

П-799

В.12.

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫПУСК 12

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 5)

Д. С. КОРЖИНСКИЙ

ФАКТОРЫ МИНЕРАЛЬНЫХ РАВНОВЕСИЙ  
И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ФАЦИИ ГЛУБИНОСТИ

Д. С. КОРЖИНСКИЙ

## ФАКТОРЫ МИНЕРАЛЬНЫХ РАВНОВЕСИЙ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ФАЦИИ ГЛУБИННОСТИ

### ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая работа основана на многолетних исследованиях парагенетических соотношений минералов в метаморфических и метасоматических породах (преимущественно из докембрия Восточной Сибири). Эти исследования показали автору, что парагенетические соотношения минералов глубоко закономерны и анализ их, получивший обоснование преимущественно в трудах В. Гольдшмидта (Goldschmidt, 1911) и П. Эскола (Eskola, 1915, 1920), дает петрологии и минералогии новые и широкие возможности, вскрывая, подобно микроскопу, такие факты и соотношения, которые не улавливаются при обычных методах наблюдения.

К сожалению, анализ парагенетических соотношений минералов связан со значительными трудностями, поскольку дело идет об изучении многокомпонентных систем и сложных природных процессов. Этим и объясняется медленное развитие методов такого анализа и медленное накопление фактического материала по парагенетическим соотношениям минералов. Все же и в настоящее время учение о минеральных равновесиях затрагивает столь широкий круг вопросов, что изложение этого учения в одном труде оказывается невозможным. При систематическом изложении учения о минеральных равновесиях следовало бы начать с приложения к минеральным равновесиям правила фаз и с геометрических методов анализа и изображения многокомпонентных парагенезисов, после чего можно было бы изложить фактический материал по парагенетическим соотношениям минералов, полученный различными авторами. Только после этого, быть может, следовало бы привести исследование общих закономерностей минералообразования и его зависимости от температуры и глубины, основывающееся на сопоставлении изученных парагенетических соотношений минералов. Однако последняя тема представляет настолько общий интерес, что я решился посвятить ей отдельную работу и предложить ее теперь же читателю, в нарушение той систематической последовательности, которая была обрисована выше. С нарушением этой последовательности связан ряд недостатков работы, так как многие понятия и представления, а также фактический материал по парагенетическим соотношениям минералов, не могли быть изложены с достаточной полнотой и систематичностью. Надеюсь, однако, что и в таком виде работа окажет пользу, обратив внимание исследователей на ряд важных закономерностей минералообразования, до сих пор остававшихся незамеченными. Автор хотел также показать то большое значение, которое должно иметь изучение парагенетических соотношений минералов для развития различных отделов геологии и, таким образом, привлечь молодых исследователей к разработке этого трудного, но многообещающего отдела петрологии.

Настоящая работа была в рукописи прочитана профессорами Ленинградского горного института А. Н. Заварицким, А. К. Болдыревым, К. Ф. Белоглазовым, а также А. А. Турцевым и В. С. Соболевым, сделавшими ряд замечаний и возражений. Особенно многочисленные и конкретные замечания, которые чрезвычайно помогли мне при редактировании работы, я получил от А. К. Болдырева, исключительно внимательно прочитавшего рукопись. В связи с этими замечаниями мною были внесены в работу некоторые уточнения и дополнительные разъяснения. Всем этим лицам приношу свою искреннюю благодарность.

## 1. ПРОБЛЕМА ГЛУБИНОСТИ В ГЕОЛОГИИ

### 1. Геологические комплексы пород и глубинность их формирования

§ 1. К одной из главнейших современных проблем геологии принадлежит проблема взаимосвязи между тектоническими, магматическими и минералогическими процессами. Единственным источником для изучения этих процессов и их взаимосвязи служат, конечно, совокупности горных пород (геологические комплексы пород), возникшие в результате этих процессов. Разрешение проблемы взаимосвязи геологических явлений должно базироваться на всестороннем изучении этих совокупностей горных пород, установлении основных типов таких совокупностей и рациональной классификации этих типов. Только идя таким систематическим путем и ~~приведа таким образом~~ в порядок громадный материал, относящийся к региональным геологическим исследованиям, можно избежать тех грубых ошибок, которые неизбежны, если ограничиться созданием схем и проверкой их на отдельных примерах. Речь идет, таким образом, о создании новой ветви геологических наук («учения о геологических комплексах»), имеющей свои особые объекты исследования. В то время как для петрографии и петрологии такими объектами служат отдельные породы и отдельные массивы или формации, для рассматриваемой науки единичным объектом является целый геологический комплекс горных пород.

Понятие о геологическом комплексе имеет особое значение и определенность для складчатых зон. Геологический комплекс пород в данном случае можно определить как совокупность горных пород, образовавшихся в течение одного геологического периода — цикла, начиная со стадии отложения осадочных толщ вместе с подчиненными им эффузивами и кончая стадией складчатости и внедрения в осадочные толщи гранитоидных интрузий. В эту последнюю стадию складчатости и метаморфизма, в которую возникают главнейшие из неосадочных минеральных месторождений, и заканчивается формирование геологического комплекса. Все породы комплекса — осадочные, эффузивные, основные и ультраосновные интрузивы и сами активные гранитные интрузивы — получают свой окончательный облик, наблюдаемый нами на дневной поверхности в результате более или менее глубокого размыва, если только более молодые тектоно-магматические процессы не наложили на них новую печать (эти вторичные изменения, разумеется, следует связывать с более молодым геологическим комплексом). Понятие о геологическом комплексе отнюдь не ново и в том или ином смысле применяется почти каждым геологом.

§ 2. Понятие о геологическом комплексе шире понятия о петрографической формации. По определению Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1936, стр. 35—36), петрографические формации это «те петрогенетически-стратиграфические комплексы магматических и апомагматических образований, которые группируются около какого-нибудь интрузивного массива или вулканического центра и генетически с ним связаны». Сюда же включаются и контактовые образования (Левинсон-Лессинг, 1931, стр. 5—6). Геологический комплекс при данном выше определении, очевидно, может включать несколько различных формаций, например, кроме «формации»

гранитов, формацию ультрабазовых пород, диабазов, ряд вулканических формаций, наконец, метаморфизованные осадки. В ассоциации этих различных формаций наблюдается всегда некоторая закономерность, отображающая закономерность полного геологического цикла. Состояние всех этих пород, даже как будто совершенно не метаморфизованных, зависит от условий формирования комплекса в заключительную стадию цикла (степень цементации осадков, состояние эффузивов и пр.).

Весьма существенно, что характер изверженных пород данного геологического комплекса нередко остается постоянным на протяжении сотен и тысяч километров. В этом случае уже невозможно говорить о связи с одним массивом, вулканическим центром или магматическим очагом. Все же я нахожу удобным говорить, например, о формации гранитоидов в данном геологическом комплексе, полагая, что «родственная связь» этих гранитоидов возникла благодаря одновременности и одинаковым условиям образования гранитной магмы в данной орогенной зоне.

§ 3. Под петрографической провинцией обычно понимают область развития комагматических пород. Понятие это, надо сказать, довольно неудобное, и разные авторы придают ему несколько различающийся смысл. Область развития какого-либо геологического комплекса может рассматриваться как петрографическая провинция в отношении нескольких (вовсе не комагматических в обычном смысле слова) групп или семейств пород одновременно (например, петрографическая провинция гранитоидов и в то же время провинция габбро-диабазов, порфиритов и т. п.). Мне кажется, что правильнее говорить не о «петрографических провинциях», а о петрографических формациях и областях их развития, так как ведь любая «провинция», т. е. область, сложена разновременными породами, и «физиономия» ее создается совокупностью всех этих пород, генетически независимых.

§ 4. Сравнительное изучение различных геологических комплексов позволяет установить ряд закономерностей в ассоциации осадочных пород или вулканических пород с некоторыми осадочными и т. д. Нас здесь, однако, интересуют лишь те особенности геологических комплексов, которые связаны с заключительной стадией их образования, т. е. с главной складчатостью, сопровождаемой магматической и постмагматической деятельностью кислой магмы и метаморфизмом. При изучении геологических комплексов в этом именно отношении обнаруживается большое разнообразие в проявлении в них тектонических, магматических, метаморфических и минералогических явлений при несомненном наличии закономерной взаимосвязи между всеми этими явлениями.

Первой задачей учения о геологических комплексах является всестороннее изучение их и выделение основных типов их развития. Геологический опыт показывает, что число таких типов не слишком велико и для каждого геологического комплекса можно найти в других странах аналоги, иногда поразительно близкие к рассматриваемым явлениям. В сущности, пока все прогнозы о месторождениях полезных ископаемых основаны лишь на таких аналогиях, и опытный геолог, уловив тип изучаемого им комплекса, ожидает встретить те месторождения, которые свойственны этому типу в других областях.

Ограниченное количество основных типов развития геологических комплексов и закономерность взаимосвязи различных их особенностей указывают, что все эти особенности находятся в функциональной зависимости от очень небольшого количества факторов. Повидимому, главнейшим из этих факторов является глубина формирования данного геологического комплекса, что давно уже служит руководящей гипотезой в геологии. Если бы мы научились определять относительную глубину формирования различных геологических комплексов, то, расположив всесторонне изученные складчатые комплексы по глубинам их формирования (т. е. по «фациям глубинности»), мы сразу же смогли бы установить, какие из этих особенностей функционально зависят от глубины и каков закон этой зависимости.

С другой стороны, выявились бы и признаки, зависящие от иных факторов. Только таким путем можно было бы получить полную картину разворачивания тектоно-магматического процесса на различных горизонтах земной коры и решение проблемы взаимосвязи различных сторон этого процесса. Вследствие этого возможность определения относительной глубины формирования горных пород будет иметь решающее значение для дальнейшего развития геологии.

## 2. Главнейшие представления о зависимости геологических процессов от глубины

§ 5. Наблюдаемое в шахтах и буровых скважинах быстрое повышение температуры по мере проникновения в толщу земной коры — в среднем около  $3^\circ$  на 100 м — послужило основанием для широкого распространения среди геологов воззрения, что уже на сравнительно небольших глубинах имеет место довольно высокая температура. В силу этого более глубинные геологические процессы должны протекать в зонах, в которых, независимо от магматических явлений, температура неизменно высока. Глубина образования наиболее глубинных пород обычно принимается не менее 16 км, что соответствует температуре в  $480^\circ$ ; образование типичных гидротермальных минералов в этом случае становится невозможным. На этом основании полагают, что вместе с глубиной равномерно возрастает как общее (гидростатическое) давление, так и температура. Благодаря этому в земной коре возможно выделение глубинных зон, в каждой из которых господствуют свои особые условия температуры и давления и образуются свои специфические породы, минералы и минеральные месторождения.

Идея глубинных зон в отношении метаморфизма была, как известно, разработана Ван-Хайзом, Бекке, Грубенманом и Лукашевичем, а в отношении минеральных месторождений — преимущественно Линдгреном. Руководящее значение до сих пор сохранила классификация метаморфических пород и минералов по глубинным зонам (ката-, мезо- и эпизона), данная У. Грубенманом (Grubenmann, 1910) и дополненная позднее П. Ниггли (Grubenmann — Niggli, 1924). В то время как Грубенман принимал во внимание только кристаллические сланцы, т. е. продукты «регионального» метаморфизма, П. Ниггли в ту же систему ввел также типичные «контактовые» минералы, причем такие типичные для небольших глубин минералы, как монтицеллит и геленит — в соответствии с высокой температурой своего образования, — попали в наиболее глубинную «катазону». Для минеральных месторождений руководящей до сих пор является классификация В. Линдгрена, который постмагматические месторождения делит на: 1) гипотермальные — высокотемпературные, весьма глубинные, 2) мезотермальные, средних температур и глубин и 3) эпитептермальные — малых температур и глубин (Lindgren, 1913, 1928). Обе эти классификации в сущности распределяют свои объекты по температурам образования и в этом отношении сохраняют свое значение поныне и, конечно, сохраняют его и впредь. Однако представление о том, что более высокотемпературные образования в то же время и более глубинны, в настоящее время безусловно следует оставить, как это и сделано, пожалуй, большинством петрологов (ср. Лодочников, 1934, стр. 143). (На существование высокотемпературных минеральных месторождений, образовавшихся на малых и средних глубинах, недавно указывал Буддингтон (Buddington, 1935), предложивший назвать эти месторождения «ксенотермальными»).

Конечно, авторам этих классификаций было хорошо известно, что интрузивные тела и связанные с ними высокотемпературные метаморфические породы и минеральные месторождения могут возникать на любой, хотя бы и малой глубине. Однако эти случаи считались ими не характерными, нарушающими общую закономерность («местный подъем геотерм»). Решающее значение в данном вопросе имеет тот факт, что даже в наиболее глубинных из известных нам геологических комплексов, сло-

женных целиком гранитами, гнейсами и кристаллическими сланцами «катазоны» (например, асей Восточной Сибири, Канады), с гранитами, пегматитами и их копьями неизменно связаны такие низкотемпературные минералы, как хлорит, серицит, тальк, серпентин, альбит, цеолиты и другие минералы «эпионы» Грубенмана. Частичное разложение плагиоклаза на чистый альбит серицитом и кальцитом или доизитом постоянно встречается в этих глубинных гранитах, вмещающие же кристаллические сланцы обычно сохраняют удивительно свежий плагиоклаз. Отмеченная закономерность явно указывает на постмагматический характер этих низкотемпературных явлений, равным образом как и частая приуроченность их к контактам пегматитов. Цеолиты известны, например, в пегматитах и скаполитизированных породах архея Алданской плиты (Коржинский, 1936—2, стр. 59 и 62), кальцит-флогопитовых жилах южного Прибайкалья (в Слюдянке филлипсит, П. П. Пилипенко, 1930, стр. 1362), в контактовом метасоматическом пироксените свиты Гренвил в Канаде (Adams — Barlow, 1910, стр. 89). Как мы увидим ниже, все эти архейские образования принадлежат к наиболее глубинным из известных. Эти наблюдения, знакомые каждому петрографу, работавшему в области кристаллических щитов, убеждают нас в том, что в любом доступном нашему наблюдению комплексе магматический процесс заканчивался при низких температурах, допускающих образование большинства самых низкотемпературных из метаморфических минералов. Факт этот может быть объяснен лишь тем, что даже в самых глубоких из доступных геологическому знанию зонах господствует достаточно низкая температура, поднимающаяся только в связи с магматическими явлениями. На любой глубине, следовательно, большой или малой, могли образоваться как высоко-, так и низкотемпературные породы и минералы, в зависимости лишь от расположения интрузивных тел.

