласно опытам, даже такое содержание тяжелых металлов, какое имеется,
например, в гранитах, достаточно для сообщения стеклу темной окраски; и
только в сплошь пористой пемзе, состоящей как-бы из тонких пленок стекла,
последнее кажется грязнобелым. При таком однообразном внешнем виде вул-
канические стекла почти не различимы по своему составу; можно только уста-
новить, что кислые образования довольно хорошо просвечивают в тонких
осколках и под микроскопом кажутся светлыми, тогда как основные стекла,
в которых всегда появляются кристаллиты руд и темноцветных компонентов,
бывают и в шлифе темными, а в штуде представляются мутными. Конечно,
часто эффузив или основная его масса не целиком состоит из одного стекла,
которое сцементовывает успевшие выделиться в эффузивную стадию кристал-
лики более сильных компонентов. Впрочем, такую картину мы находим почти
исключительно в основных породах, при быстрой кристаллизации которых,
препятствующей выравниванию фаз, остаток жидкой фазы настолько обога-
щается кремнеземом, что при данных условиях охлаждения застывает в виде
стекла, с получением гиалопилитовой и интерсертальной структур, тогда как
кислая лава или целиком раскристаллизуется или застынет в виде стекла.
Вместе с тем нужно иметь в виду, что витрофировые эффузивы, как самые
поверхностные образования, имеют склонность к получению брекчиевидной
и пористой текстур, причем последняя свойственна преимущественно основ-
ным лавам, которые сохраняют жидкоплавкость до быстрого затвердевания,
фиксирующего оставленные газообразными выделениями пустоты.

Стекло представляет переохлажденную жидкую фазу и—таким образом—
является очень нестойким, легко раскристаллизовываясь, что происходит доста-
точно быстро, как на это указывает хотя-бы пример старых оконных стекол.
Поэтому присутствие в эффузиве еще ясного стекла может служить свидетель-
ством первичного характера породы. Правда, в описаниях достаточно древних,
например палеозойских, эффузивов мы очень часто встречаем упоминания о

стекловатом базисе; но это в громадном большинстве случаев является недо-
разумением, относясь к основным породам; стекло которых при раскристалли-
зовании забивается густою сыпью непрозрачных окислов тяжелых металлов,
создающих впечатление изотропной массы. Только изредка такие указания
отвечают действительности. Например, вейсельбергит из области Саар—Наз
(32, 1093), содержащий ясное стекло и обладающий фенокристами первичной
фазы, связывается с красным лежнем пермской системы; но эта формация
залегает здесь спокойно, и эффузив мог сохранить свои первичные свойства—
подобно тому, как кембрийская глина окрестностей Ленинграда, входя в состав
мало мощных отложений, обладает еще прекрасною пластичностью.

Распадение вулканического стекла происходит отчасти в твердом виде;
но в значительной степени ему помогают те жидкие и газообразные вещества,
которые растворены и окклюдированы в этом стекле и легко начинают бро-
дить при подвижке молекул, причем толчком к таким процессам является
повышение давления и температуры. Результаты перехода стекла в кристал-
лическое состояние довольно разнообразны в зависимости от его состава, но
для общей характеристики этих результатов достаточно остановиться на судьбе
кислого и основного вулканических стекол. Кислое стекло содержит в себе
элементы щелочных полевых шпатов и свободного кремнезема при небольшом
количестве окислов магния, железа и марганца. Ясно, что в той очень тонкой
и неравномерно-зернистой массе, которая получается при раскристаллизации
кислого стекла и которая носит название микрофельзита, вполне определенно
намечается кварц, как минерал, стойкий при довольно низкой температуре
процесса и вообще не поддающийся химическим изменениям; что касается
полевых шпатов, то они должны проявиться также в устойчивых модифика-
циях, хотя не исключена возможность и частичного их разложения под влия-
нием тонких растворов диагенезиса. Во всяком случае микрофельзит дает
впечатление массы с индивидуализированными компонентами, обычно лишь
слабо затемненными тончайшею сыпью окислов тяжелых металлов и отчасти
хлоритосерпентина, которые выпадают из стекла, не связываясь в пирогено-
вого состава темноцветные минералы, как очень нестойкие в присутствии тон-
ких растворов. Нужно думать, что окислы этой сыпи, не поддающейся более
точному определению, в значительной степени содержат гидроксил, присут-
ствие элементов которого доказано анализами тонких примесей во всех пер-
вичных эффузивах, причем пехштейн содержит до 10% воды. Как бы то ни
было, раскристаллизовавшееся кислое стекло нормальных эффузивов эпикonti-
нентальных формаций всегда бывает окрашено в различные оттенки красного
цвета, обусловленного прежде всего тонко распределенными в породе диаге-
нетизированного типа щелочными полевыми шпатами, частью, может быть, и
разложившимися, а затем тонкою сыпью частью водных окислов тяжелых метал-
лов, различные комбинации которых и способствуют разнообразию оттенков
окраски фельзитов.

Что касается изменения основных вулканических стекол, то оно является
более сложным и менее определенным. Дело в том, что здесь параллельно с
раскристаллизацией стекла происходит и разложение возможных по составу
породы нормальных ее минералов, которые не успевают и проявиться, как
вступают в реакции с тонкими растворами диагенезиса при образовании таких
продуктов, как кислые плагиоклазы, хлоритосерпентин, цезит, энидот, каль-
цит и сильно бросающиеся в глаза окислы тяжелых металлов, забивающие
всю массу породы, а также вторичный кварц. В результате мы имеем афанит,
в котором зеленая окраска хлоритосерпентинов смешивается с красными оттен-
ками металлических окислов, так что получается сложная лиловая окраска
(20, 359), с различными оттенками в зависимости от абсолютного и относи-
тельного количества окислов железа, марганца и частью титана. Весьма воз-
можно, что оттенки окраски вполне отвечают составу породы, но соответствующе-

ших исследований не производилось и вообще на окраску пород внимания не обращалось.

Таким образом витрофирные породы при диагенезисе превращаются в фельзиты и афаниты, которые имеют глинистый облик и характеризуются оттенками красного цвета, все более темными по мере увеличения основности породы. Характер диагенезиса не изменяется, если стекло составляет только часть основной массы, ибо оно тонко пропитывает породу, сообщая ей внешние свои свойства; кроме того при небольшой величине микролитов основной массы, последние подвергаются аналогичному изменению. Так обстоит дело преимущественно с более или менее основными эффузивами, у которых в эффузивную фазу могут образоваться и микролиты и стекловатый мезостазис. Что же касается кислых лав, то они или застывают в стекло или полно раскристаллизовываются или, наконец, дают стекловатые массы с оригинальными агрегатами форм быстрого роста кристаллитов кварца и щелочного полевого шпата, образующими часто и сплошные участки и заслуживающими в дальнейшем особого рассмотрения.

Переходя теперь к полнокристаллическим эффузивам, мы отметим прежде всего, что такие породы свойственны преимущественно основным образованиям и что в кислых эффузивах, получающихся из очень вязкой и склонной к переохлаждению лавы, развиваются преимущественно стекловатые и кристаллитовые массы. Последние имеют микропиклитовую, микропегматитовую (графофирную), микрофельзитовую и литофирную структуры, представляющие тонкое срастание или прорастание тридимита-кварца и щелочных полевых шпатов. Они образуются частью при ближайшем участии избытка минерализаторов, которые особенно проявляют себя в отдельных участках, способствуя также возникновению в быстро охлаждающейся кислой лаве ленточной текстуры. Нужно сказать, что породы таких структур редко обладают нормальной светлосерой окраской, получающей иногда зеленоватые оттенки в случае развития в основной массе щелочных пироксенов, ибо под влиянием газообразных компонентов, понижающих температуру плавления минералов, щелочные полевые шпаты подвергаются диагенетическому изменению еще в поствулканическую фазу, и эффузив сразу получает красноватые тона окраски, а свободный кремнезем—особенно в шликерах выпотевания (43, 135)—непосредственно выкристаллизовывается в форме кварца. Но и первично-нормальные кислые эффузивы с указанными структурами основной массы довольно быстро изменяются диагенетически, так как компоненты их имеют очень мелкое зерно и довольно рыхлое сложение, при каковых условиях брожение тонких растворов должно совершаться в ускоренном порядке. Что касается нормально раскристаллизованной кислой основной массы, называемой обычно микрогранитовой, то она собственно не встречается в настоящих эффузивах, будучи характерна для жильных и гипабиссальных образований.