Этот вывод из петрографических наблюдений не противоречит геофизическим данным. Ведь непосредственные измерения температуры (в буровых скважинах) производились лишь до глубин, не достигающих 2,5—3 км. Температура на более значительных глубинах может быть вычислена лишь на основании той или иной гипотезы об источнике и распределении теплоты внутри земли, и взгляды геофизиков в этом пункте сильно расходятся. Пропорциональное глубине возрастание температуры возможно лишь в том случае, когда источник теплоты находится в центре земного шара, как это и предполагалось прежде. Если же источником теплоты является радиоактивность и при том сосредоточенная преимущественно в самой земной коре, как это предполагается теперь, то результат получится совершенно иной. Так, по вычислениям Джеффрис, температура в 500—600° достигается лишь на глубине в 100 км (Gutenberg, 1935, стр. 64).

В последнее время установлено, что в кристаллических породах основания возрастание температуры идет значительно медленнее, чем в залегающих на них осадочных толщах. По данным де-Люри (De Lury, 1935—1, 2), величина геотермического градиента крайне неравномерна (по непосредственным измерениям подъем температуры от 6,5 до 94,3° на 1 км), и это различие градиентов, обусловленное неравномерным распределением радиоактивных элементов, не выравнивается вплоть до весьма больших глубин (в сотни километров). По предположению де-Люри (De Lury, 1935—1, стр. 190), на глубине в 30 км возможны температуры от 300 до 1250° (т. е. с амплитудой в 950°), а на глубине 60 км — от 400 до 1200°.

Следует, конечно, иметь в виду, что любое вычисление распределения температур внутри земной коры покоится на ряде более или менее произвольных допущений о первичном распределении температур и об относительной роли различных источников тепла. Поэтому геолог не должен поддаваться гипнозу этих геофизических вычислений, а прежде всего исходить из геологических наблюдений. Последние не оставляют сомнения в том, что в комплексах горных пород любой глубинности, вплоть до наи-

более глубинных, магматический и метаморфический процесс шел в широком интервале падающих температур, с последовательным образованием высоко-, средне- и низкотемпературных минералов (по классификации Грубена — Ниггли, минералы ката-, мезо- и эпизоны). Мне кажется вероятным, что на наибольших геологических глубинах (порядка 25—30 км) в удалении от магматических тел температура опускается еще значительно ниже, чем это дается De Lury, т. е. ниже 300°.

§ 6. Весьма ценным оказалось предложенное Лан-Хайзом разделение земной коры на зону разломов (верхнюю) и зону истечения горных пород (нижнюю). [Весьма интересную характеристику «зоны текучести» дал недавно Е. Andrews (1931)]. В настоящее время различие между этими зонами понимается таким образом, что в верхней зоне тангенциальные напряжения, помимо складчатости, разрешаются также и поясами разломов, иногда с хаотическим раздроблением пород; метаморфические породы этой зоны обладают массивной текстурой. В более глубоких зонах тангенциальные напряжения, помимо складчатости, разрешаются в раздавливании, развальцовывании целых толщ горных пород, получающих при этом сланцеватую флюидальную текстуру. При наличии благоприятных условий (постмагматические растворы) происходит образование кристаллических сланцев, в противном же случае — лишь раздробление и рассланцевание пород; метаморфические породы и милониты этой зоны, как правило, обладают параллельными текстурами. Тот или иной тип деформации сильно зависит от механических особенностей пород и от степени прогресса их интрузиями. Весьма легко, уже на малой глубине, подвергаются развальцовыванию толщи глинистых осадков; толщи же кристаллических пород подвергаются рассланцеванию с трудом, на более значительных глубинах и, главным образом, при наличии метаморфизирующих растворов; образование кристаллических сланцев гораздо легче происходит у больших гранитных массивов, чем у малых. Естественно, что тип деформации может служить лишь для первой ориентировки в проблеме глубинности.

В силу возможности истечения пород и, следовательно, отсутствия вязких трещин, в глубоких зонах давления распределены более или менее равномерно. В связи с этим гранитная магма обладает значительной избирательной способностью, раздвигая породы (во время складкообразования) вдоль плоскостей наименьшего сцепления, т. е. по плоскостям наложения и сланцеватости, давая, таким образом, характерную картину «глубинной инъекции» с обширным развитием ленточных инъецированных гнейсов. Наоборот, на малых глубинах давления распределены весьма неравномерно; наименьшим во время складкообразования (в моменты наибольшего сжатия) будет давление нагрузки, направленное сверху. В силу этого горизонтальные или пологие поверхности окажутся наименее сжатыми, и по ним легко происходят разрывы со скольжением (пологие надвиги) или с внедрением языкообразных батолитовых гранитных интрузий. Для этих же зон характерны поперечные складчатости жилы и трещины, так как такие трещины в силу неравномерного распределения давления сжаты менее, чем перпендикулярные к направлению наибольшего сжатия. Эти соображения, высказанные различными авторами, отражают также и точку зрения автора; они прекрасно согласуются с геологическими данными.

§ 7. Разделение магматических пород — по глубинам их образования — на «абиссальные» (глубинные) и «гипабиссальные» (малых глубин) получило широкое распространение. Особенно детально оно было разработано М. А. Усовым (1925 и 1932). Разделение это основано на том, что абиссальные интрузии, застывая среди прогретых пород и удерживая свои газы, очень медленно и спокойно проходят процесс дифференциации, кристаллизации и охлаждения, что исключает возможность сохранения неустойчивых образований и структур; в частности, при спокойной дифференциации исключается, по мнению М. А. Усова, образование щелочных пород, по-

видимому, отсутствующих в глубинной фации; почти отсутствуют в ней и основные породы.

Наоборот, интрузии гипабиссальной фации, т. е. образующиеся на небольшой глубине, сравнительно быстро проходят процесс дифференциации, кристаллизации и остывания, чем и обусловлено их отличие от абиссальных пород. / то время как абиссальные породы однообразны по составу, гипабиссальные представлены самыми различными разностями. В отношении минерального состава указываются следующие отличия: кали-натровый полевой шпат в абиссальных интрузиях «должен проявляться в виде (пертитизированного) микроклина» (Усов, 1932, стр. 17), для гипабиссальных же интрузий характерен ортоклаз, более или менее пертитизированный, далее ангипертит и шахматный альбит (по анортоклазу), встречается и микроклин. Плагноклазы кислых интрузивов обнаруживают сильную зональность только в гипабиссальных условиях. Feldшпаты отсутствуют в абиссальной фации (там же, стр. 21), а в гипабиссальной фации сохраняются лишь элеолит; другие фельдшпаты разложены. Из цветных минералов в абиссальной фации встречаются почти исключительно биотит и амфибол, причем здесь отсутствуют щелочные амфиболы и пироксены (там же, стр. 24), «щелочные граниты, многие чарнокиты и т. п. ... являются типичными гипабиссальными интрузивами» (там же, стр. 22). Наоборот, для гипабиссальных пород особенно типичны различные пироксены, но обычны также амфиболы и биотит, встречаются щелочные пироксены и амфиболы. В отношении структуры для гипабиссальной фации, в отличие от абиссальной, характерно резкое уплотнение интрузивной породы у контактов с боковыми породами, появление порфировых структур (но порфировидные структуры обычны и для абиссальной фации), неравномерная пластинчатая или игольчатая форма некоторых кристаллов (диабазовидная, офитовая, монцитонитовая и т. п. структуры); зональное строение плагноклаза, иногда пироксена и т. п. Что касается текстуры гипабиссальных пород, то для них характерна миаролитовая текстура, отсутствующая, по мнению М. А. Усова, в абиссальных интрузиях. Интрузии абиссальной фации вызывают метаморфизм регионального распространения с широким развитием гранитизации, у гипабиссальных же интрузий метаморфизм приурочен к узкому контактовому поясу; для этих гипабиссальных контактов особенно характерен метасоматоз с образованием скарнов, часто с рудами. Типичной формой залегания для гипабиссальных интрузий являются лакколиты, пластовые залежи, штоки, а для абиссальных — батолиты. Кроме абиссальной и гипабиссальной фаций, намечена еще фация средних глубин, обладающая переходным характером.

Из следующей работы М. А. Усова (1935) мы узнаем, что «абиссальной фации, как таковой, почти не бывает на земной поверхности, и если некоторые интрузивные породы имеют облик, приближающийся к абиссальной фации, то лишь потому, что они слагают крупные массы, — мы можем теперь говорить при описании интрузивных горных пород только о фации средних глубин и о гипабиссальной фации» (Усов, 1935, стр. 33). Это утверждение лишает определенности отличительные признаки фаций и затрудняет возражения против них. Сразу же становится ясным, на сколь зыбкой почве мы стоим, пользуясь таким методом, — абиссальный или гипабиссальный облик создается, оказывается, различием размеров интрузий. Нельзя, однако, согласиться с тем, чтобы называть абиссальными только какие-то идеальные, предельные, не наблюдаемые интрузии; название абиссальных интрузий нужно, конечно, сохранить за наиболее глубинными из известных нам интрузий. Абиссальными мы будем называть интрузии кристаллических щитов, которые отвечают изложенному выше представлению о «зоне течения пород»; типично гипабиссальными мы будем называть интрузии, явно связывающиеся с поверхностными излияниями или близкие к ним по типу. При таком понимании признаки различия фаций, данные М. А. Усовым,

более глубинных, магматический и метаморфический процесс шел в широком интервале падающих температур, с последовательным образованием высоко-, средне- и низкотемпературных минералов (по классификации Грубелмана — Ниггли, минералы ката-, мезо- и эпизоны). Мне кажется вероятным, что на наибольших геологических глубинах (порядка 25—30 км) в удалении от магматических тел температура опускается еще значительно ниже, чем это дается De Lury, т. е. ниже 300°.

§ 6. Весьма ценным оказалось предложенное Лан-Хайзом разделение земной коры на зону разломов (верхнюю) и зону ищечения горных пород (нижнюю). [Весьма интересную характеристику «зоны текучести» дал недавно E. Andrews (1931)]. В настоящее время различие между этими зонами понимается таким образом, что в верхней зоне тангенциальные напряжения, помимо складчатости, разрешаются также по поясам разломов, иногда с хаотическим раздроблением пород; метаморфические породы этой зоны обладают массивной текстурой. В более глубоких зонах тангенциальные напряжения, помимо складчатости, разрешаются в раздавливании, развальцовывании целых толщ горных пород, получающих при этом сланцеватую флюидальную текстуру. При наличии благоприятных условий (постмагматические растворы) происходит образование кристаллических сланцев, в противном же случае — лишь раздробление и рассланцевание породы; метаморфические породы и мilonиты этой зоны, как правило, обладают параллельными текстурами. Тот или иной тип деформации сильно зависит от механических особенностей пород и от степени прогрева их интрузиями. Весьма легко, уже на малой глубине, подвергаются развальцовыванию толщи глинистых осадков; толщи же кристаллических пород подвергаются рассланцеванию с трудом, на более значительных глубинах и, главным образом, при наличии метаморфизирующих растворов; образование кристаллических сланцев гораздо легче происходит у больших гранитных массивов, чем у малых. Естественно, что тип деформации может служить лишь для первой ориентировки в проблеме глубинности.

В силу возможности истечения пород и, следовательно, отсутствия зажимающих трещин, в глубоких зонах давления распределены более или менее равномерно. В связи с этим гранитная магма обладает значительной избирательной способностью, раздвигая породы (во время складкообразования) вдоль плоскостей наименьшего сцепления, т. е. по плоскостям наслонения и сланцеватости, давая, таким образом, характерную картину «глубинной инъекции» с обширным развитием ленточных инъецированных гнейсов. Наоборот, на малых глубинах давления распределены весьма неравномерно; наименьшим во время складкообразования (в моменты наибольшего сжатия) будет давление нагрузки, направленное сверху. В силу этого горизонтальные или пологие поверхности окажутся наименее сжатыми, и по ним легко происходят разрывы со скольжением (пологие надвиги) или с внедрением языкообразных батолитовых гранитных интрузий. Для этих же зон характерны поперечные складчатости жилы и трещины, так как такие трещины в силу неравномерного распределения давления сжаты менее, чем перпендикулярные к направлению наибольшего сжатия. Эти соображения, высказанные различными авторами, отображают также и точку зрения автора; они прекрасно согласуются с геологическими данными.

§ 7. Разделение магматических пород — по глубинам их образования — на «абиссальные» (глубинные) и «гипабиссальные» (малых глубин) получило широкое распространение. Особенно детально оно было разработано М. А. Усовым (1925 и 1932). Разделение это основано на том, что абиссальные интрузии, застывая среди прогретых пород и удерживая свои газы, очень медленно и спокойно проходят процесс дифференциации, кристаллизации и охлаждения, что исключает возможность сохранения неустойчивых образований и структур; в частности, при спокойной дифференциации исключается, по мнению М. А. Усова, образование щелочных пород, по-

видимому, отсутствующих в глубинной фации; почти отсутствуют в ней и основные породы.