Зато более или менее основные лавы, находясь под некоторой покровной, хотя бы представляющей водяной слой, или в центральных частях покровов и потоков, где охлаждение несколько замедляется, довольно легко раскристаллизовываются, давая в зависимости от химического состава различные массы трахитовой, микролитовой, пилотакситовой или офитовой структур. Получающиеся при этом породы состоят из нормальных первичных минералов, характерных иногда лишь кристаллографическими формами, и получают простую первичную окраску: при господстве полевых шпатов, особенно щелочных, порода является светлосерой иногда с зеленоватым оттенком, обусловленным щелочными пироксенами; при появлении достаточного количества ферриновых компонентов порода темнеет и, начиная с андезитов, становится почти черной, что естественно при достаточно тонком смещении светлого и темного веществ и при прозрачности силикатных минералов.

Конечно, и полнокристаллические эффузивы испытывают диагенетическое изменение, аналогичное тому, которое нам известно по фенокристам. Так, щелочные полевые шпаты дают красноватые тона породам, которые состоят существенно из этих минералов. Что касается плагиоклазовых эффузивов, то в них при большом количестве темноцветных компонентов и руд проявляется тенденция к получению темнолиловой и темнозеленосерой окраски — в зависимости главным образом от строения основной массы породы. Именно лиловые оттенки получаются в породах с очень тонкозернистой и вместе с тем обычно несколько пористой массой, так как в этом случае имеется много адсорбированных тонких растворов, которые вместе с тем легче изменяют зерна минералов с относительно большой поверхностью; кроме того, возможно, что в таких массах было и стекло, незначительные количества которого трудно констатировать и распадение коего дает материал для лиловой окраски породы. При более крупном зерне породы, свойственном среди эффузивов исключительно основным образованиям, например долеритам, которые слагают центральные части мощных покровов, эффузив стремится сохранить свою первичную окраску и первичный состав, с трудом изменяясь диагенетически, что обуславливается рядом причин. Прежде всего — такие породы содержат мало адсорбированных тонких растворов, которые притом имеют ограниченные пути для своего движения. Поэтому здесь брожение газообразных и жидких компонентов является ограниченным, и каждый минеральный компонент изменяется более или менее независимо от соседних зерен. Затем, если рудные компоненты и испытывают некоторое превращение, то продукты его не пропитывают массы породы и не сообщают ей той своеобразной лиловой окраски, которая представляет производную пыли (черты) окислов тяжелых металлов. Наконец, и офитовая или пойкилофитовая структура, характерная для долеритов, сообщает им такое плотное сложение, что исключается возможность и катагенетического изменения пород. Поэтому диагенезис рассматриваемых основных эффузивов сводится к простому переходу твердых фаз минералов в более устойчивые полиморфные модификации, проявляясь вообще очень слабо, так как при достаточно совершенной кристаллизации основной лавы плагиоклаз и авгит получают сразу в однородных или очень слабо зонарных индивидах. Правда, с течением времени под влиянием тонких растворов, бродящих между зернами породы и по случайным трещинкам, пироксен и оливин склонны бывают давать хлоритосерпентиновые продукты, но последние не редко появляются и в совсем молодых образованиях, имея частью поствулканическое происхождение. Одним словом — очень трудно долериты, а также чрезвычайно похожие на них гипабиссальные и жильные соответствующего состава породы разделить на первичные и диагенетизированные фазы. Отсюда и возникла путаница в обозначении подобных пород, называемых в одних случаях долеритами или траппами, а в других случаях диабазами — вне зависимости от их возраста и степени изменения.

Стоит остановиться немного на номенклатуре основных изверженных пород. В настоящее время, пожалуй, нет особенного разногласия в том, чтобы диагенетизированные базальты называть мелафирмами, а анамезиты, отличающиеся от базальтов почти полным отсутствием порфириной структуры и достаточно фанерокристаллическим строением при некотором количестве стекловатого мезостазиса — толеитами. При диагенезисе этих пород, как тонкозернистых и гипокристаллических, настолько резко меняются их внешний вид и окраска, что нет труда в отделении первичных от диагенетизированных фаз эффузивов. Но долериты диагенетически почти не изменяются или вследствие образования хлоритосерпентина получают чуть зеленоватую окраску, заставляющую сблизать эти породы с жильными или зеленокаменными образованиями и называть их диабазами. Ясно, что такое обозначение с генетической точки зрения является неправильным, поскольку диабазами условились назы-

вать жильные и зеленокаменные основные породы (26, 104). С этой точки зрения совершенно неприемлемо, например, предложение шведских петрографов называть гунне—, конга—и др. диабазами раскристаллизованные эффузивы, связанные с кембросилурийской эпиконтинентальной очень спокойно залегающей формацией Скандинавии и макроскопически почти не отличимые от новейших пород долеритового типа. Таким образом, если—действительно—существуют полнокристаллические эффузивные долериты, то их древние фазы заслуживают иного обозначения; наиболее удобно было бы называть такие сравнительно редко встречающиеся среди настоящих эффузивных образований породы палатинитами (32, 1161). Что касается термина «траппы», то он прилагается ко всем первичным основным эффузивам, имея собирательный характер.

Итак, диагенезис эффузивов заключается не только в изменении твердых фаз, переходящих в более устойчивые модификации, но и в появлении минеральных новообразований, являющихся результатом действия тонких растворов как эндо—, так и экзогенного происхождения. Что некоторое количество жидких и газообразных при обычной температуре веществ имеется в эффузивах и может попасть в них из соседних пород, особенно осадочных, в этом не приходится сомневаться. Скорее может зародиться сомнение в том, чтобы при спокойных условиях эпиконтинентальных формаций могли пройти реакции, достаточные для минеральных новообразований. Однако, и сравнение с осадочными породами, которые при диагенезисе испытывают порою весьма значительные изменения, и резкие проявления диффузии в твердых минеральных фазах самих эффузивов и, наконец, непосредственное сравнение молодых и древних эффузивных пород—все указывает на то, что различные минеральные новообразования вовсе не являются продуктом выветривания или случайного изменения, а представляют результат неизбежного перерождения, или диагенезиса, эффузивов, сопровождая переход твердых фаз в стабильные формы. Если эти новообразования распределяются в породе часто весьма неравномерно и имеют различное выражение, то это зависит и от состава данной и соседних пород, и от структурных и текстурных особенностей эффузива, как первичных, так и вторичных; возможно—впрочем, что при ближайшем изучении диагенезиса эффузивов выявятся более определенные закономерности в проявлении и в порядке появления соответствующих вторичных продуктов.

5. Зеленокаменная фаза эффузивов.

Если эффузивные породы испытывают только-что описанные довольно существенные изменения при очень спокойных условиях, под влиянием главным образом диффузии твердых, жидких и газообразных растворов, то еще более значительному превращению подвергаются они под действием большого ориентированного давления, особенно развивающегося при тектонических процессах в геосинклинальных толщах. Действительно, в связи с усиленным тангенциальным давлением в породах по массе образующихся трещинок происходит перемещение вещества, нарушающее внутреннюю структуру компонентов, приводящее в соприкосновение гетерогенные образования, помогающее движению тонких растворов и—следовательно—вызывающее диффузию и усиленные химические реакции, которые притом идут в особом направлении.

Нет сомнения, что превращение метастабильных фаз в данном случае происходит с большою скоростью при получении приблизительно таких же форм, как и во время простого диагенезиса. Впрочем, есть и некоторые отличия. Так, микропертитовые вроски могут развиться в более крупные и даже самостоятельные индивиды, а калиевый полевой шпат—проявиться в форме микроклина, ибо давление, связанное с перемещением, позволяет молекулам пройти

большее расстояние, чтобы дать более значительные по своей величине образования.—Затем, при изменении каликатровых полевых шпатов никогда не появляется красная окраска, что зависит от иного состава новообразований минералов, свойственных ориентированному давлению и являющихся весьма характерными для пород, которые испытали такое давление. Объяснить проявление таких новообразований можно как законом меньшего объема, так и теми мелкими движениями, которые поражают породу при сильном боковом давлении.