Наоборот, интрузии гипабиссальной фации, т. е. образующиеся на небольшой глубине, сравнительно быстро проходят процесс дифференциации, кристаллизации и остывания, чем и обусловлено их отличие от абиссальных пород. / то время как абиссальные породы однообразны по составу, гипабиссальные представлены самыми различными разностями. В отношении минерального состава указываются следующие отличия: кали-натровый полевой шпат в абиссальных интрузиях «должен проявляться в виде (прититизированного) микроклина» (Усов, 1932, стр. 17), для гипабиссальных же интрузий характерен ортоклаз, более или менее прититизированный, далее антитит и шахматный альбит (по анартоклазу), встречается и микроклин. Плаггиоклазы кислых интрузивов обнаруживают сильную зональность только в гипабиссальных условиях. Фельдшпатаиды отсутствуют в абиссальной фации (там же, стр. 21), а в гипабиссальной фации сохраняются лишь элеолит; другие фельдшпатаиды разложены. Из цветных минералов в абиссальной фации встречаются почти исключительно биотит и амфибол, причем здесь отсутствуют щелочные амфиболы и пироксены (там же, стр. 24), «щелочные граниты, многие чарнокиты и т. п. ... являются типичными гипабиссальными интрузивами» (там же, стр. 22). Наоборот, для гипабиссальных пород особенно типичны различные пироксены, но обычны также амфиболы и биотит, встречаются щелочные пироксены и амфиболы. В отношении структуры для гипабиссальной фации, в отличие от абиссальной, характерно резкое уплотнение интрузивной породы у контактов с боковыми породами, появление порфировых структур (но порфировидные структуры обычны и для абиссальной фации), неравномерная пластинчатая или игольчатая форма некоторых кристаллов (диабазовидная, офитовая, монцонитовая и т. п. структуры); зональное строение плаггиоклаза, иногда пироксена и т. п. Что касается текстуры гипабиссальных пород, то для них характерна миаролитовая текстура, отсутствующая, по мнению М. А. Усова, в абиссальных интрузиях. Интрузии абиссальной фации вызывают метаморфизм регионального распространения с широким развитием гранитизации, у гипабиссальных же интрузий метаморфизм приурочен к узкому контактовому поясу; для этих гипабиссальных контактов особенно характерен метасоматоз с образованием скарпов, часто с рудами. Типичной формой залегания для гипабиссальных интрузий являются лакколиты, пластовые залежи, штоки, а для абиссальных — батолиты. Кроме абиссальной и гипабиссальной фаций, намечена еще фация средних глубин, обладающая переходным характером.

Из следующей работы М. А. Усова (1935) мы узнаем, что «абиссальной фации, как таковой, почти не бывает на земной поверхности, и если некоторые интрузивные породы имеют облик, приближающийся к абиссальной фации, то лишь потому, что они слагают крупные массы, — мы можем теперь говорить при описании интрузивных горных пород только о фации средних глубин и о гипабиссальной фации» (Усов, 1935, стр. 33). Это утверждение лишает определенности отличительные признаки фаций и затрудняет возражения против них. Сразу же становится ясным, на сколь зыбкой почве мы стоим, пользуясь таким методом, — абиссальный или гипабиссальный облик создается, оказывается, различием размеров интрузий. Нельзя, однако, согласиться с тем, чтобы называть абиссальными только какие-то идеальные, предельные, не наблюдаемые интрузии; название абиссальных интрузий нужно, конечно, сохранить за наиболее глубинными из известных нам интрузий. Абиссальными мы будем называть интрузии кристаллических щитов, которые отвечают изложенному выше представлению о «зоне течения пород»; типично гипабиссальными мы будем называть интрузии, явно связывающиеся с поверхностными излияниями или близкие к ним по типу. При таком понимании признаки различия фаций, данные М. А. Усовым,

в общих чертах, статистически, оказываются правильными, но допускающими массу исключений.

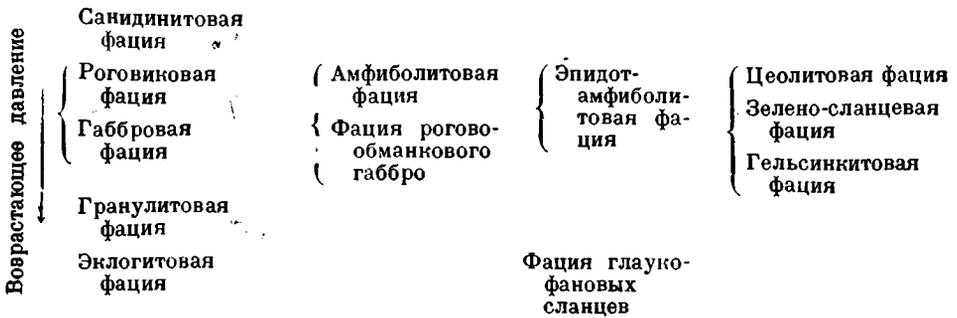
Прежде всего, в абиссальной фации встречаются щелочные породы, хотя и реже, чем в гипабиссальной. Так, известные докембрийские нефелиновые сиениты Онтарио (Канада) являются краевой фацией обширной интрузии гранитов, частью гнейсовидных, инъецирующих свиту Гревил (Adams — Baglow, 1910); по отсутствию волластонита и гроссуляра в контактах соответствующего состава эти граниты, как увидим далее, должны быть отнесены к наиболее глубинной фации (Коржинский, 1936—1, стр. 36). В столь же глубинном архейском Алдано-Слюдянском комплексе Восточной Сибири граниты нередко принимают щелочной характер с полным исчезновением плагиоклаза и с появлением пироксена типа салита и эгирипавгита (Коржинский, 1936—2, стр. 55—56; Смирнов, 1928, стр. 55—56). Этому же комплексу подчинены метасоматические лазуритовые месторождения, в которых из фельдшпатов, кроме лазурита, встречается и нефелин. Далее, помимо микроклина, в абиссальных гранитах часто встречается и ортоклаз. Так, в обширных весьма глубинных гранитных интрузиях протерозойского Саяно-Станового комплекса встречаются то микроклин, то ортоклаз (в более основных разновидностях). В кристаллических сланцах архейского Алдано-Слюдянского комплекса встречаем преимущественно ортоклаз, а в аляскитовых гранитах — микроклин (вообще для изверженных пород наблюдается, что со средними и основными плагиоклазами ассоциируется ортоклаз, а с кислыми — микроклин). Пироксены — ромбические и моноклинные — весьма обычны в абиссальных породах, например, в архее Восточной Сибири (в том числе диопсидовые граниты и мигматитовые гиперстеновые граниты). Для абиссальных пород характерной формой залегания будет глубинная инъекция (т. е. совокупность обильных согласных инъецированных тел разпой мощности), а не форма батолитов. Часто развиваются протокластические структуры и гнейсовидные полосатые текстуры, что представляется характернейшим признаком всех абиссальных интрузий, к сожалению, не принятым во внимание М. А. Усовым. Миаролитовые текстуры довольно обычны для щелочных (не содержащих плагиоклаза) аляскитовых Алдано-Слюдянского комплекса, т. е. не чужды абиссальным породам.

Таковы возражения, которые необходимо выдвинуть против первоначальной концепции М. А. Усова (1925, 1932). Несомненно, конечно, что М. А. Усовым дана очень хорошая характеристика особенностей гипабиссальных интрузий сравнительно с интрузиями более глубинного характера; автор считает, что признаки, даваемые М. А. Усовым, вполне правильны, но со сделанными оговорками. Все эти признаки, как легко заметить, обуславливаются более быстрым остыванием гипабиссальных интрузий, и ни один из них не может быть использован для точного разграничения фаций глубинности. Наоборот, можно предполагать, что малые интрузии на большой глубине могут по облику приближаться к гипабиссальным интрузиям. Поэтому признаки, даваемые М. А. Усовым, позволяют нам определить лишь «облик» — абиссальный или гипабиссальный — данных интрузий, а не действительную глубину их образования.

§ 8. Весьма интересна повторная статья П. Эскола (Eskola, 1929) о минеральных фациях, к сожалению, написанная на шведском языке и потому знакомая мне лишь по реферату. В этой работе установленные автором минеральные фации располагаются по двум параметрам: по температуре и давлению, причем последнее возрастает не только с глубиной, но и с усилением бокового сжатия. Получается следующая таблица (см. стр. 9).

К одной минеральной фации П. Эскола (Eskola, 1915, 1920), как известно, относит совокупность пород, метаморфических или изверженных, образовавшихся в условиях одинаковых температур и давлений. Фации, относящиеся к разным температурам, но к одинаковым давлениям, образуют одну серию фаций; состояния равновесия, соответствующие разным фациям

## Падающая температура



такой серии, могут замещать друг друга в одной и той же породе, если метаморфизм идет при падающей температуре.

С увеличением давления появляются новые фации, неизвестные при меньшем давлении ни при каких температурах; давление является здесь самостоятельным фактором минералообразования. На наибольшей глубине должны образовываться фации наибольших давлений, т. е. эклогитовая фация и фация глаукофановых сланцев, входящие в одну серию; но эти же фации могут образоваться на меньших глубинах при наличии сильного бокового давления.

Основанием для расположения фаций по возрастающему давлению послужила для Эскола различная роль в этих фациях граната как минерала с малым молекулярным объемом; роль граната наибольшая в эклогитах, почему они и отнесены к наиболее глубинным породам. Далее мы покажем, что этот принцип различия молекулярных объемов недостаточен и в применении к эклогитам вводит в заблуждение: геологические данные решительно противоречат особой глубинности эклогитов. Далее, мне кажется ошибочным отнесение к одной серии (к одному давлению) роговиковой фации, соответствующей, как известно, роговикам района Осло [т. е. контактам гипабиссальных лакколлитов, с глубиной застывания по Гольдшмидту (Goldschmidt, 1911, стр. 104) около 1500 м], и амфиболитовой фации, установленной Эскола (Eskola, 1915, 1920) для архейских кристаллических сланцев Ориерви (Южная Финляндия) и характерной вообще для архейских кристаллических сланцев Южной Финляндии и даже Южной Скандинавии. Признаком роговиковой фации является, в частности, неустойчивость альмандина и силлиманита (по Гольдшмидту также и роговой обманки); однако то, что мы знаем об архее Южной Финляндии и Южной Швеции из других работ, а также сопоставление с другими аналогичными районами, позволяет думать, что для наиболее высокотемпературных из этих пород силлиманит, альмандин (и роговая обманка) являются обычными минералами, вполне устойчивыми. Таким образом, таблица Эскола, очень интересная по новой постановке вопроса, покоится на недостаточных принципах, и расположение фаций в ней вызывает возражения.

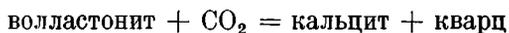
§ 9. Как показывает геологический опыт, существует еще следующая закономерность в отношении глубины эрозийного среза: в большинстве случаев геологические комплексы имеют тем более глубокий облик, чем они древнее. Докембрийские гранитоидные интрузии имеют большей частью облик весьма глубоких образований, с региональной перекристаллизацией вмещающих толщ («кристаллические щиты»), хотя на ряду с этим в архее встречаются формации гранитоидов гипабиссального типа развития. Явления глубокой инъекции и регионального метаморфизма тем реже и тем менее развиты, чем моложе складчатая зона. Наиболее глубокие типы

развития мигматизации, инъекции и метаморфизма отсутствуют среди послепалеозойских образований.

Источник такой закономерности не ясен; во всяком случае, объяснять все одной «продолжительностью эрозии» нельзя: ведь уже протерозойские осадки отлагались на тех же горизонтах архейских комплексов, которые размываются и сейчас, и содержат в конгломератах те же архейские породы, что и выходящие на современную поверхность. К этому вопросу мы еще вернемся позднее.

Совершенно очевидно, что указанная закономерность, главным образом, статистического характера, не позволяет на основании одного возраста комплекса пород заключать о глубинности их формирования. Однако из наличия данной закономерности вытекает, что метаморфические минералы и породы, образующиеся лишь на малой глубине, будут наиболее обычными для молодых комплексов и наиболее редкими для древних, весьма же глубинные минералы и породы должны быть наиболее обычными для древних образований. Наоборот, приуроченность минералов или пород к молодым (или древним) образованиям будет указывать на малую (или большую) глубинность их образования.

§ 10. Весьма плодотворным оказался путь, по которому пошел V. Goldschmidt (1912), применивший формулу Нернста для построения кривой реакции образования волластонита за счет кальцита и кварца. Начатое им исследование реакций с участием углекислоты лежит и в основе предлагаемой работы. Гольдшмидту, конечно, было известно отсутствие или редкая встречаемость волластонита в контактах изверженных пород с кристаллическими сланцами некоторых областей, но, к сожалению, он не нашел возможным объяснить это отсутствие на основе полученной им кривой равновесия для реакции:



и оставил этот важнейший факт не объясненным. Произошло это потому, что Гольдшмидт исходил из слишком высокой температуры контактов (1000—1200°). При столь высоких температурах для равновесия данной реакции требуются давления CO<sub>2</sub> в сотни тысяч атмосфер, чего, естественно, не мог допустить Гольдшмидт (Goldschmidt, 1912, стр. 15). Кроме того (в отличие от излагаемых здесь взглядов), Гольдшмидт предполагал, что источник углекислоты — это карбонаты осадков, а потому и считал, что увеличение общего давления может иметь влияние на образование силикатов кальция лишь при метаморфизме осадков. «В метаморфизованных изверженных породах, которые первично содержали кальций в силикатной форме, вторичные силикаты кальция могут возникать при всех температурах и давлениях» (там же, стр. 14), что, как увидим далее, неверно.