Теоретики кристаллических сланцев, к верхней зоне коих отчасти могут быть отнесены рассматриваемые образования, показали, что при резком тангенциальном давлении охотно развиваются минералы с малым удельным объемом или с большим удельным весом. Поэтому вместо каолина, загрязняющего измененные полевые шпаты, предпочтительно получается слюда в виде тонкого серицита, а из темноцветных компонентов легко образуется хлорит (39, 53). И поскольку эти вторичные минералы захватывают весь гидроксил и значительную часть окиси железа, порода не может получить красной или бурой окраски, а окрашивается в зеленые тона, обусловленные тонким распределением хлорита и частью серицита.

Образование серицита и хлорита, как наиболее характерных дериватов при изменении неустойчивых эффузивов под влиянием тангенциального давления, можно еще объяснить теми внутренними передвижками, которые понижают сдавливаемую породу. Зандер очень рельефно вывил последнее обстоятельство (46, 301), указавши, что такие тонколистоватые вещества, как серицит и хлорит, представляются в виде естественной смазки, необходимой для облегчения внутренних передвижек (77, 207), и потому легко образуются даже при невысокой температуре, обуславливая вместе с притираниями поверхностей перемещения филлитовый характер сильно рассланцеванным породам. Правда, эффузивы испытывают сравнительно слабую рассланцевку, но зато в них имеется много вещества для построения указанных минералов, которые охотно возникают в виду напряженного состояния данных пород, значительно изменяющихся, как мы видели, и при простом диагенезисе.

Но если эффузивы, испытавшие боковое давление, подвергаются зеленокаменному изменению, которое характерно вообще для метаморфических пород, например, верхней и частью средней зон регионального метаморфизма, то может появиться сомнение в необходимости выделения особой зеленокаменной фазы эффузивов, не относящейся к производным метаморфизма. Конечно, зеленокаменные эффузивы очень близки соответствующим членам верхней зоны регионального метаморфизма или—лучше сказать—они могут переходить в образования этой зоны, но все же между сравниваемыми формами существуют различия как принципиального, так и минералогического характера. Прежде всего, зеленокаменная фаза эффузивов появляется всякий раз, как эти породы оказываются под влиянием заметного бокового давления, и—следовательно—она может быть параллелизована с глинистыми сланцами, которые переходят в настоящие метаморфические сланцы лишь при особом значении давления и температуры, когда перекристаллизовывается вся масса породы. Таким образом, зеленокаменные эффузивы, действительно, представляют фазу особого перерождения первичных эффузивных пород, аналогичную диагенетической фазе. Нужно даже думать, что между первичной и зеленокаменной фазами не успевает проявить себя диагенетическая фаза эффузивов, как промежуточное образование. В самом деле—геосинклинальные тлщи не испытывают диагенетического затвердевания, сохраняя свою пластичность до самого диастрофизма, который иначе и не мог бы проявиться; затем, при диагенезисе происходит уже настолько основательное закрепление гидроксильных и других характерных окислов между компонентами, что для перераспреде-

ления этих радикалов, уже попавших в достаточно устойчивые соединения, требуется—именно—метаморфический процесс.

Для иллюстрации отношения между диагенетической и зеленокаменной фазами эффузивов можно привести очень интересный пример из разреза по р. Томи между рч. Бельсу и г. Томском. Здесь в основании фаменского яруса верхнего девона имеется горизонт эффузивов, представленных альбитофирами и мелафирами с их туфами и брекчиями. На фундаменте Кузнецкого Алатау в связи с эпиконтинентальным палеозоем Кузнецкого бассейна эти пирогеновые породы прошли нормальный диагенезис, давший образования красных тонов, сохранившихся и в тех случаях, когда под влиянием позднейшего нажима со стороны поднимавшейся глыбы Алатау эффузивы подверглись очень сильной рассланцевке. Но к СЗ от бассейна в геосинклинальных монических осадках того же возраста, принявших участие в строении покрова Томского шаррижа, эффузивы обладают уже зеленокаменным характером, связываясь здесь с глинистыми и мергелистыми сланцами, как это хорошо видно, например, у дер. Митрофановой.

Таким образом существует ясное принципиальное отличие зеленокаменной фазы эффузивов от тех зеленокаменных пород, которые получаются в результате настоящего метаморфизма. Но нужно найти и объективную границу между этими образованиями по их петрографическому составу. Поставленная задача трудна и может быть разрешена лишь примерно следующим образом. Прежде всего—структура и текстура эффузивов в их зеленокаменной фазе в общем сохраняются, хотя и могут быть установлены надлежащим образом преимущественно под микроскопом. Это не противоречит тому положению, что зеленокаменные эффузивы подвергались значительному боковому давлению, ибо данные породы, как массивные образования, довольно хорошо сопротивляются заметной рассланцевке, отсутствующей часто там, где соседние осадки превратились в настоящие сланцы. Очевидно, тангенциальное напряжение разрешается в субмикроскопических передвижках и—особенно—в образовании указанных тонколистоватых минералов с малым удельным объемом. Если же эффузив спрессовывается до состояния сланца с полным нарушением структуры и текстуры, то получается новая порода, которая заслуживает особого названия, относясь к группе тектонитов *Зандера* (47, 257), хотя бы никаких новых минералов в ней не появилось. Что касается минералогической диагностики зеленокаменной фазы и метаморфических эффузивов, то она представляется менее определенной. Повидимому, для зеленокаменной фазы нет других более характерных минералов, чем серицит и хлорит, которые могут образоваться и при достаточно холодной обстановке (77, 248). Правда, иногда при описании филлитов, как чисто динамометаморфических образований, упоминают об амфиболе (78, 540), но это относится к другим первичным породам и, вероятно, уже к действительным сланцам верхней зоны настоящего метаморфизма. Конечно, кроме серицита и хлорита могут быть и другие вторичные продукты, встречающиеся и в диагенетизированных эффузивах, например эпидот и кальцит, но едва ли может произойти заметное распадение плагиоклаза с выделением альбита, столь характерного для метаморфических сланцев.

Следовательно—под зеленокаменной фазой эффузивов нужно разуметь результат их превращения в устойчивое состояние в присутствии значительного давления, направляющего диагенезис этих неустойчивых пород по особому пути, в сторону образования серицита и хлорита, которые тонко пропитывают эффузив и сообщают ему более или менее ясную окраску, заменяющую красноватый тон настоящих диагенетизированных эффузивов. Конечно, в этой фазе структура и текстура пород и состав главнейших их компонентов остаются без заметного изменения; но когда породы окажутся под действием значительно повышенных температуры и давления, то они совер-

шенно перекристаллизовываются или теряют свое строение и должны быть отнесены уже к метаморфическим образованиям, причем эффузивы верхней зоны этих кристаллических сланцев иногда мало отличаются от зеленокаменной их фазы.

Эффузивы зеленокаменной фазы, как и просто диагенетизированные эффузивы, должны иметь особые названия, совершенно необходимые, если смотреть на горные породы, как на геологические тела. К сожалению, таких названий почти не предложено или—вернее—они обнимают слишком большие группы форм, что объясняется однообразием внешнего вида и вообще значительно измененным состоянием зеленокаменных эффузивов: еще кислые породы, бедные темнокрасными компонентами, сравнительно хорошо распознаваемы, обладая светлыми тонами зеленой окраски, которая часто не поражает фенокристов, но зато основные эффузивы настолько забиваются легко перемещающимся хлоритом, что точное определение их, действительно, встречает громадные, иногда непреодолимые затруднения; к этому нужно прибавить, что вследствие некоторого раздробления зеленокаменных пород компоненты их вообще легче изменяются под действием как внутренних, так и внешних растворов. Итак, по обозначению зеленокаменных эффузивов было предложено лишь два названия: кератофиры для кислых и диабазы для основных пород. Первое название стало затем применяться для обозначения диагенетизированных форм щелочных эффузивов, но так как последние имеют еще другие названия, то нужно оставить за термином «кератофир» первоначальное значение. Что касается названия «диабаз», или «пластовая зеленокаменная порода» (32, 1227), то оно продолжает употребляться большинством петрографов для обозначения зеленокаменной фазы более или менее основных эффузивов, хотя, например, *Розенбуш* (32, 1228) склонен ограничить объем этого понятия зеленокаменной группой семейства траппа и даже—лишь фанерокристаллических его разновидностей, которые чаще имеют жильный или гипабиссальный характер. Такое ограничение можно было бы признать совершенно правильным, если бы параллельно были выдвинуты названия для других семейств основных эффузивов. Но так как подобного предложения не сделано; да и трудно его сделать в виду почти полной невозможности отличить зеленокаменные аналоги, например, авгитового андезита и базальта, то приходится пока распространить название «диабаз» на все зеленокаменные породы основного ряда. В этом случае такие термины, как «спилит» и «вариолит», приобретают совершенно самостоятельное частное значение, и выражаемые ими породы должны отвечать структурным различиям первичных и диагенетизированных эффузивов. Весьма возможно, что если предлагаемое здесь разделение эффузивов на фазы будет принято и проведено до конца, то путем литературных изысканий и особых предложений удастся значительно расширить инвентарь петрографических терминов и вместе с тем сделать зеленокаменную фазу эффузивов более или менее равнозначную фазе диагенетизированных форм этих пород.

6. Второстепенные изменения эффузивов.

Итак, неустойчивые эффузивы первичной фазы, обладающие обычно светлосерой или черной окраской, при нормальном диагенезисе переходят в краснолиловые образования, а под влиянием давления перерождаются в формы зеленокаменной фазы. Следовательно, фазы эффузивов прекрасно различаются по своей окраске, служащей выражением их минералогического состава. Но это—только в схеме. Есть целый ряд исключений, часть коих заслуживает особого рассмотрения.

Так, верхние части потоков и покровов лав вследствие соприкосновения с кислородом воздуха как-бы обжигаются—окисляются, получая соответственно красную и лиловую окраску и напоминая диагенетизированные формы, хотя

минеральные фазы их почти целиком остаются в первичном состоянии. Этот миметизм, который можно предвидеть и который отмечается рядом исследователей, например *Левинсон-Лессингом* на Кавказских лавах (56, 218 и 234), в состоянии ввести в заблуждение при первом ознакомлении с соответствующей частью эффузивного тела, но истина быстро восстанавливается, как только наблюдение распространяется на всю толщу эффузива или последний подвергается микроскопическому анализу.

Затем, не менее интересны изменения эффузивов под влиянием поствулканических процессов. Теперь можно считать вполне установленным, что газобразные компоненты, освобождающиеся в конце кристаллизации магмы, производят в той же изверженной породе довольно значительные изменения в виде хлоритизации, актинолитизации, озмеевикования, альбитизации и окварцевания. Правда, в главной массе породы эти изменения мало заметны, приурочиваясь к отдельным участкам или даже зернам (75, 170), но они встречаются во всяком образце самой свежей породы, причем обыкновенно относятся, конечно—неправильно, на счет агентов выветривания или позднего метаморфизма. Таким образом, если эффузивная порода, вообще свежая и в главной своей массе первичная, содержит кое-где зерна компонентов, испытавших разложение или превращение в устойчивую модификацию, то это еще не значит, что данная порода уже стала подвергаться диагенезису или зеленокаменному превращению, каковые процессы должны захватывать всю массу породы: нет, такие спорадические изменения нужно приписать действию газобразных веществ, скопившихся в небольшом количестве у отдельных пунктов и перемешавшихся по случайным волосным трещинкам. Но иногда вулканические эманации, имея эндо—или экзогенное происхождение и собравшись в больших массах, пронизывают громадную толщу эффузива, превращая последний в ложно-зеленокаменное образование путем пропилитизации, пиррофиллитизации, онкозинизации и т. п., с каковыми процессами связывается обыкновенно отложение руд, преимущественно сернистых, образующих жилы или вкрапленники. Эти ложно-зеленокаменные формы эффузивов не трудно отличить по их связи с оруденением, по присутствию своеобразных тонкослюдистых минералов, иногда забивающих всю породу, и по отсутствию в последней катаклаза и сланцеватой текстуры, что является необходимым условием для сплошного зеленокаменного изменения и метаморфизма пород. Кроме того следует отметить, что при слабой обработке вулканическими газами кислых пород последние испытывают покраснение, хотя и не переходят целиком в устойчивые фазы.

К этому нужно прибавить, что пропилитизированные эффузивы охотно подвергаются последующим каолинизации и алунитизации, вызываемым деятельностью вадозовых растворов. Вообще же внешние агенты изменяют эффузивы, как и другие породы, в глинисто-железистые образования, иногда пропитанные кальцитом и обычно представляющиеся в виде густых землистых масс, которые то окрашены в бурокрасные тона, то являются светлозеленовато-белыми—в зависимости от степени окисления—и не разрешимы под микроскопом. Да, выветривание и действие поверхностных вод дают своеобразные продукты, выражающиеся глиною и разными окисными золами, и напрасно при описании пород, в частности эффузивов, так часто объясняют появление вторичных минералов—именно—влиянием выветривания!

В заключение нужно отметить, что закономерность изменения окраски эффузивов, зависящей от фазы этих пород, иногда довольно грубо нарушается, по крайней мере—если судить по описаниям коллекций эффузивов. Так, можно кое-где прочесть (43, 142), что кератофир или даже диабаз имеет черную окраску. Во многих случаях условия залегания таких пород оказываются не выясненными, и возможно, что они образуют дейки, а жильные, как и гипабиссальные, породы по своим текстурным и морфологическим свойствам значи-

тельно отличаются от эффузивов, даже при одинаковом составе и структуре. Затем, отхождение окраски эффузива от нормы может быть обусловлено метаморфизмом, который не был подмечен при описании породы; например, эффузивы темнеют и делаются черными под влиянием контактового метаморфизма. Но иногда, действительно, мы находим эффузив особой окраски, которая всегда является внешним выражением особого характера продуктов диагенезиса или зеленокаменного изменения породы. В большинстве случаев можно доказать, что такие аномалии, вообще редкие, обусловлены влиянием какой-нибудь соседней породы, давшей растворам своеобразный состав. Так, некоторые черные диабазы оказываются под микроскопом состоящими почти исключительно из кальцита с тонкою сыпью магнетита, при сохранении структуры, по которой только и можно узнать первичный характер этой породы. Вообще изучение пород, отступающих по своей окраске и—следовательно—по минералогическому составу от свойств соответствующей фазы эффузива, может дать очень интересные результаты для уяснения генезиса формаций, и на такие случаи необходимо обращать внимание как при полевой съемке, так и при обработке материалов.

Наконец, возможны случаи, когда под влиянием обильных и слабых по химическому действию растворов боковых пород эффузивы удерживают свой первичный минералогический состав, совершенно меняя окраску. *Герасимов* описал поток Кавказского андезита, получившего белую окраску вследствие пропитывания его выщелоченным из вмещающих осадочных пород гипсом (80, 399).

7. Классификация эффузивов.

Предлагаемое строгое выделение фаз эффузивов должно значительно усложнить классификацию этих пород и вместе с тем сделать ее более естественной. Полный пересмотр классификации эффузивов представляет чрезвычайно трудную задачу, так как при точном определении данных пород необходимо комбинированное применение и минералогического и химического методов и так как при легкости дробной дифференциации в промежуточных магматических очагах и в подводящих каналах получается большое количество мелких разностей лавы. Эта задача должна быть объектом отдельного специального исследования; здесь же важно показать, какой вид приобретает классификация главных групп эффузивов, если принять во внимание различные их фазы.