§ 11. Переходя к исследованию зависимости минералообразования от глубины, следует прежде всего установить те независимые от нашего исследования методы, которые позволили бы объективно проверить наши выводы. Из приведенного выше обзора видно, что ни один из существующих методов установления глубинности не может считаться достаточным для достоверного выделения фаций глубинности. Наиболее достоверным основанием для такого выделения мы считаем тип деформации («зона разломов» и «зона течения» Ван-Хайза); гораздо меньшее значение может иметь тип развития магматических явлений. Безусловно ошибочна в отношении проблемы глубинности схема Грубенмана; недостаточна также ведущая к ложным заключениям идея об особом значении молекулярных объемов, лежащая в основе упомянутой выше таблицы Eskola (1929). Несмотря на всю недостаточность геологических методов, они все же позволяют выделять, по крайней мере, две крайние фации глубинности (при условии, что все промежуточные образования нами не будут приниматься в расчет):

1. «Кристаллические щиты» с региональным развитием метаморфизма и мигматизации, с преобладающими параллельными текстурами метамор-

фических пород и гранитоидов, с образованием зон сланцеватых мило-нитов при отсутствии перекристаллизации. Эти образования безусловно глубокие.

2. Фация гранитоидных интрузий с резкими контактами, залегающих среди нормально-осадочных толщ, с образованием около интрузий зон массивных роговиков, причем интрузии имеют резко гипабиссальный тип развития, в смысле М. А. Усова.

Вместо сланцеватых милонитов характерны хаотические какериты и катаклазиты. Безусловно гипабиссальными (малой глубины) эти образования являются в случае связи с эффузивными образованиями. Но и в остальных случаях глубина их образования едва ли когда-нибудь достигает глубины образования кристаллических щитов. Все же элемент неопределенности (при отсутствии перехода в эффузивы) здесь остается; он может быть устранен лишь применением статистического метода: в массе эти гипабиссального облика образования являются безусловно менее глубинными, чем «кристаллические щиты». Такое разделение и будет служить нам для первой ориентировки в проблеме глубинности, являясь доста-точно объективным и бесспорным.

## II. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

### 3. Химическое равновесие при минералообразовании

§ 12. Дальнейшее наше исследование будет основываться на приложении к минералообразованию законов химического равновесия. Вопрос о том, насколько приложимо к минеральным ассоциациям это учение, насколько достигается равновесие в природных минералообразовательных процессах, может быть решен исключительно лишь путем попыток приложить к ним учение о равновесии, путем анализа соответствующих минеральных ассоциаций с точки зрения правила фаз. Такой анализ, произведенный в отношении метаморфических пород впервые Гольдшмидтом (Goldschmidt, 1911), затем Эскола (Eskola, 1915) и другими авторами, в том числе и автором настоящей работы, показал, что при метаморфизме достижение состояния химического равновесия довольно обычно. Для магматических явлений плодотворность приложения учения о химическом равновесии доказана в особенности работами Н. Боуэна (N. Bowen).

Однако приложимость к минералообразовательным процессам учения о равновесии нельзя понимать в том смысле, что каждый кусок метаморфической, магматической или постмагматической породы соответствует состоянию химического равновесия. Напротив, исследования таких пород показывают, что почти каждая из них образуется в некотором интервале меняющихся условий (в основном при падающей температуре), в силу чего следует различать несколько паложившихся друг на друга стадий минералообразования. В силу закономерного изменения внешних условий (падения температуры) и состава остаточных растворов, минералы метаморфических и магматических пород вступают в реакции друг с другом или подвергаются распаду, что отнюдь не исключает равновесности каждого из поколения минералов в условиях его образования (Eskola, 1920). Среди метаморфических пород довольно обычны также образования, формирование которых протекало в столь узком интервале падающей температуры, что правило фаз применимо к ним безоговорочно и без выделения стадий минералообразования.

§ 13. Обратимся теперь к явлениям неравновесности. Известно, что высокотемпературные архейские породы (например, разные кристаллические сланцы) доходят до нас в идеально свежем неразложившемся состоянии (если они лежали вне зон проявления более молодых орогенических движений), хотя бы со времен протерозоя они и находились недалеко от дневной поверхности, в области низких температур. Кроме того, проявление

средне- и низкотемпературных процессов разложения высокотемпературных пород всегда носит локальный характер, вдоль определенных зон трещиноватости, около контактов жил и т. д., оставляя участки незатронутых разложением пород. Наблюдения такого рода показывают, что образование и преобразование силикатов требует особых условий (обычно наличия активных растворителей) и вне этих условий реакции между силикатами невозможны, независимо от длительности взаимодействий. Это явление может быть объяснено представлением об «энергетическом пороге», существование которого обусловлено высоким уровнем энергии переходного состояния [см., например, Улих (1933, стр. 79)]. Величина этого «порога» зависит как от внешних условий, так и от характера данной реакции и данного вещества. Отсюда неизбежно следует, что одни минералы будут труднее поддаваться преобразованию, чем другие, оставаясь в преобразованной породе в виде реликтов, другие же минералы породы могут достигнуть нового состояния равновесия. Так, например, гранат, шпинель очень трудно поддаются преобразованию, а кордиерит, оливин, анортит — очень легко.

§ 14. На ряду с этим известны минералы, термодинамически неустойчивые уже в момент своего образования. Сюда относятся случаи появления неустойчивых форм полиморфного вещества, образование стекол и коллоидов. Стекла, как известно, обычны в лавах, редки в интрузиях вулканических формаций и отсутствуют во всех глубинных интрузиях. Коллоиды обычны для процессов земной поверхности, как переходная стадия установлены в гидротермальных жилах и предполагаются в некоторых других случаях [например, при образовании некоторых серпентинитов, по В. Н. Лодочникову (1936, стр. 67)]; твердых коллоидных минералов в метаморфических и магматических (кроме стекол) породах не встречается вовсе, в постмагматических образованиях они исключительно редки (например, аморфный (?) серпентин-серпофит).

Неустойчивость в момент образования может считаться доказанной для следующих минералов — форм полиморфных веществ: алмаза, марказита, арагонита, кристобалита, возможно, ларнита. Еще недавно сюда относили также энстатит, антофиллит и купфферит, давая для всех трех формулу  $MgSiO_3$  и считая всех их неустойчивыми, с монотропным превращением в клиноэнстатит. В настоящее время выяснено, что амфиболы антофиллит и купфферит содержат воду, согласно формуле  $Mg_7(OH)_2Si_8O_{22}$ , т. е. отличаются от пироксенов составом и не принадлежат, следовательно, к одной полиморфной группе с пироксенами. Для энстатита установлено энантиотропное соотношение с клиноэнстатитом, с точкой превращения (при повышении температуры) около  $1150^\circ$ , а для гиперстена ниже (Bowen and Schairer, 1935). Искусственное, похожее на антофиллит соединение состава  $MgSiO_3$ , рассматривается Винчеллом [(Winchell, 1931), а также (Винчелл, 1933, стр. 129)] как субмикроскопические прорастания форстерита со стеклом. Соотношение ромбических амфиболов с моноклинными не выяснено. Не энантиотропно ли также и оно? Тогда тот факт, что «железо преобладает в моноклинической серии, в ромбической серии преобладает магний» (Ларсен и Берман, 1937, стр. 261), может быть объяснен понижением точки превращения вследствие примеси железа, подобно тому как это установлено для энстатита — клиноэнстатита; в таком случае становится возможным одновременное устойчивое существование антофиллита и кумингтонита или энстатита и клиноэнстатита, если моноклинный минерал является более железистым, чем ромбический. Редкие случаи такого рода ассоциаций известны и ранее объяснялись как неравновесные.

Минерал ларнит сопоставляется с синтетической  $\alpha$ -формой  $Ca_2SiO_4$ , устойчивой лишь выше  $1420^\circ$ . Однако оптические константы ларнита и  $\alpha$ - $Ca_2SiO_4$  не совпадают, что вызвано, очевидно, наличием примесей в ларните, влияние же примесей на точку превращения не известно; поэтому метастабильность ларнита в контактах долеритов не доказана.

Другие полиморфные минералы, например, рутил — анатаз — брукит, силлиманит — дистен — андалузит, нет основания считать неустойчивыми при образовании.

Из упомянутых четырех, песочисто неустойчивых при своем возникновении, минералов (марказит, арагонит, кристобалит и алмаз) первые три образуются лишь вблизи дневной поверхности. Арагонит отлагается теплыми источниками, образуется в миндалинах и при разложении пород; марказит образуется в осадочных породах, обычен при выветривании сульфидов; кристобалит и тридимит — поствулканические минералы лав. Ни один из этих минералов не встречается в метаморфических и интрузивных породах. Первичные месторождения алмазов связаны, главным образом, с диатремами (взрывными трубками), выполненными ультраосновными породами типа кимберлитов. Изредка встречаются они в эффузивных породах базальтового состава и в жильных диабазах, гораздо реже в андезитах. Очень редко встречаются они в перидотитах и серпентинитах [о месторождениях алмаза см. Stutzer (1935), Лодочников (1936, стр. 248—252)]. Связь с диатремами, эффузивными породами и диабазами указывает на то, что быстрое остывание — необходимое условие образования алмаза. Правда, имеется еще фантастическая гипотеза о выносе алмазов кимберлитов, а также и включений эклогитов (внутри которых иногда содержатся алмазы) с «громадных глубин», из гипотетической «эклогитовой зоны»; однако, как увидим далее, эклогиты неустойчивы на больших глубинах. Продолжительное плавление алмаза в магме в зоне, где он неустойчив, представляется невероятным; только образованием алмазов при быстром застывании магмы могут быть объяснены все типы его месторождений. При метаморфизме алмаз никогда не образуется.

Из нашего краткого обзора видно, что случаи образования неустойчивых форм приурочены к специфическим условиям наличия переохлажденных и пересыщенных растворов или магм вблизи земной поверхности. В метаморфических породах неустойчивые формы не образуются, исключая, возможно, ларнит. Последний возникает в контактах долеритов, неподалеку от поверхности, т. е. в условиях метаморфизма, наименее благоприятных для перекристаллизации.

§ 15. При оценке этих случаев неравновесности нужно иметь в виду крайне малый энергетический эффект многих полиморфных превращений, что влечет за собой вялость, медленность соответствующих превращений. Так, например, для пирита и марказита, несмотря на повторные термодинамические исследования, не удалось установить различия в теплосодержании.

Образование неустойчивых модификаций происходит иногда вследствие поверхностных явлений адсорбции (что объясняет зависимость появления той или иной модификации от состава раствора), иногда в силу кинетических соотношений, делающих возможным, при наличии весьма неустойчивого состояния вещества, появление сначала формы с промежуточной степенью устойчивости (правило ступенчатых превращений Оствальда). Из нашего обзора ясно, что эти факторы при глубинном минералообразовании не имеют значения.

Вообще детальное исследование минеральных ассоциаций указывает на то, что они гораздо более закономерны, чем это обычно принимается. Правда, в силу формирования каждой минеральной ассоциации в некотором интервале изменяющихся условий, не говоря уже о случаях наложения одновременных процессов, встречаются иногда осложнения, кажущиеся сначала досадными исключениями, нарушающими общую закономерность. Однако при дальнейшем изучении эти кажущиеся отклонения от простых физико-химических закономерностей оказываются особенно ценными, так как позволяют установить историю и специфическую обстановку образования минеральных ассоциаций.

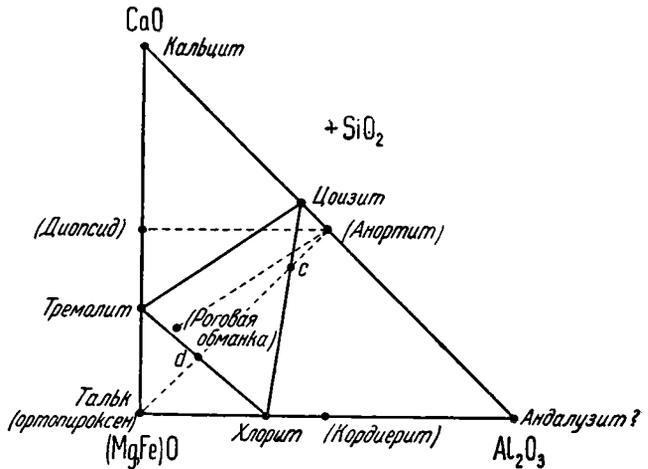
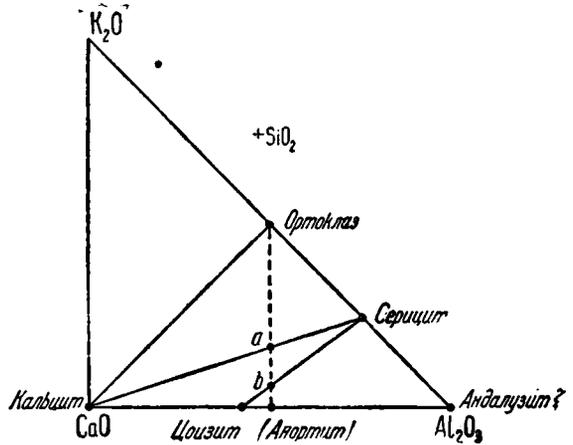
§ 16. Остановимся еще на представлении о «каолиновом ядре» В. И. Вернадского, т. е. группе  $Al_2Si_2O_7$ , входящей в состав ряда алюмо-

силикатов. Согласно В. И. Вернадскому, «при целом ряде химических реакций оно (каолиновое ядро) остается неизменным, и необходимы особые условия, особые формы энергии, чтобы разрушить это очень устойчивое «каолиновое ядро». Это свойство удобнее всего выразить, приняв для каолинового ядра «кольцевое строение», символически выражая этим трудность разрыва этой кольцевой цепи атомов — молекулы каолинового ядра — и сохранение связи между ними в огромной массе природных и искусственных химических реакций» (Вернадский и Курбатов, 1937, стр. 215).