Однако, и в таком упрощенном виде поставленная задача является не особенно легкой. Дело в том, что обычные качественные минералогические классификации изверженных пород, например *Розенбуша*, являются очень схематичными и не предусматривают целого ряда пород, которые теперь получили право гражданства и высокое положение среди других изверженных образований. С другой стороны, новые классификации разработаны еще слабо, и пользоваться ими без некоторой критики и без внесения известных поправок не приходится. Эти новые классификации или целиком или частью являются количественными минералогическими. Из них классификация *Джонсона* (63 и 67), будучи очень ортодоксальной и представляя аналог количественной химической классификации четырех американских петрографов, не может быть использована для нашей цели—хотя бы потому, что она слишком дробна, и очень трудно, если вообще возможно, провести по ней те формы эффузивов, с которыми мы обычно знакомы. Из других предложенных до сих пор схем особенное внимание заслуживают две английские классификации *Хольмса* (61) и *Шэнда* (62), являющиеся отчасти качественными и не столь резко отходящими от старых классификаций, почему необходимо принять во внимание некоторые элементы этих схем для построения наиболее приемлемой схематической классификации эффузивов.

Так, в основу последних классификаций положен принцип степени насыщения пород кремнеземом—принцип, который нужно признать совершенно естественным для изверженных пород, как силикатовых образований, и который в скрытом виде был проведен во всех известных минералогических и отчасти химических классификациях. Этот принцип принят и в предлагаемой здесь классификации эффузивов (см. отдельную таблицу), с внесением в него одной поправки. Именно, кажется необходимым введение промежуточной между пересыщенными и насыщенными кремнеземом породами группы с небольшим количеством свободного кремнезема—для того, чтобы дать место таким формам, как кв. трахит или андезитодацит, которые теперь считаются имеющими самостоятельное значение.

Параллельно с этим может явиться мысль о целесообразности выведения другой промежуточной группы пород с небольшим недостатком кремнезема и—следовательно—со следами оливина или фельдшпатидов. Необходимость такой группы как-будто вызывается тем обстоятельством, что имеются переходные формы, в роде аротрахитов или трахиандезитов, не совсем укладывающихся в намеренные группы. Однако, нет настоящей необходимости во введении второй промежуточной группы эффузивов. Действительно, обращаясь к интрузивным породам, мы среди них не находим соответствующих промежуточных форм или—во всяком случае—они пользуются очень ограниченным развитием. Следовательно, появление в эффузивах малого количества указанных бедных кремнеземом минералов должно представлять временное образование. И нужно сказать, что это положение теперь доказано экспериментальным путем с применением физико-химических отношений. Так, *Андерсен и Бовен* показали, что очень часто в начале кристаллизации даже не особенно основной магмы появляется оливин, который затем становится нестойким с остатком жидкой фазы и целиком превращается в метасиликат (58, 287); также *Бовен* нашел, что лейцит не редко представляет временное образование, при дальнейшей кристаллизации сплава переходящее в калиевый полевой шпат (73, 10). И вот, в зависимости от того, как далеко прошла кристаллизация магмы при образовании фенокристов, последние могут быть представлены оливином или фельдшпатидом, хотя нормально эти минералы и не свойственны данной породе. Таким образом присутствие небольшого количества оливина и фельдшпатидов со щелочными метасиликатами, среди фенокристов еще не является основанием для выделения соответствующих пород в особую группу.

Обращаясь теперь к дальнейшему подразделению эффузивов, необходимо согласиться с *Шэндом*, что состав плагиоклаза является вторым весьма существенным фактором классификации изверженных пород, и в том числе эффузивов. Но интересно, что ни один из упомянутых выше авторов новых классификаций не дал правильных границ между наиболее распространенными формами этого сплошного ряда твердых растворов. Так, совершенно недостаточно выделение *Хольмсом* лишь трех родов плагиоклаза, принятых и более старыми классификаторами; затем, совершенно искусственен метод *Джогансена*, хотя будто бы проверенный статистическим путем, разделения ряда плагиоклазов, как и других факторов предложенной им классификации, в границах 0—5—50—95—100; наконец, не удовлетворяет нас и предложение *Шэнда* разбить изоморфный плагиоклазовый ряд на четыре симметричных части, ибо совершенно ясно, что кислая половина ряда должна быть значительно более расщепленной, соответственно большей дифференциации кислой магмы. Вообще нужно сознаться, что старая система разделения плагиоклазов *Чермака* гораздо лучше отвечает действительному распространению этих минералов, чем все позднейшие предложения, в том числе и десятичная группировка *Кокиса* (64, 157). И в выводимой здесь классификации приняты во внимание следующие рода плагиоклазов: альбит, о самостоятельном значении которого говорить не приходится; олигоклаз, являющийся по исследованиям *П. Чирвинского* столь

характерным компонентом гранитовой магмы (42, 524); олигоклаз-андезин (в среднем № 30 по терминологии Федорова), входящий в состав таких важных пород, как гранодиорит (21,277) и монзонит (68,14); андезин, столь характерный для андезитов или диоритов, и основные плагиоклазы, которые при современном состоянии наших знаний основных пород, а м. б. и вообще, не заслуживают расчленения.

Но производя разделение эффузивов по составу плагиоклазов, мы должны иметь в виду, что плагиоклазы фенокристов всегда являются несколько более основными, чем средний плагиоклаз породы, ибо первые твердые фазы, выделяющиеся из плагиоклазового сплава, бывают богаче анортитом (54, 597), и только в конце медленной кристаллизации состав минерала выравнивается. На это обстоятельство особенно отчетливо указал *Левинсон-Лессинг*, отметивший также, что при не особенно большом количестве порфировых вкрапленников плагиоклаз основной массы эффузива довольно близок среднему теоретическому составу минерала породы (56, 255). Впрочем, для более или менее кислых пород указанное различие не столь существенно. В других случаях определенный микроскопическим путем состав плагиоклаза фенокристов нужно понизить на 5—10 №№, чтобы подойти к действительному составу минерала, принятому в данной классификации.

Что касается отношения калиевого и натриевого полевошпатовых компонентов, использованного указанными выше авторами новейших классификаций для последующего расчленения изверженных пород, то с этим фактором можно и не считаться, особенно при расчленении эффузивов, по следующим основаниям. Во-первых, калиевый компонент часто находится в скрытом состоянии, входя, например, в твердый раствор с плагиоклазом; во-вторых, при небольшом количестве этот компонент выделяется последним и участвует лишь в составе основной массы эффузива, где его трудно обнаружить; наконец, и это особенно существенно, количество калиевого полевого шпата, как правило, обратно пропорционально основности плагиоклаза породы, так что и нет необходимости вводить в факторы классификации этот элемент. Правда, иногда в основных породах появляется большое количество свободного калиевого полевого шпата, но такой, по существу аномальный и встречающийся вследствие задержавшейся дифференциации синтектической магмы случай не предусмотрен в предложенной схематической классификации.

Переходим теперь к краткой характеристике выделенных в предложенной классификации групп эффузивов. Пересыщенные кремнеземом породы почти всегда содержат в фенокристах кварц; во всяком случае свободного кремнезема так много, что основная масса является или стекловатой или микропойкилитовой. Наиболее основным членом этой группы может быть лишь дацит. Что касается переходной по кислотности группы с небольшим количеством свободного кремнезема, то в ней фенокристы кварца уже не могут встречаться, и основная масса менее склонна к образованию стекла, получая чаще микролитовый с участками микропегматита и микросферолитов характер при довольно распространенном выпотевании избыточного кремнезема среди преобладающего микрополевошпатового основания. В этой группе появляется уже основной плагиоклаз, всегда—впрочем—ассоциирующий, как и во всех более кислых представителях первых двух групп, с калинатровым полевым шпатом; но, крайней мере, должен существовать эффузивный аналог кварцевого габбро, не получивший еще особого названия. Вообще же представители кислых первичных эффузивов хорошо изучены и имеют довольно богатую синонимнику, из которой здесь выбраны названия, принятые русским петрографом *Левинсон-Лессингом* (56, 492)—с тем лишь отличием, что выпущена форма пантеллеритодацит, которая едва ли имеет право на существование, как слагающаяся из слишком удаленных друг от друга форм, и что коменгиту и пантеллериту дано толкование, предложенное *Розенбушем* (38, 330 и 333).

Зато номенклатура диагенетизированных форм первых двух групп очень бедна за исключением лишь щелочных пород, среди которых определенно выдвигаются альбитофиры, столь слабо почему-то представленные среди новейших эффузивов; в частности, более основные представители этих групп не разделены, нося названия кварцевых и фельзитовых порфиритов. Конечно, совсем не разделены формы зеленокаменной фазы рассматриваемых эффузивов, которые в большинстве случаев имеют крепкое сложение и названы здесь кератофирами, согласно первоначальному значению этого понятия, с приданием щелочным диагенетизированным породам, которые за последнее время назывались кератофирами, названий соответственно «ленне и лан-порфиры». Нужно еще отметить, что столь развитым среди пород данных двух групп стеклам отвечают диагенетизированные фельзиты.

Значительно более обширна группа насыщенных кремнеземом пород. Прежде всего, здесь значительным развитием пользуются щелочные образования. Если в предыдущих двух группах со свободным кремнеземом щелочные пироболы фактически свойственны лишь семействам, содержащим исключительно щелочные полевые шпаты, то в рассматриваемой группе каждое семейство может быть представлено как преобладающими щелочноземельными, так и щелочными формами. Затем, в него входят и эффузивы, содержащие основной плагиоклаз без самостоятельного калинатрового полевого шпата, количество которого вообще быстро уменьшается с увеличением основной массы пород и который в андезитовом ряду группы всегда скрывается в основной массе, способствуя проявлению в ней гипокристаллической гиалопилитовой структуры. Что же касается чисто плагиоклазовых основных эффузивов, объединяемых обычно под общим названием траппы, то они очень редко дают стекло, разделяясь по увеличивающемуся совершенству кристаллизации на базальт, анамезит и долерит. Поэтому чисто стекловатые формы свойственны лишь тем представителям группы, которые содержат калинатровые полевые шпаты; встречаясь сравнительно редко, они при диагенезисе превращаются в афаниты, иногда с трудом отличимые от фельзитов, отвечающих фельзитовым порфиритам. Обращаясь теперь к номенклатуре форм группы, мы должны отметить, что она еще плохо разработана—отчасти потому, что не была так резко обособлена щелочная часть этой группы. Только в отношении первичных представителей щелочноземельного ряда группы положение с номенклатурой пород обстоит достаточно благополучно, особенно благодаря анализу *Левинсон-Лессинга*, к которому нужно вполне примкнуть введением названий «андезитотрахиты» и «андезитобазальты» (45, 237). Но расчленение диагенетизированных форм этого ряда проведено в литературе не достаточно отчетливо. Так, обычно андезитотрахитам и андезитам противопоставляются просто порфириты; и нужно думать, что вейсельбергиты, поскольку это название следует закрепить за диагенетизированными эффузивами, как-раз отвечают андезитотрахитам, имея довольно кислый состав плагиоклазов (38, 382). Не останавливаясь на том, что лабрадорные порфириты удобнее всего принять в качестве аналогов андезитобазальтов, рассмотрим диагенетизированные формы траппов. Здесь большое разногласие вызывается определением понятия «мелафир». Многие петрографы—особенно *Левинсон-Лессинг* (57, 759) считают невозможным параллелизовать мелафир базальту, отмечая заметное содержание в нем щелочей и сопоставляя его с ортоклазовым габбро. Но нужно лишь согласиться с тем, что до сих пор мелафиру придавалось слишком обширное значение и что большое количество пород, которые назывались мелафирами, в действительности должны быть отнесены к лабрадорным и эссекситовым порфиритам. И поскольку нет иного названия для диагенетизированного базальта, следует сохранить за мелафиром его обычное значение—тем более, что словопроизводство этого термина (μελας—черный) соответствует сравнительно темной окраске диагенетизированных базальтов, как основ-

ных и более или менее полно раскристаллизованных образований. Конечно, такое же ограниченное значение должны иметь толеит и палатинит, удобнее всего параллелизуемые анамезиту и долериту, диагенетизированные формы которых являются несколько своеобразными, как было выяснено выше, и обычно называются диабазами.

Мало упорядоченным представляется щелочной ряд рассматриваемой группы. Прежде всего, следовало бы считать щелочными трахитами трахиты, содержащие щелочные пироболы, но уже достаточно прочно принято понимать под щелочными трахитами породы без плагиоклаза, а трахитам с щелочными пироболами придавать названия *Ponza*, *Drachenfels* или *Arso-трахиты*. Затем, трахиандезиты совершенно точно попадают в данный ряд насыщенных кремнеземом эффузивов, имея лишь несколько обширное значение и обладая названием, которое не совсем отвечает внутреннему содержанию этих пород. Еще менее целесообразно подразумевать под трахидолеритами чисто фельдшпатидовые эффузивы, что было подчеркнуто *Лесинсон-Лессингом*, показавшим, что под трахидолеритами нужно разуметь эффузивные эквиваленты габбросиенитов (22, 303). Поэтому не будет ошибки, если назвать щелочные андезитобазальты—именно—трахидолеритами, ограничивши таким образом значение этого понятия, всегда относившегося к щелочным формам. Что касается щелочных траппов, то они обычно содержат фельдшпатиды; поэтому соответствующее семейство в насыщенной кремнеземом группе является пока вакантным. Не приходится говорить о слабом выделении диагенетизированных представителей данной группы. Здесь можно лишь отметить ланпорфиры, как аналоги щелочных трахитов, да не совсем полно отвечающие трахиандезитам и трахидолеритам эссекситовые порфиры.

Переходим теперь к зеленокаменной фазе группы. Кислую половину этой фазы можно было бы назвать кератофирами, как это и проводил, например, *Розенбуш*. Но уже согласно последнему, даже аналоги трахитов настолько обогащаются хлоритом, развивающимся благодаря сравнительно большому содержанию в этих породах темноцветных компонентов, что они «выглядят, как диабазы» (32, 940); кроме того, роговой излом (*keras-pog*) свойственен лишь таким силикатовым породам, в состав которых входит заметное количество свободного кремнезема. Поэтому все зеленокаменные формы данной группы названы здесь диабазами, а название «кератофиры» отнесено к представителям первых двух групп, за исключением формы с основным плагиоклазом, которая богата темноцветными компонентами и получила приуроченное уже давно к более или менее раскристаллизованным ее проявлениям наименование кв. диабаз.

Не насыщенные кремнеземом изверженные породы разделяются на три подгруппы, характеризующиеся присутствием оливина или фельдшпатидов или обоих минералов. Оливиновая подгруппа тесно связывается с щелочноземельным рядом предыдущей группы, будучи очень простой, если принять, что небольшое количество фенокристов оливина относится к случайным образованиям, как то было выяснено выше. Сюда относятся существенно оливиновые траппы, которым отвечают диагенетизированные представители семейства оливиновых мелафиров. Кроме того можно выделить известную в диагенетизированной фазе под названием навит промежуточную между андезитом и базальтом форму, первичную фазу которой очень трудно наметить среди массы форм новейших эффузивов, получивших различные названия—часто на основании не достаточно точного определения полевых шпатов. Что же касается более кислых представителей эффузивов, то у них нормально оливин и не может встречаться, как это проявляется среди вполне раскристаллизованных интрузивов, за исключением фельдшпатидовых форм; в частности едва ли можно согласиться с *Вашингтоном* о самостоятельном оливиновом андезите, или гавайите (74, 472). Наконец, сюда относятся не разделявшиеся на фазы и довольно

хорошо раскристаллизованные, как основные образования, пикритовые порфиры. Интересно, что до сих пор не констатированы в конце щелочноземельного ряда третьей группы авгитовые порфиры, если не считать несколько приближающихся к ним санукитов.