Согласно этому представлению, во многих природных процессах превращения минералов конечное состояние будет зависеть не только от общего состава системы, но и от химической структуры первичных минералов, что, конечно, невозможно при достижении полного химического равновесия. В таких процессах все же возможно достижение относительного равновесия, при котором каолиновое ядро должно рассматриваться как независимый и неразложимый компонент, простейшая химическая составная часть. Таким образом, могут быть выделены два класса минеральных превращений: процессы с образованием и разрушением каолинового ядра и процессы, в которых каолиновое ядро является неразложимым компонентом и может быть достигнуто, следовательно, лишь относительное химическое равновесие; второй случай мог бы иметь место в менее интенсивных минеральных превращениях. Обращаясь с этой точки зрения к метаморфическим и постмагматическим процессам, мы не находим здесь случаев, соответствующих второму классу превращений. Даже в наиболее низкотемпературных и наименее интенсивных превращениях, часто сопровождающихся лишь частичным разложением минералов за счет внутренних перегруппировок в породе, «каолиновое ядро» не является неразложимым компонентом, и мне не приходилось замечать в этих случаях каких-либо проявлений стойкости этого ядра. Так, корднерит, заключающий, по В. И. Вернадскому, каолиновое ядро, в зависимости от общего состава породы, подвергающейся низкотемпературному разложению без привноса вещества (кроме  $H_2O$ ), одинаково легко замещается то серицитом («пинит»), то хлоритом («празиолит», «хлорофиллит»), т. е. то каолиновым, то не каолиновым (хлорит) алюмосиликатом.

Особое значение в силу своей распространенности имеют реакции «разложения» плагиоклазов. При постмагматическом разложении пород и низкотемпературном изменении дислоцированных толщ плагиоклазы различных пород распадаются на альбит с включениями продуктов разложения анортитовой молекулы, обычно представленными серицитом, цоизитом, кальцитом, хлоритом. Количество и характер этих включений в альбите весьма закономерно связаны с первичным составом плагиоклаза и общим составом породы. Основные плагиоклазы, близкие к анортиту, почти нацело замещаются цоизитом с хлоритом или серицитом, кислые же плагиоклазы замещаются альбитом с небольшим количеством включений. Наблюдения показывают, что характер замещения зависит от общего состава породы. Это и понятно, поскольку рассматриваемое весьма широко распространенное изменение пород происходит без заметного изменения состава, кроме поглощения  $H_2O$  и  $CO_2$ ; происходит оно за счет перегруппировки окислов внутри породы. Перегруппировка эта обусловлена изменением равновесных соотношений между минералами, благодаря понижению температуры, при наличии растворителей. На фиг. 1 и 2 приводятся диаграммы равновесных парагенезисов в системе  $CaO - Al_2O_3 - K_2O$  (фиг. 1) и  $CaO - Al_2O_3 - (Mg, Fe)O$  (фиг. 2) — обе для пород, насыщенных кремнеземом, для некоторой стадии невысокой температуры. (Эти диаграммы составлены мною на основании изучения пород Саяно-Станового комплекса Восточной Сибири, — протерозой.) В скобках приведены более высокотемпературные минералы, неустойчивые в данных условиях и подвергающиеся замещению. Из фиг. 1 видно, что вместо неустойчивого парагенезиса анортит + орто-

клад в данных условиях окажется устойчивой ассоциация кальцит + серицит (точка *a*, фиг. 1), а при недостаточном количестве ортоклаза — ассоциация цоизит + серицит (точка *b*, фиг. 1). И действительно, при разложении плагиоклазов гранитов наблюдается преимущественно альбит с серицитом и кальцитом, а при разложении гранодиоритов и диоритов, т. е. пород, более бедных ортоклазом, — преимущественно альбит с цоизитом и серицитом. В породах типа габбро, диабаз, порфирита, почти лишенных калия, весьма обычно замещение плагиоклаза альбитом с цоизитом и хлоритом, реже с актинолитом и хлоритом. Эти замещения столь же закономерны, как и разобранные выше, и происходят в силу взаимодействия анортитовой молекулы с магnezиальными минералами породы. Так, как видно из фиг. 2, ассоциация анортита с гиперстеном в новых условиях должна замещаться цоизитом с хлоритом (точка *c*, фиг. 2) или, при большем количестве гиперстена, — актинолитом с хлоритом (точка *d*, фиг. 2). Из диаграммы этой, конечно, не видно, как размещаются продукты превращения; в ней указаны лишь равновесные отношения минералов. Наблюдения показывают, что внутри плагиоклаза на месте разложенной анортитовой молекулы отлагаются цоизит и хлорит, гиперстен же обычно замещается актинолитом с хлоритом, иногда появляется и вторичный кварц. Реакция эта может быть изображена следующим уравнением:



Фиг. 1 и 2. Диаграммы состав — парагенезис системы  $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}$  (фиг. 1) и  $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$  (фиг. 2) с избытком кремнезема для главной стадии образования диафортитов («гнейсоидов») Станового хребта. В скобках высокотемпературные минералы, подвергающиеся разложению.

т. е. 4 анортита + 5 гиперстена + 5 воды = цоизит + хлорит + 4 кварца. Клинопироксен в таких породах обычно замещается актинолитом (тремолитом) с цоизитом, как это и следует из диаграммы фиг. 2.

Описываемое замещение анортитовой молекулы цоизитом с хлоритом, происходящее за счет перегруппировки окислов внутри породы, имеет широкое распространение. В своем классическом курсе петрографии Ро-

зенбуш пишет: «Частая зеленоватая окраска плагиоклазов габбро является вторичной как результат новообразования хлорита или лучистого амфибола... Иногда полевой шпат превращается в пещиноподобный минерал (псевдофит, пикнотроп) или в цеолит. Исключительная редкость образования карбоната при столь богатых кальцием плагиоклазах является поразительным фактом» (Rosenbusch — Osann, 1923, стр. 197); наоборот, в богатых ортоклазом породах образование кальцита при разложении плагиоклазов, как мы видели, обычно; эта закономерность вполне объясняется парагенетическими соотношениями фиг. 1 и 2. Таким образом, за счет глинозема каолинового алюмосиликата — анортита — возникает при таком разложении вместе с цоизитом и хлорит, т. е. не каолиновый алюмосиликат; а иногда и весь глинозем анортита переходит в хлорит (при замещении плагиоклаза альбитом с хлоритом и актинолитом). Те же продукты получаются и при частичном разложении плагиоклаза, т. е. при очень малой интенсивности рассматриваемых метаморфических процессов.

Такого рода исследования показывают, что при метаморфических и метасоматических превращениях, происходящих внутри земной коры, химическая структура первичных минералов не оказывает заметного влияния на направление реакций и процессы идут непосредственно в направлении установления химического равновесия, определяемого соотношением окислов или элементов в породе, а не соотношением каких-либо структурных ядер. Химизм метаморфических реакций для силикатов в этом отношении глубоко отличен от реакций органической химии.

Само собой разумеется, что высказанные здесь соображения ни в коей мере не направлены против структурных представлений вообще и каолинового ядра в частности. Мне кажется весьма вероятным, что при иных, более тонких процессах, при которых получают промежуточные продукты, термодинамически неустойчивые, химическая структура может играть большую роль. Такие случаи, вероятно, имеют место в явлениях выветривания, почвообразования, а также при лабораторных исследованиях.

#### 4. Факторы минеральных равновесий

§ 17. Необходимо отличать геологические факторы минералообразования, т. е. геологические явления, создающие благоприятные для минералообразования условия, от физико-химических факторов равновесия, исключительно определяющих характер образующихся, в конце концов, минералов. Геологические факторы разнообразны и не поддаются точной классификации: это — близость к магматическому очагу и к зонам следования постмагматических продуктов, степень взаимодействия с боковой породой, стресс, глубина и т. п. Анализ минеральных равновесий возможен, конечно, лишь на основе физико-химических факторов равновесия, причем соотношение между теми и другими факторами (т. е. температура, давления и т. п. при геологических процессах) может быть установлено в большинстве случаев лишь ориентировочно.

Как известно из правила фаз, однокомпонентная система имеет самое большее две степени свободы, так как число фаз не может быть меньше единицы, т. е. только два фактора можно рассматривать как независимые, все же остальные будут их функциями. В качестве таких факторов удобнее всего выбрать температуру и давление. В системе из  $k$  компонентов сюда прибавляется еще  $k - 1$  соотношение между компонентами. Изучение природных минеральных систем осложняется тем, что они не являются замкнутыми, так как образование метаморфических и метасоматических пород происходит при участии циркулирующих через породу растворов, что до некоторой степени имеет место и при образовании магматических пород. Это обстоятельство отнюдь не исключает закономерности и равновесности минеральных ассоциаций. На анализе метасоматических явлений с точки зрения правила фаз я останавливался в другом месте (Коржинский, 1936—3), здесь же можно ограничиться лишь общим положением, что фактором равно-

веса является не только состав исходной породы, но и концентрация растворов, участвовавших в минералообразовании.

§ 18. Некоторые авторы особым фактором равновесия считают также «стресс», т. е. неравномерное механическое давление. Особенно большое значение стрессу (точнее «shearing stress», т. е. напряжению скальвания, сдвига) придает А. Харкер, который в наличии стресса видит причину минералогических отличий регионально-метаморфических образований от контактовых. После детального рассмотрения механических и физико-химических данных этот автор приходит к следующим предположениям: «следует предположить, что неравномерное давление (shearing stress) воздействует, положительно или отрицательно, на устойчивость различных минералов. Возможно даже, что некоторое соединение или некоторая форма диморфного соединения может стать совершенно неустойчивой под действием сильным неравномерным давлением. Возможно, с другой стороны, что некоторое соединение или форма имеют устойчивое существование только под более или менее интенсивным неравномерным давлением, хотя оно может сохраняться в неустойчивом состоянии и после прекращения стресса. Так как ни химическая теория, ни эксперимент не доставляют специальных сведений по этому вопросу, мы должны обратиться к методу исследования *à posteriori*, а именно, к изучению и собиранию тех петрологических и геологических данных, которые имеют отношение к этой проблеме» (Harker, 1932, стр. 147). Существование минералов, особенно характерных для кристаллических сланцев и не полученных в лаборатории, каковы кианит, тремолит — актинолит, антофиллит, глаукофан, цоизит — эпидот, хлоритид, оттрелит, ставролит («стресс-минералы»), свидетельствует, по Харкеру, в пользу стресса как фактора равновесия (там же, стр. 149). Ниггли, подчеркивая, что стресс имеет в основном лишь каталитическое воздействие, все же не отрицает полностью возможной роли стресса как фактора равновесия: «можно думать, что те кристаллические образования, которые путем скольжения легко приспособляются к дальнейшему воздействию или обнаруживают какие-либо другие выдающиеся особенности в отношении прочности или роста, образуются и сохраняются легче, чем другие, у которых эти свойства отсутствуют. Преобладание листоватых минералов в давленных породах могло бы быть приведено в качестве аргумента в этом отношении. Однако в этом направлении нет ни теоретических, ни обстоятельных экспериментальных исследований» (Grubenmann — Niggli, 1924, стр. 165).

Геологические исследования в областях развития кристаллических сланцев привели меня к полному отрицанию роли стресса как фактора химического равновесия, т. е. как фактора, определяющего минералогический состав. При этом я основываюсь, главным образом, на том наблюдении, что при крайне неравномерном распределении напряжений и деформаций в складчатых метаморфических толщах минералогический состав их обычно весьма закономерен и не обнаруживает никакой зависимости от степени деформации породы. Так, наиболее типичным «стресс-минералом» считают дистен. Мною, однако, наблюдалось, что в целых толщах кристаллических сланцев образуется силлиманит, или дистен, или андалузит — в зависимости лишь от расстояния от гранитных массивов (см. § 75) и совершенно независимо от степени деформации. В фации силлиманитовых гнейсов дистен не появляется даже в наиболее развальцованных породах; наоборот, в фации дистеновых гнейсов и сланцев, что давно было отмечено рядом геологов, дистен появляется, как правило, также в секущих кварцевых и пегматитовых жилах, не обнаруживающих никакой деформации; дистен в этих условиях образует весьма крупные беспорядочно расположенные кристаллы. Такого рода данные известны и для других стресс-минералов.

Обычность среди кристаллических сланцев слюдистых и волокнистых минералов, на что указывает Ниггли, вполне объясняется возможностью

при наличии стресса мощного развития средне- и низкотемпературных процессов, для которых характерны эти минералы. Только раздавливание целых толщ пород, давая путь растворам, делает возможным мощное проявление низкотемпературного метаморфизма. Но те же самые слюды и волонистые амфиболы образуются и при развитии постратитических явлений среди вполне массивных пород в отсутствии стресса.

Вопрос о том, может ли смещать неравномерное напряжение температуру химического равновесия, теоретически не ясен. Во всяком случае, для любого вещества деформированное состояние неустойчивее недеформированного. Деформированный кристалл стремится перейти в недеформированный с выделением свободной энергии, затраченной на деформацию; поэтому стресс и служит мощным фактором метаморфизма, способствующим перекристаллизации целых толщ пород при складкообразовании.