Следующая подгруппа фельдшпатидовых эффузивов представляет развитие щелочного ряда третьей группы, будучи чрезвычайно сложной в виду крайнего непостоянства этих пород, которые по существу являются еще не совсем сформировавшимися магматическими образованиями. В данной подгруппе можно бы было выделить и натровый и калиевый ряды, а также лейко- и мелано-кратовые формы, но в виду ограниченного распространения фельдшпатидовых пород мы не будем усложнять предлагаемой здесь классификационной схемы эффузивов. Опорными семействами подгруппы являются семейства фонолитов и тефритов. Впрочем, объем первого семейства еще не совсем установлен; так, не ясно, входит ли в него кенинг, содержащий небольшое количество фенокристов оливина, который может представлять и временное образование. Интересно, что еще не установлен диагенетизированный аналог фонолита; правда, в качестве такового приводят иногда либнеритовый порфир или ромбический порфир, но эти породы являются жильными. Вообще же известно очень мало древних представителей фельдшпатидовых пород, и—в частности—совсем не идентифицированы зеленокаменные их фазы—очевидно потому, что фельдшпатиды не только легко изменяются, но и во многих случаях выщелачиваются. Что касается семейств, промежуточных между фонолитами и тефритами, то в их разграничении и номенклатуре существует большая путаница, отчасти обусловленная недостаточностью применявшихся микроскопических методов исследования порообразующих минералов и слишком большим доверием к химическому методу, который должен иметь лишь чисто служебное в петрологии значение. В предлагаемой схеме из целого ряда названий соответствующих пород, приводимых в литературе, указаны те, которые лучше других отображают минералогический состав пород и составлены по тому же принципу, что и в остальной части классификации. О нефелинитах и лейцититах, которые, как и все фельдшпатидовые породы, содержат хотя бы примесь щелочных полевых шпатов, говорить не приходится.

Несколько не ясен вопрос об объеме последней подгруппы не насыщенных кремнеземом пород, содержащей и оливин и фельдшпатиды, ибо небольшое количество фенокристов оливина может быть и случайным образованием, сохранившимся от превращения оливина в метасиликат. Если обратиться к аналогии с интрузивными породами, то мы увидим, что в более кислой их половине оливин характерен лишь для некоторых сиенитов и монцонитов. Но в лаурдалите и лаурвиките оливин является лишь примесью, может быть также случайно сохранившись в этих гипабиссальных породах, эффузивные эквиваленты которых отнесены уже нами в подгруппу безоливиновых пород, а оливиновые монцониты представляют по существу ортоклазовые габбро. Поэтому можно думать, что рассматриваемая подгруппа, как и первая подгруппа, сравнительно бедна, будучи представлена семействами банакита, базанита и различных бесполовошпатовых форм. В заключение нужно отметить, что лимбургиты и авгититы, действительно, относятся к производным фельдшпатидовой щелочной магмы, так как в них всегда имеется достаточное количество щелочей, являющихся—между прочим—причиной появления в этих основных породах стекла.

Представленная классификация эффузивов имеет лишь схематический характер и не претендует на достаточно полное освещение вопроса, который требует специальной обработки с анализом синонимии пород. Но все-же она значительно шире обычных классификационных таблиц, не только приводящиеся в руководствах, но и опубликованных за последнее время, например минералогической классификации *Пирсона* (69, 58). Во всяком случае

предложенная схема показывает, что наши классификации изверженных пород еще очень мало разработаны, и что в синонимике петрографы неизмеримо слабее палеонтологов, обращая слишком незначительное внимание на этот метод исследования естественно-исторических объектов.

8. Заключение.

Итак, в данном исследовании проведена та основная мысль, что эффузивы, как весьма неустойчивые по самому происхождению своему образования, с течением времени изменяются. Это изменение выражается в постепенном превращении компонентов породы в стабильные фазы, а также иногда и в химическом преобразовании компонентов при помощи тонких растворов, всегда имеющих как в изменяющейся, так и в соседних породах и легко приходящих в движение даже при слабом изменении внешних условий. Такие новые формы эффузивов, не испытавших коренной перекристаллизации и сохранивших свои структурные и текстурные особенности, получили название фаз—подобно тому, как полиморфные модификации минералов называются фазами состояния соответствующего вещества.

Нормальных фаз эффузивов может быть три. Прежде всего—*первичная* фаза, сохраняющаяся более или менее долго лишь в том случае, когда эффузив находится в спокойном состоянии и не подвергается значительному статическому давлению. Эффузивы первичной фазы характеризуются окраской от светлосерой до черной или светлозеленоватой и при отсутствии стекла шероховато-пористым изломом. При преобразовании эффузивов в эпиконтинентальных формациях, характеризующихся слабой дислокацией, породы подвергаются простому перерождению, или диагенезису, и эта *диагенетизированная* фаза получает краснобуролиловую окраску вследствие выпадения или образования тонко пропитывающих эффузив окислов тяжелых металлов. Наконец, когда эффузивная порода попадает в состав геосинклинальных толщ, подвергающихся интенсивным дислокациям, то в ней параллельно с превращением компонентов в устойчивые фазы происходит обильное образование серицита и хлорита, и такая фаза эффузивов получила название *зеленокаменной*, характеризующаяся зеленой окраской пород и находясь на грани к зеленокаменным сланцам, которые относятся уже к метаморфическим породам.

Конечно, в некоторых случаях, обусловленных преимущественно влиянием боковых пород, эффузивы дают формы, отличающиеся от выведенных фаз; равным образом поствулканические процессы и выветривание разного возраста могут значительно изменить внешний вид эффузива. Но все такие случаи относятся к небольшим массам пород, сравнительно легко распознаются и не подрывают правильности схемы отношений между фазами эффузивов.

Таким образом фазы эффузивов, поскольку последние не испытали какого-нибудь метаморфизма, прекрасно распознаются даже по своей окраске. Это обстоятельство имеет большой практический интерес, позволяя распознавать стратиграфические отношения и оттенки тектонических процессов в поле при помощи эффузивных пород, обычно принимаемых полевыми геологами за очень скучные и мало показательные образования.

Наконец, подчеркнутая в настоящем исследовании необходимость разделять фазы эффузивов заставляет придавать этим фазам различные названия и позволяет улучшить и сделать—действительно—естественной классификацию эффузивных пород.

Томск.

1.5.24.

Список литературы.

Ссылки указаны в тексте среди скобок, причем первое число жирным шрифтом обозначает порядковый номер списка литературы, а последующие числа—страницы или рисунки сочинения.