Изучение кристаллических сланцев показывает, что они находились в состоянии длительной повторной перекристаллизации. Обычно одновременно наблюдаются как деформированные, распадающиеся на части зерна, так и однородные, недеформированные зерна тех же минералов, причем последние находятся в трещинах первых и между ними или же замещают первые. Это объясняется тем, что первые кристаллы, деформируясь, становятся неустойчивыми и под их защитой, т. е. в промежутках между ними и замещающая их, появляются недеформированные кристаллы, растущие за счет первых. В дальнейшем, по мере ослабления силы сопротивления старых кристаллов, новые кристаллы также подвергаются деформации и снова замещаются недеформированными кристаллами. Таким образом, общая деформация, развальцовывание породы осуществляется путем многократной перекристаллизации, как это было отмечено еще Ван-Хайзом (Van-Hise, 1904). Как будет указано дальше, метаморфизм с образованием или перекристаллизацией силикатов происходит всегда в присутствии жидких растворов, циркулирующих в метаморфизируемой породе по системе трещинок и каналов и заключенных в минералах в виде замкнутых или сообщающихся включений. Эти растворы находятся, разумеется, под равномерным давлением, но соприкасаются с частицами минералов, деформированными в самой различной степени, вплоть до полного истирания. Даже при однородной упругой деформации зерна эта однородность неизбежно нарушается около стенок включений, пор и каналов, содержащих жидкости (так, вещество стенки, перпендикулярной к направлению наибольшего давления, будет напряжено и деформировано менее, чем в стенке, параллельной этому давлению). Поэтому около каналов и включений жидкостей должна происходить перекристаллизация с растворением наиболее деформированных стенок и нарастанием менее деформированных или с образованием новых зародышей. Процесс этот должен идти самопроизвольно, так как при нем освобождается энергия, затраченная на деформацию кристалла. Отсюда понятно, что появление новых зародышей внутри сжатого кристалла или внутри сжатой породы происходит в условиях равномерного давления. В то время как сеть более крупных деформированных кристаллов оказывает сопротивление внешнему давлению, в их стенках и трещинах, за счет продуктов их раздробления, может происходить рост новых недеформированных кристаллов, которые первоначально образуются в условиях равномерного давления. Поэтому влияние стресса на относительную устойчивость минералов представляется неправдоподобным; стресс не может обуславливать характера возникающих минералов, потому что эти минералы возникают в условиях равномерного давления. Можно лишь предполагать, что минералы, способные избегать упругой деформации путем образования двойников сдвига и трансляции, будут достигать при стрессе более крупной величины индивидов, чем минералы, не обладающие такой способностью.

Поскольку метаморфизм всегда совершается при участии некоторых растворов, циркулирующих через породу, естественно возникает вопрос

о влиянии стресса на реакции между породой и этими растворами. При этом возможны два случая:

1. Растворы находятся под тем же общим давлением, что и порода, т. е. растворы сжаты вместе с породой. В этом случае при неравномерном сжатии породы будет происходить растворение вещества в точках наибольших напряжений, т. е. наиболее деформированных участков кристаллов, и отложение его в участках меньшего сжатия, в виде недеформированных кристаллов. Никакого смещения химических равновесий не произойдет.

2. Сжатие пород не передается растворам, так что породы находятся под большим средним давлением, чем циркулирующие через них растворы. В этом случае стресс должен благоприятствовать реакциям с отщеплением воды и углекислоты, так как эти вещества будут свободно удаляться через поры, а объем твердого вещества будет при этом уменьшаться. Так, например, для реакции  $MgCO_3 = MgO + CO_2$  молекулярный объем магнита = мол. вес : плотность =  $84 : 3.10 = 27.1$ , а для периклаза соответственно  $40 : 3.67 = 10.9$ , т. е. объем твердого вещества сокращается в  $2\frac{1}{2}$  раза. И действительно, Ван-Хайз считал, что в земной коре твердые минералы находятся под большим давлением, чем газы и жидкости, в силу чего давление вызывает декарбонатизацию и дегидратизацию, как бы выжимая из минералов воду и углекислоту (Van-Hise, 1904, стр. 169 и др.). Никогда, однако, не наблюдалось, чтобы в неравномерно смятых складчатых метаморфических толщах участки с наибольшей деформацией были бы беднее карбонатами и водосодержащими минералами, чем участки без признаков стресса; никакой такой зависимости между стрессом и распределением гидратов и карбонатов не обнаруживалось. Кристаллические сланцы в целом также ни в коем случае не являются более бедными карбонатами и гидратами, чем массивные породы, не испытавшие стресса; наоборот, как мы видели, некоторые авторы пытаются приписать воздействию стресса широкое распространение в кристаллических сланцах водных минералов — слюд и волокнистых амфиболов. Таким образом, необходимо допустить, что при метаморфизме растворы находятся под тем же средним давлением, что и вмещающие их породы.

§ 19. Совершенно отрицая роль стресса как фактора минеральных равновесий, мы устанавливаем следующие факторы равновесия, определяющие минералогический состав равновесного продукта метаморфических или метасоматических процессов: 1) температура, 2) общее давление, 3) состав исходной породы, 4) концентрация растворов, принимавших участие в минералообразовании. [Из дальнейшего будет видно, что независимыми параметрами минерального равновесия при метаморфических и метасоматических процессах являются: 1) температура, 2) давление, 3) состав породы относительно инертных компонентов, 4) концентрация растворов, присутствующих при минералообразовании, относительно подвижных компонентов, исключая  $CO_2$  и  $H_2O$ , упругость пара которых является функцией температуры и общего давления. Для обычных метаморфических явлений, при которых подвижны только  $H_2O$  и  $CO_2$ , независимы только параметры 1—3.] Для минералообразования из магмы или раствора факторами равновесия служат, конечно, температура, давление и состав раствора.

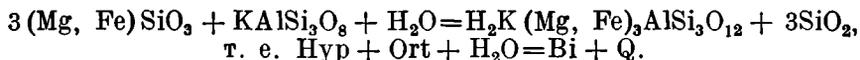
Между указанными факторами имеется ряд зависимостей, обусловленных геологическими особенностями минералогических процессов, и сами эти факторы находятся в зависимости от геологических условий. Так, давление возрастает с глубиной, и в качестве первого приближения мы будем полагать, как это обычно принимается, что давление равно весу вышележащих пород. Конечно, давление может колебаться и в зависимости от бокового сжатия, но эти колебания мы сейчас не можем учесть. Вместе с общим давлением (т. е. с глубиной) возрастает, как мы покажем далее, и давление углекислоты в вызывающих минералообразование растворах, в то время как упругость пара воды в этих растворах зависит лишь от температуры, но не от глубины. В некоторой зависимости от глубины,

как мы увидим далее, находится и режим кислорода. К выяснению этих зависимостей мы и перейдем.

### 5. Режим воды при постмагматических и метаморфических явлениях

§ 20. Вода входит в состав большинства метаморфических пород. Относительно ее режима при метаморфических процессах могут быть сделаны два предположения: 1) количество воды в метаморфической породе зависит от содержания ее в первичной породе — в виде ли связанной воды (глины) или в виде горной влажности; 2) количество воды в метаморфической породе не зависит от первичного ее содержания, так как при метаморфизме вода всегда присутствует в избытке, в виде отдельной жидкой или газообразной фазы. Вполне возможно установить правильность того или иного из этих предположений путем анализа парагенезисов с точки зрения правила фаз. Действительно, согласно правилу фаз (число фаз = числу компонентов + 2 — число свобод) при произвольной температуре и давлении число фаз = числу компонентов (при невариантном составе фаз), причем и число компонентов входит, конечно, и  $H_2O$ . Но при втором предположении вода всегда образует отдельную фазу, вследствие чего число минералов не зависит от наличия или отсутствия в их составе  $H_2O$ ; при первом же предположении содержание в породе  $H_2O$  создает возможность появления одного добавочного минерала, т. е. число минералов будет на один больше, чем при втором предположении. И вот такое изучение метаморфических пород показывает, что вода при метаморфизме всегда находится в избытке в виде отдельной фазы, благодаря чему при графическом анализе парагенезисов вода ни одним из авторов не принимается во внимание. Впервые это было установлено для метаморфических пород Южной Финляндии Эскола (Eskola, 1915, стр. 124 и 136). Мне многократно приходилось убеждаться в правильности этого положения при анализе парагенезисов кристаллических сланцев Восточной Сибири и других пород (этот же факт может быть выражен утверждением, что вода является «вполне подвижным» компонентом, так как в силу циркуляции ее при метаморфизме давление ее паров не зависит от реакций поглощения или выделения воды (Коржинский, 1936—3).

Особый интерес представляет изучение соотношений между гиперстеном, ортоклазом и биотитом, составы которых могут быть связаны следующим уравнением:

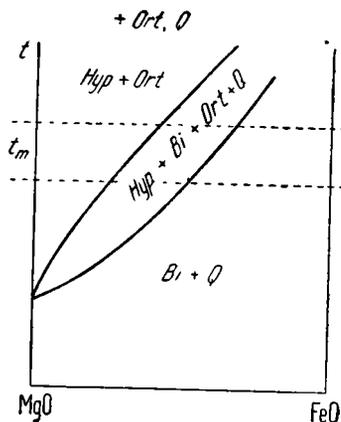


Наименьшее число компонентов этой реакции в том виде, как она написана, — четыре:  $(Mg, Fe)O$  —  $KAlO_2$  —  $SiO_2$  —  $H_2O$ . Значит, при произвольных условиях возможно равновесие четырех фаз; одна из них пусть будет избыточная вода или пар, другие две — кварц и ортоклаз; кроме того, может присутствовать либо гиперстен, либо биотит, но не оба вместе. Однако в гиперстеновых гнейсах и гранитах (чарнокиты), в гиперстеновых роговиках и т. п. различных районов нередко встречаются в тесном парагенезисе все четыре минерала: гиперстен, ортоклаз, биотит и кварц. Это давало повод предполагать, что вода здесь имелась в количестве, недостаточном для полного превращения гиперстена в биотит, т. е. вода здесь является «инертным» компонентом, заданным своим первичным содержанием в породе. В виду этого мною особенно внимательно изучались гиперстеновые гнейсы архейского (Алдапо-Слюдянского) комплекса Южного Прибайкалья (Коржинский, 1936—4, стр. 261—262), для которых обычно указанная ассоциация. Ряд замеров показателей преломления гиперстена и биотита этих пород позволяет утверждать, что отношение  $FeO : MgO$  в гиперстене более низкое, чем в совместно с ним образующемся биотите, причем при понижении температуры (гистерогенные явления) гиперстен всегда замещается все более светлым, т. е. более магниальным, биотитом. Это схематически приведено на диаграмме фиг. 3, показывающей, что при

избытке в породе ортоклаза и кварца образование гиперстена, биотита или обоих минералов одновременно определяется отношением  $\text{FeO} : \text{MgO}$  (интервал  $t_m$  обозначает обычную стадию перекристаллизации для изученных гнейсов, интрузивных гранитами). Справедливость этой диаграммы подтверждается тем, что магнезиальные разности биотита, типа флогопита, никогда не встречаются в Алдано-Слюдянском комплексе вместе с кварцем, за исключением лишь гистерогенно разложившихся низкотемпературных пород. В высокотемпературных породах флогопит встречается лишь в отсутствии кварца, в породах, недосыщенных кремнеземом, например, в оливковых породах, в магнезиальных мраморах и доломитах. То же самое соотношение наблюдается во всех высокотемпературных (контактирующих с неразложившимися гранитами) метаморфических и магматических породах разнообразных комплексов, включая гипабиссальные контактовые роговики: флогопит вместе с кварцем в этих породах никогда не встречается, но всегда наблюдается только более или менее железистый биотит. Отсюда видно, что во всех этих случаях нет основания говорить о «недостатке воды»; это заблуждение имеет своим источником объединение в один компонент  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$ , что, конечно, в данном случае недопустимо. Рассматриваемая система является, следовательно, пятикомпонентной, а не четырехкомпонентной.

Аналогичный результат получен мною при изучении парагенезисов роговой обманки с пироксенами в присутствии кварца в тех же архейских породах Восточной Сибири: при низкой величине отношения  $\text{FeO} : \text{MgO}$  в присутствии плагиоклаза устойчив диопсид с гиперстеном, при высокой — одна роговая обманка, при средней устойчивы все три минерала одновременно. С понижением температуры становятся устойчивыми все более магнезиальные роговые обманки, благодаря чему происходит замещение пироксенов амфиболами. «Количество воды» и здесь не играет роли.

Вообще, анализ парагенетических соотношений минералов метаморфических пород всегда показывает особое поведение в них воды и, как увидим далее, углекислоты. Содержание глинозема, кремнезема, железа и т. п. («инертные компоненты») в них может рассматриваться как независимое переменное, которое в разных породах данной минеральной фации (в смысле Эскола) различно и изменение которого определяет минералогический состав. Поэтому минералогический состав (парагенезис) пород, принадлежащих к данной минеральной фации, может быть изображен на диаграмме как функция состава относительно этих «инертных» компонентов (диаграммы состав — парагенезис, например, фиг. 1, 2, 15—20 и др.; на фиг. 1 и 2 следует удалить минералы, заключенные в скобки). Но содержание  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  («подвижные компоненты») в метаморфических породах данной минеральной фации не является, как оказалось, независимым переменным, — наоборот, оно определяется соотношением инертных компонентов, является функцией состава относительно инертных компонентов. Диаграммы типа фиг. 1 и 2, построенные на основании данных, полученных при изучении естественных парагенезисов, как раз и показывают зависимость содержания воды от соотношения инертных компонентов. Такого рода зависимость в виде диаграмм состав — парагенезис была выведена рядом авторов для различных минеральных фаций (Эскола, Барт и др.). Мною опубликовано



Фиг. 3. Фазовые соотношения между гиперстеном (Hyp) и биотитом (Bi) в породах с избытком ортоклаза (Ort) и кварца (Q) в зависимости от температуры ( $t_m$  — обычный интервал высокотемпературного метаморфизма) и отношения  $\text{MgO} : \text{FeO}$ .

несколько таких диаграмм (Коржинский, 1936—1, 1936—4, 1937—1,3).<sup>1</sup> Такое особое поведение воды заставляет нас приять, что при метаморфизме силикатов вода всегда присутствует в избытке, в виде особой фазы.

§ 21. Итак, минералообразование при метаморфизме всегда происходит в присутствии  $H_2O$  в виде отдельной фазы. Какова эта фаза, жидкая или газообразная? Для низких температур она безусловно жидкая; для наиболее высоких температур сама магма является жидкой фазой, обуславливающей метаморфизм; для средних температур («пневматолитовая» стадия Ниггли) относительно состояния вызывающих метаморфизм постмагматических остатков имеются разногласия.