1. Naumann, F. Lehrbuch der Geognosie. I.—Leipzig, 1858.
2. Zirkel, F. Lehrbuch der Petrographie. I.—Leipzig, 1866.
3. Richthofen, F. Principles of the Natural System of Volcanic Rocks.—Mem. pres. to the Calif. Ac. of Science. I, 1868.
4. Vogelsang, H. Ueber die Systematik der Gesteinslehre und die Einteilung der gemengten Silikatgesteine.—Z. d. D. g. Gesellschaft **24**, 1872.
5. Zirkel, F. Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine.—Leipzig, 1873.
6. Allport, S. On the Microscopical Structure and Composition of British Carboniferous Dolerites.—Qu. Journ. **30**, 1874.
7. Rosenbusch, H. Mikroskopische Physiographie der Massigen Gesteine.—Stuttgart, 1877.
8. Idem. Ueber das Wesen der körnigen und porphyrischen Struktur bei Massengesteinen.—N. J. 1882. II.
9. Frenzel, C. Ueber die Abhängigkeit der mineralogischen Zusammensetzung und Struktur der Massengesteine vom geologischen Alter.—Z. f. Naturw. **55**, 1882.
10. Roth, J. Allgemeine und chemische Geologie. II.—Berlin, 1883.
11. Lossen, K. Ueber die Anforderungen der Geologie an die petrographische Systematik.—J. d. Pr. geol. Landesanstalt. 1883.
12. Idem. Ueber Palatinit und seine Stellung zur Melaphyr-Frage.—Z. d. D. g. Ges. **38**, 1886.
13. Michel Lévy, A. Structures et classification des roches éruptives.—Paris, 1889.
14. Roth, J. Die Einteilung und die chemische Beschaffenheit der Eruptivgesteine.—Z. d. D. g. **43**, 1891.
15. Chrustschoff, K. Ueber ein paläozoisches Leucitgestein.—N. J. 1891 II.
16. Zirkel, F. Lehrbuch der Petrographie. I.—Leipzig, 1893.
17. Fouqué, M. Contribution à l'étude des feldspaths des roches volcaniques.—Bull. de la Soc. fr. de Min. **17**, 1894.
18. M. Lévy et A. Bacroix. Sur une roche à leucite carbonifère du Mâconnais.—Bull. Soc. fr. de Min. **18**, 1895.
19. Hintze, C. Handbuch der Mineralogie. II.—Leipzig, 1897.
20. Хвольсон, О. Курс физики. II. Спб. 1898.
21. Lindgren, W. Granodiorite and other intermediate rocks.—Am. Journal of Science. **9**, 1900.
22. Loewinson—Lessing, F. Kritische Beiträge zur Systematik der Eruptivgesteine. III.—Tscherm. Min. u. Petr. Mittheil. **19**, 1900.
23. Richthofen, F. Führer für Forschungsreisende.—Hannover, 1901.
24. Cross, W. The Development of Systematic Petrography in the 19. Century.—Journ. of Geology. **10**, 1902.
25. Weinschenk, E. Allgemeine Gesteinskunde.—Freiburg, 1902.
26. Idem. Spezielle Gesteinskunde.—Freiburg, 1905.
27. Grubenmann, U. Die kristallinen Schiefer. I.—Berlin, 1904.
28. Tannhäuser, F. Die jüngeren Gesteine der Ecuatorianischen Ost-Cordillere.—Berlin, 1904.
29. Rosenbusch, H. Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien.—Stuttgart, 1905.
30. Day, A. and Allen, E. Isomorphism and Thermal Properties of Feldspars.—Am. Journal of Science. **19**, 1905.
31. Ostwald, W. Lehrbuch der allgemeinen Chemie. II, 3. Theil.—Leipzig, 1906.
32. Rosenbusch, H. Mikroskopische Physiographie der Massigen Gesteine.—Stuttgart, 1908.
33. Chamberlin, R. The Gases in Rocks.—Washington, 1908.
34. Barbier et Prost. Sur l'existence d'un feldspath sodique monoclinique, isomorphe de l'orthose.—Bull. chim. fr. **3**, 1908.
35. Harker, A. The Natural History of Igneous Rocks.—London, 1909.
36. Iddings, J. Igneous Rocks. I.—New York, 1909.
37. Wright, E. and Larsen, E. Quartz as a Geologic Thermometer.—Am. Journ. of Sc. **28**, 1909.
38. Rosenbusch, H. Elemente der Gesteinslehre.—Stuttgart, 1910.
39. Grubenmann, U. Die kristallinen Schiefer.—Berlin, 1910.
40. Dittler, E. Ueber die Darstellung kalihaltiger basischer Plagioklase.—Tscherm. Min. u. Petr. Mitteil. **29**, 1910.

41. Заварицкий, А. Петрографические наблюдения в окрестностях Миасского завода.—Зап. Горн. Инст. **3**, 1910.
42. Чирвинский, П. Количественный минералогический и химический состав гранитов и грейзенов.—Москва, 1911.
43. Усов, М. Пограничная Джунгария. Описание горных пород.—Томск, 1911.
44. Marc, R. Vorlesungen über die chemische Gleichgewichtslehre und ihre Anwendung auf die Probleme der Mineralogie, Petrographie und Geologie.—Jena, 1911.
45. Левинсон-Лессинг, Ф. Очерки по систематике изверженных пород. I.—Изв. СПб. Политехн. Инст. **15**, 1911.
46. Sander, R. Ueber Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen.—Tsch. M. u. P. Mitteil. **30**, 1911.
47. Sander, B. Ueber tektonische Gesteinsfacies.—Verh. der geol. Reichsanstalt. 1912.
48. Reinisch, R. Petrographisches Praktikum. II.—Berlin, 1912.
49. Bowen, N. Die Binary System: $\text{Na}_2 \text{Al}_2 \text{Si}_2 \text{O}_8$ — $\text{Ca Al}_2 \text{Si}_2 \text{O}_8$.—Am. Journ. of Sc. **33**, 1912.
50. Johnsen, A. Die Gesteine der Inseln S. Pietro und S. Antioeo (Sardinien).—Abh. der Pr. Ak. d. Wiss. 1912.
51. Milch, L. Die Systematik der Eruptivgesteine I.—Fortschritte d. Min., Kr. u. Petr. **3**, 1913.
52. Becke, F. Ueber Mineralbestand und Struktur der krystallinischen Schiefer.—Denkschriften d. Ak. d. Wiss. zu Wien. **75**, 1913.
53. Fenner, C. Stability Relations of Silica Minerals.—Am. Journ. of Sc. **36**, 1913.
54. Bowen, N. Melting Phenomena of the Plagioclase Feldspars.—Am. Journ. of Sc. **35**, 1913.
55. Brauns, R. Cancrinit—und nephlinführende Auswürflinge aus dem Laacher Seegebiet.—Neues Jahrbuch. B.—B. **35**, 1913.
56. Левинсон-Лессинг, Ф. Вулканы и лавы Центрального Кавказа.—Изв. СПб. Пол. Инст. **20**, 1913.
57. Он-же. Очерки по систематике изверженных пород. II.—Изв. СПб. Пол. Инст. **20**, 1913.
58. Andersen, O. u. Bowen, N. Das binäre System Magnesiumoxyd—Silicium—2 Oxyd.—Z. f. anorgan. Chemie. **87**, 1914.
59. Andersen, O. On Aventurine Feldspar.—Am. Journ. of Sc. **40**, 1915.
60. Andersen, O. The System Anorthite—Forsterite—Silica.—Am. Journ. of Sc. **40**, 1915.
61. Holmes, A. Classification of Igneous Rocks.—Geolog. Magazine. 1917.
62. Shand, S. A System of Petrography.—Geolog. Magazine. 1917.
63. Johannsen, Al. Suggestions for a Quantitative Mineralogical Classification of Igneous Rocks.—Journ. of Geology. **25**, 1917.
64. Calkins, F. A Decimal Groupings of the Plagioclases.—Journ. of Geology. **25**, 1917.
65. Обручев, С. Тунгусский угленосный бассейн.—Рудный Вестник. **3**, 1918.
66. Till, A. Petrographisches Praktikum.—Wien, 1919.
67. Johannsen, A. A Quantitative Mineralogical Classification of Igneous Rocks.—Journ. of Geology. **28**, 1920.
68. Becke, F. Ueber den Monzonit.—Festschrift C. Doelter. 1920.
69. Pirsson, L. The Classification of Igneous Rocks.—Am. Journ. of Sc. **2**, 1921.
70. Alling, H. The Mineralography of the Feldspars. I.—Journ. of Geology. **29**, 1921.
71. Лучицкий, В. Курс петрографии.—Москва, 1922.
72. Ферман, А. Геохимия России.—Петроград, 1922.
73. Bowen, N. The Melting of Potash Feldspar.—Am. Journ. of Sc. **4**, 1922.
74. Washington, H. Petrology of the Hawaiian Islands. I. Kohala and Mauna Kea, Hawaii.—Am. Journ. of Sc. **5**, 1923.
75. Colony, R. The Final Consolidation Phenomena in the Crystallisation of Igneous Rocks.—Journal of Geology. **31**, 1923.
76. Alling, H. The Mineralography of the Feldspars. —Journal of Geology. **31**, 1923.
77. Sander, B. Zur petrographisch—tektonischen Analyse.—Jahrb. d. geol. Bundesanstalt. **73**, 1923.
78. Wurm, A. Tektonische und magmatische Analyse des alten Gebirges im Norden von Bayern.—C. f. Min. 1923.
79. Lacroix, A. Les laves analcimiques de l'Afrique du Nord et, d'une façon générale, la classification des laves renfermant de l'analcime.—C. R. 1924.
80. Герасимов, А. Следы третичной вулканической деятельности близ г. Грозного.—Изв. Геолкома. **39**, 1924.