Мне кажется, что излагаемый ниже метод исследования приводит нас к заключению о жидком состоянии метаморфизующих и вообще постмагматических растворов. Для всех реакций образования водных минералов равновесие, помимо температуры, определяется также давлением паров воды. При наличии жидких растворов упругость паров воды не зависит от внешнего давления, а определяется одной лишь температурой. Поэтому при наличии жидких растворов реакции образования водных минералов, как и все реакции между конденсированными фазами, зависят лишь от температуры и в очень малой степени от глубины. Иное дело, если вода присутствует в виде газообразной фазы. Обособление этой фазы и циркуляция ее через породы возможны лишь в том случае, если давление этого газа равно внешнему давлению. Следовательно, с увеличением глубины процесса должно возрастать и давление  $H_2O$ , примерно пропорционально глубине. Поэтому максимальные температуры устойчивости водных минералов должны резко возрастать с глубиной, так как даже при высоких температурах возросшее давление  $H_2O$  будет препятствовать диссоциации водных минералов, как это имеет место для реакций с участием  $CO_2$  (см. ниже). Значит, по выяснении вопроса, зависит ли верхняя температурная граница устойчивости водных минералов от глубины, возможно решение вопроса о состоянии  $H_2O$  при процессах образования этих минералов.

В сущности все петрологи и минералоги придерживаются той точки зрения, что устойчивость водных минералов зависит лишь от температуры, но не от глубины, и эта точка зрения безусловно правильна. Действительно, при сопоставлении, например, наиболее высокотемпературных метаморфических пород различных глубин образования видно, что единственными из обычных водных минералов в них оказываются биотит и роговая обманка, становящиеся неустойчивыми лишь в поверхностных излияниях. [Правда, в роговиках района Осло, т. е. в гипабиссальных условиях, Гольдшмидт считает амфиболы преимущественно вторичными минералами, замещающими пироксены, но на ряду с этим им особо описываются первичные амфиболы роговиков и скарнов (Goldschmidt, 1911, стр. 352—357). Оптические свойства этих амфиболов указывают, что это настоящие роговые обманки, а не низкотемпературные актинолитовые амфиболы.] С другой стороны, во всех комплексах хлорит, тальк, серпентин и т. п. становятся устойчивыми лишь в последней стадии постмагматического процесса. Мусковит во всех комплексах является постмагматическим минералом, неустойчивым в наиболее высокотемпературных магматических породах и не выделяющимся непосредственно из магмы; в то же время он всегда, независимо от глубинности комплекса пород, устойчив уже в самом начале постмагматической деятельности, в так называемую пневматолитовую (по Ниггли) стадию, непосредственно следующую за магматической (мусковитовые граниты, мусковитовые пегматиты, грейзены),

Интересно сопоставить характер парагенезисов биотита, с одной стороны, в кристаллических сланцах весьма глубинного Алдано-Слюдянского комплекса, изучаемого автором, а с другой стороны — в роговиках гипабиссального комплекса района Осло, по данным Гольдшмидта (Goldschmidt,

<sup>1</sup> Более подробное исследование парагенезисов Алдано-Слюдянского комплекса (архей Восточной Сибири) подготавливается к печати.

1911). В обоих случаях в породах, содержащих кварц, устойчив лишь относительно железистый биотит, флогопит же встречается лишь в отсутствии кварца. В обоих случаях биотит устойчив со всеми бескальциевыми минералами, а также с диопсидом и анортитом, но не встречается, в присутствии кварца, с более богатыми кальцием минералами, именно с волластонитом и гроссуляром в роговиках Осло, кальцитом и андрадитом в гнейсах архея Восточной Сибири [о неустойчивости биотита с волластонитом см. Goldschmidt (1911, стр. 406); биотит не упоминается и при описании роговиков, содержащих гроссуляр (стр. 192—195)]. Те и другие породы находятся в контакте с кислыми интрузиями, и температуры их образования, вероятно, близки. Подобное же совпадение в парагенезисах различных водных минералов — мусковита, хлорита и т. п. — для различных пород различных комплексов, связанных с одной и той же стадией постмагматического процесса, принимается всеми петрографами и минералогами как должное. А между тем, эти факты не могут быть объяснены иначе, как зависимостью давления паров воды лишь от температуры, а не от глубины, что возможно только при жидком состоянии постмагматических растворов, вплоть до температуры кристаллизации магмы.

Можно, конечно, возразить, что «соответственные» стадии магматического и постмагматического процессов на различных глубинах протекают при различных температурах. Само по себе давление может повышать температуру кристаллизации, поскольку кристаллы имеют меньший объем, чем соответствующая жидкость. Это влияние, однако, незначительно сравнительно с ролью летучих, содержание которых в магме с глубиной должно возрастать и понижать температуру конца кристаллизации. И действительно, наиболее высокотемпературные минералы, например, муллит, клиноэнстатит и пижонит (твердые растворы диопсида с клиноэнстатитом), известны для лав и близких к поверхности интрузий, но отсутствуют в глубинных интрузиях и их контактах. В сухих расплавах эвтектическая кристаллизация ортоклаза с кварцем происходит около 1000° (Morey — Bowen), а в графических пегматитах эвтектическая кристаллизация ортоклаза (микроклина) с кварцем в некоторых случаях продолжалась еще ниже точки инверсии кварца (Ферсман, 1932, стр. 46). [Эта точка инверсии лежит при 573°, а под давлением 2500 атм., что соответствует глубине около 10 км, — при 626° (Seifert, 1930, стр. 214).] Таким образом, с глубиной температура кристаллизации магмы, во всяком случае, не повышается, а, вероятно, понижается. Но если бы это понижение было заметным и вместе с тем с глубиной возрастала бы упругость паров воды (в предположении газообразного ее состояния), то в глубинных комплексах в контактах с интрузиями должны были бы образовываться водные минералы, неустойчивые в гипабиссальных контактах. Одинаковость парагенезисов водных минералов в контактах в комплексах больших и малых глубин (но исключая поверхностные вулканические формации) может быть объяснена только близкими температурами этих контактов при жидком состоянии метаморфизирующих растворов. [Непосредственные определения температур лав вне зоны окисления дали 750—900°, а в зонах окисления до 1185° (Seifert, 1930, стр. 169). Примерно те же температуры (750—900°) можно предполагать и для глубинных магм, а для остаточной пегматитовой магмы еще ниже, — по Ферсману (1932) 600—800°.]

§ 22. Итак, метаморфизм совершается в присутствии жидких растворов. Можно думать, что в отсутствии этих растворов заметная перекристаллизация силикатных пород окажется возможной лишь при весьма высоких температурах, превосходящих обычные температуры метаморфизма. Примером такого безводного метаморфизма является, повидимому, случай раскристаллизации третичных мергелей в связи с возгоранием углеводородов, описанный Линтоком (Lintock, 1932); образование стекла и псевдо-волластонита, устойчивого лишь выше 1200°, указывает на крайне высокую температуру этого процесса.

С этой точки зрения прекрасно объясняется та строгая закономерность и однородность в образовании водных минералов, которая позволяет относить к одной минеральной фации (в смысле Эскола) значительные толщи метаморфических пород. Действительно, там, куда проникают жидкие растворы, давление паров воды поддерживается присутствием жидкости на постоянном уровне, обуславливая тем самым однородность в образовании минералов; там же, куда растворы не проникают, метаморфизм совершенно не имеет места. Такая однородность гораздо труднее объяснима, исходя из газообразного (или «флюидного») состояния растворов.

В условиях близости к поверхности при средних температурах должно происходить вскипание растворов, с исчезновением жидкости. Как известно, в вулканических комплексах заметное развитие имеет лишь высокотемпературный метаморфизм в непосредственном контакте с застывающей магмой, а с другой стороны — гидротермальные низкотемпературные процессы (пропилитизация). Новообразование силикатов в силу воздействия вулканических газов на твердые силикатовые породы (Niggli, 1920, стр. 243—248) установлено вдоль трещин фумарол, в литофизах стекловатых лав и т. д. Такое же происхождение приписывается вулканическим выбросам Везувия и Лаахерского озера; эти хорошо изученные образования носят все же исключительный характер и, как подчеркивает Ниггли (Niggli, 1920, стр. 234), в обоих районах связаны с щелочными магмами «атлантического» типа, весьма богатыми галоидами. Силикаты литофиз, трещин в лавах и выбросов образовались, по видимому, в основном при очень высокой температуре («пирометаморфизм»). Такое заключение напрашивается хотя бы потому, что характерным минералом здесь является санидин, часто богатый натрием; следовательно, можно предположить, что образование этих силикатов происходило при температурах, превышающих температуру затвердевания глубинных интрузий. Таким образом, установленные случаи образования силикатов из газов относятся, по видимому, только к высоким температурам, близким к температурам магм; при более низких температурах растворимость силикатов в газовой фазе, вероятно, столь незначительна, что перекристаллизация их не может быть вызвана наличием газовой фазы, но требует присутствия жидкости.

Особенно сложен вопрос об агентах перекристаллизации в высокотемпературных контактовых образованиях, например, в контактовых роговиках. Перекристаллизация в твердом состоянии в отсутствии растворителя отпадает в силу отмеченной выше замечательной закономерности в образовании водных минералов (биотит, роговая обманка), независимо от первичного содержания воды. Предположение о достаточности — для перекристаллизации силикатов в этом случае — наличия газов или паров — ведет нас к следующему интересному парадоксу: при диффузии этих газов через породы упругость их должна ослабевать по мере удаления от их источника, т. е. магмы. Поэтому при данной температуре с удалением от контакта должны образовываться все более бедные летучими — водой и углекислотой — минералы и парагенезисы, т. е. с удалением от контакта минералы все более «высокотемпературного типа», чего, конечно, никогда не наблюдается. Это затруднение можно обойти, лишь предположив, что перекристаллизация вызывается только насыщенными парами, т. е. парами кипящих растворов. Такое предположение тем более естественно, что только такие пары кипящих растворов будут обладать достаточной упругостью для внедрения в толщи пород и их пропитывания. В отношении химического воздействия на окружающие породы эти насыщенные пары не могут чем-либо отличаться от самой магмы, так как они находятся с последней в равновесии. Поэтому для наших последующих рассуждений безразлично, производится ли высокотемпературный метаморфизм жидкими растворами или их насыщенными парами: в обоих случаях давление паров воды, за исключением вулканических комплексов, будет зависеть только от температуры, но не от глубины.

— Все же мне кажется более вероятным, что и высокотемпературный метаморфизм вызывается жидкими растворами. Не нужно при этом думать, что сама магма циркулировала в порах метаморфизованных пород. Течение жидкостей потоком возможно лишь по более грубым трещинкам, а при просачивании растворов через породы по системе капиллярных и субкапиллярных пор значительную роль играет диффузия компонентов раствора, которая для различных компонентов раствора совершается с различной скоростью. Как правильно, только вода и углекислота свободно циркулируют по толщам метаморфических пород, перемещение же других компонентов обуславливает метасоматические явления, гораздо меньше распространенные. Так, метаморфизм роговиков в контакте с гранитами частью происходит еще до полного затвердевания гранитов, вероятно, под воздействием жидкого раствора, проникающего во вмещающие породы из магмы. При этом в более легко проницаемых участках и ближе к контакту образуются участки гранитизации с жилками и гнездами гранита, что указывает на пропитывание роговика самой магмой. С удалением от контакта эти растворы вызывают перекристаллизацию без привноса, т. е. они насыщены сообразно с составом вмещающей породы и меняют свой состав с переходом из одной породы в другую; магматическое происхождение в них имеют, главным образом, вода и углекислота. Боковые породы, следовательно, ведут себя по отношению к магме таким же образом, как и полупроницаемая перегородка по отношению к коллоидному раствору (каковым, возможно, и является магма). Поэтому мы предполагаем, что метаморфизм вызывается как постмагматическими растворами, остающимися после главной кристаллизации магмы, так и жидкими растворами, диффундирующими в боковые породы из магмы до ее окончательной кристаллизации.

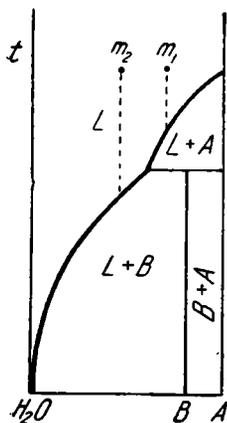
§ 23. Может показаться, что наше заключение о зависимости упругости пара воды при минералообразовании только от температуры, но не от других факторов, не должно распространяться на магматические явления, так как содержание воды в магме, а следовательно, и упругость ее пара, могут быть различны. Но ведь для нас интерес представляет температура кристаллизующейся магмы, а эта температура определяется составом, главным образом содержанием воды: при повышенном (для данной температуры) содержании воды магма будет не кристаллизоваться, а растворять боковые породы. Поэтому различие в содержании воды в магме ведет и к различию температур кристаллизации.

Представление о «сухой» и «мокрой» магме (не имеющей других существенных химических отличий) было использовано Гольдшмидтом для объяснения минералогических особенностей пород «слюдяно-диоритового» и «мангеритового» (анортозит-чарнокитового) семейства сравнительно с нормальным типом гранитоидов (Гольдшмидт, 1922—1933). Для анализа этих представлений обратимся к диаграмме фиг. 4, дающей схему кристаллизации под давлением системы вода — силикат, с образованием инконгруэнтно-плавящегося водного силиката В; пусть В представляет биотит, тогда А — ортоклаз + гиперстен. Из «сухой» магмы  $m_1$  кристаллизация начнется при более высокой температуре, давая породу без водных минералов; из «мокрой» магмы  $m_2$  кристаллизация начнется при более низкой температуре, с отложением водного минерала В. Тот же самый минерал В начнет отлагаться и из «сухой» магмы, как только температура ее достаточно понизится: насыщенные (т. е. кристаллизующиеся) магмы при равных температурах имеют и равное содержание воды. (Что касается гиперстеновых гранитов, то в их образовании должна играть роль не только температура кристаллизации, но и соотношение между  $MgO$  и  $FeO$ , как явствует из диаграммы фиг. 3). Таким образом, температура перехода безводного минерала в водный не зависит от содержания в магме воды.

С увеличением внешнего давления изобара фиг. 4 не претерпевает заметного изменения, поскольку она дает соотношение между одними конденсированными фазами. Отсюда ясно, что, хотя с увеличением глубины

первичное содержание воды в магме и может возрастать, однако содержание воды в кристаллизующейся магме при данной температуре и температура превращения водного минерала в безводный почти не зависят от глубины.

Скорее можно было бы ожидать различия в давлении паров воды (при равных температурах) для магм различного состава (например, щелочных и нормальных), что должно было бы отразиться и на характере контактовых явлений; но таких различий, как известно, не установлено. Так, в районе



Фиг. 4. Изобара инконгруэнтного плавления водного минерала В.

крайне разнообразных интрузий окрестностей Осло «наблюдения в контактовых зонах перечисленных здесь глубинных пород не позволяют установить никакой зависимости контактовых явлений от состава изверженной породы. Роговики из контактовых зон основных эссекситов абсолютно невозможно отличить от роговиков, окружающих сиенит или гранит» (Goldschmidt, 1911, стр. 19).

На основании всех этих соображений следует думать, что при кристаллизации магм упругость пара воды зависит в основном только от температуры, но не от состава магмы или глубины застывания; во всяком случае, это справедливо для гранитоидных магм и в первом приближении — для основных (габбровых) магм.

§ 24. Для точности следует отметить, что с увеличением давления нагрузки упругость пара воды должна возрастать, согласно теоретической формуле Томсона и ле-Шателье:

$$\frac{dp}{dP} = \frac{V}{v},$$

где  $p$  и  $v$  — давление и молекулярный объем пара, а  $P$  и  $V$  — давление на жидкость и ее молекулярный объем. Это незначительное увеличение упругости пара воды с глубиной в нашем исследовании, конечно, не может иметь никакого значения.

§ 25. На диаграмме температура ( $t$ ) — давление ( $p$ ) — условия равновесия реакции:



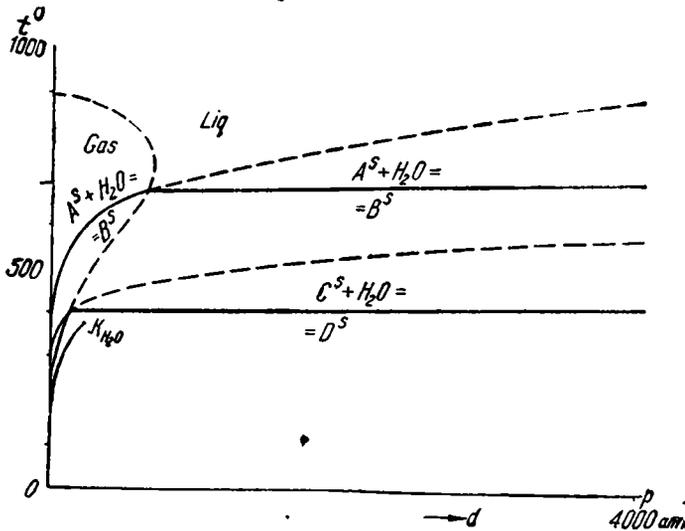
где значок  $s$  обозначает твердое, а  $g$  — газообразное состояние, выразятся, как известно, некоторой кривой, похожей на параболу и указывающей на повышение температуры равновесия при возрастании давления (фиг. 5). Если известен тепловой эффект реакции, то эта кривая может быть вычислена по приближенной формуле Нернста, которую мы применим далее для реакций с участием  $CO_2$ . На ту же диаграмму можно нанести кривую упругости пара чистой воды, которая заканчивается в критической точке (при  $t = 374^\circ C$  и  $p = 217.5$  атм.). Кривая упругости пара естественных постмагматических растворов пройдет, конечно, при меньших давлениях, и критическая точка их, во всяком случае, лежит выше. Поскольку эти растворы насыщены разнообразнейшими веществами, повышающими критическую точку, то становится вполне вероятным и полное отсутствие критических явлений для постмагматических растворов, как и было заключено нами выше, исходя из других соображений. Экспериментально этот вопрос не освещен в достаточной мере. Отметим интересные опыты Хитарова и Иванова (1936): водные растворы хромовой кислоты давали в этих опытах критические явления около  $400^\circ$ , но с прибавлением к этим растворам гелей  $SiO_2$  или  $Al(OH)_3$  или  $Fe(OH)_3$  критические состояния не были достигнуты даже при  $450^\circ$ . Отсутствие критических явлений в насыщенных растворах экспериментально установлено для системы  $H_2O - K_2Si_2O_5$  G. Morey и C. Fenner (1917). При отсутствии критических явлений — кривая упругости пара природных насыщенных растворов идет непрерывно от маг-

матических состояний до весьма низких температур, давая максимум упругости при каких-то средних температурах; влево от этой кривой лежит поле газообразных состояний постмагматических остатков, справа — жидких. Возрастание температуры равновесия с ростом общего давления для реакций с поглощением воды происходит, конечно, только в области газообразных состояний, в области же жидких состояний упругость пара воды почти не зависит от внешнего давления, что и видно из характера кривых реакций на диаграмме фиг. 5.

Как известно, на жидком состоянии постмагматических растворов особенно настаивают американские петрологи и минералоги (Larsen, Morey, Landes и др.), а у нас — В. Н. Лодочников.

Таким образом, в этой главе мы пришли к следующим заключениям:

*Температура равновесия для каждой данной минеральной реакции с поглощением или выделением  $H_2O$  постоянна для всех магматических, мета-*



Фиг. 5. Диаграмма температура — давление. Кривые равновесия для реакций гидратации при метаморфизме.

морфических и постмагматических процессов (за исключением случая вулканических комплексов) и не зависит ни от первичного содержания воды, ни от расположения относительно магматического очага, а от глубины зависит весьма мало. Эта закономерность обусловлена тем, что все указанные процессы образования и преобразования силикатов совершаются в присутствии жидких водных растворов, упругость пара которых зависит только от температуры. Поскольку поглощение жидкой воды при реакциях гидратации обычно сопровождается небольшим уменьшением объема, постольку увеличение давления и глубины должно вызывать небольшое повышение температуры равновесия, совершенно незначительное по сравнению с тем, что наблюдается для реакций с участием газовой фазы.

## 6. Режим углекислоты

§ 26. Исследование постмагматических и метаморфических образований показывает прежде всего универсальное участие  $CO_2$  в минералообразовании, совершенно независимо от наличия первичных карбонатных пород. Об универсальном распространении ювенильной углекислоты при минералообразовании можно заключить уже по обильному содержанию  $CO_2$  в вулканических газах, в термах и газовых струях, в газообразных и жидких включениях внутри минералов. Еще более доказательно неизменное развитие карбонатов при всяком автоматоморфическом изменении изверженных пород, при котором влияние известняков, конечно, исключается.

Гистерогенные явления, обусловленные протеканием процесса минералообразования при меняющейся — падающей — температуре, наблюдаются также почти в каждой метаморфической породе; как правило, эти гистерогенные явления сопровождаются поглощением воды и углекислоты. (Так, диопсид метаморфической породы сплошь и рядом частично или полностью замещается тремолитом с кальцитом и кварцем и т. д.). Особенно мощный привнос  $\text{CO}_2$  наблюдается при низкотемпературном диафторезе. Такой случай изучался автором в Становом хребте, в верховьях р. Тимптома (притока Алдана). Здесь в краевой зоне Саяно-Становой (протерозойской) орогении мощные зоны филлитовидных пород образовались за счет архейского графито-гнейсового комплекса Алданской плиты (Алдано-Слюдянский комплекс). Граниты и высокотемпературные кристаллические сланцы этого комплекса развальцованы и перекристаллизованы под воздействием тектоно-магматических процессов Саяно-Становой орогении, с шириной зоны развальцования в несколько (до 16) километров. Все кальциевые силикаты, плагиоклазы и пироксены разложены при этом с выделением кальцита, ассоциирующегося с альбитом, слюдами, хлоритом и т. п. Таким образом, здесь в громадных размерах совершался привнос углекислоты, копечно, ювенильной.

Если мы вспомним, кроме того, обязательное новообразование кальцита при всех явлениях низкотемпературного «разложения» плагиоклазовых пород (например, в толщах дислоцированных эффузивов) и обычность кальцита во всех низкотемпературных латераль-секреционных жилах, то для нас станет очевидным ювенильное происхождение углекислоты при метаморфизме. Углекислота присутствует при всех метаморфических процессах, совершенно независимо от наличия известняков в метаморфизируемой толще.

§ 27. Более того, наблюдения опровергают тот распространенный взгляд, что во время метаморфизма давление  $\text{CO}_2$  в известняках было выше, чем в других породах. Так, если метаморфизуется кварцит с ничтожным содержанием кальцита или, наоборот, чистый кальцитовый мрамор с ничтожной примесью кварца, то мы должны были бы ожидать в обоих случаях более легкого образования кальциевых силикатов, чем в породах, богатых кварцем и кальцитом одновременно, так как в последнем случае может быть вытеснено гораздо больше  $\text{CO}_2$ . Наблюдения, однако, показывают несостоятельность этого предположения. Так, в архейском Алдано-Слюдянском комплексе Восточной Сибири с его весьма высокотемпературными породами (гиперстенные гнейсы и пр.) совершенно не наблюдается образования волластонита, очевидно, в силу высокого давления  $\text{CO}_2$ . Волластонит не образуется в данном случае даже и в кварцитах с незначительной примесью кальцита, хотя в этих породах, из-за незначительного количества вытесняемой при метаморфизме  $\text{CO}_2$ , образование волластонита казалось бы вполне возможным. Ведь в столь высокотемпературных породах только высокое давление  $\text{CO}_2$  может воспрепятствовать образованию волластонита. Подобного рода наблюдения можно сделать и в отношении всех других реакций с  $\text{CO}_2$ : распределение соответствующих минералов не обнаруживает зависимости от местных источников углекислоты.

Вообще можно считать общепризнанным, что в каждом данном метаморфическом комплексе любая реакция с выделением углекислоты соответствует некоторой определенной температуре. Так, волластонит, периклаз, геленит, монтичеллит всегда являются высокотемпературными минералами, встречаясь лишь на близком расстоянии от интрузивных пород. Но так как минимальная температура их устойчивости, при наличии перекристаллизации, зависит лишь от давления углекислоты, то неизбежно приходится принять, что при метаморфических процессах в каждом геологическом комплексе давление  $\text{CO}_2$  определяется температурой и не зависит от местных обстоятельств (наличие местной, вытесненной из пород углекислоты).

Эта универсальность углекислоты доказывает, что ювенильная углекислота, приносимая, очевидно, магмой, присутствует во всех постмагма-

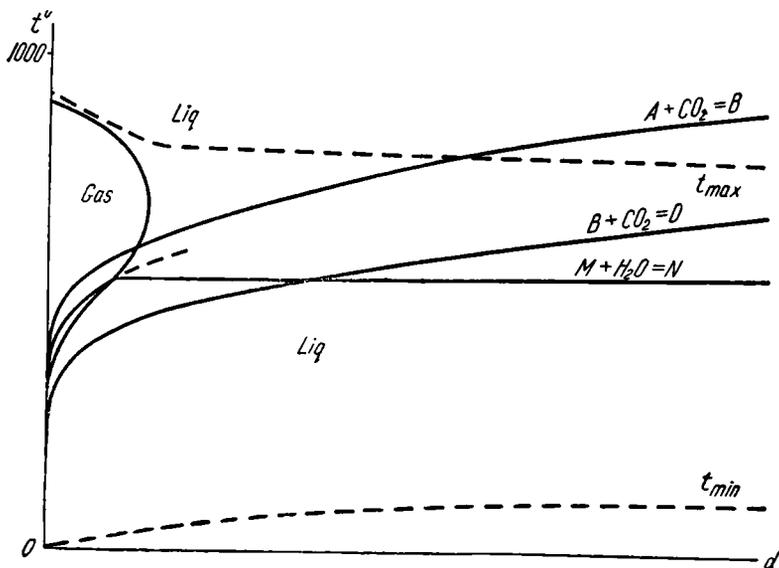
тических растворах, вызывающих метаморфизм (в том числе и «региональный»). Отсюда понятно, почему  $\text{CO}_2$ , подобно  $\text{H}_2\text{O}$ , ведет себя в метаморфических породах в отношении правила фаз как «вполне подвижный» компонент, что показывает анализ парагенезисов пород, содержащих углекислоту; это свойство выражается в том, что число минералов в породе не зависит от наличия или отсутствия в ней  $\text{CO}_2$  и конечное содержание в породе  $\text{CO}_2$  не зависит от первичного. Такое поведение указывает на независимость концентрации  $\text{CO}_2$  в растворах от реакций взаимодействия растворов с породами: независимо от поглощения или выделения  $\text{CO}_2$  при этих реакциях, концентрация растворов поддерживалась на постоянном уровне путем диффузии  $\text{CO}_2$  и циркуляции самих растворов. Концентрация эта «произвольна» относительно свойств породы, вследствие чего  $\text{CO}_2$  увеличивает на единицу как число компонентов ( $k$ ), так и число степеней свободы ( $n$ ) и, следовательно, присутствие ее не увеличивает возможного числа минералов (так как согласно правилу фаз число фаз  $= k + 2 - n$ ).

§ 28. Наблюдаемое нередко замечательное однообразие парагенезисов на громадных протяжениях того или другого геологического комплекса доказывает постоянство давления (при постоянной температуре) не только паров воды, но и углекислоты. Так, на громадных площадях развития пород архейского Алдано-Слюдянского комплекса Восточной Сибири нигде не встречается волластонита и гроссуляра, несмотря на высокотемпературный характер метаморфизма, а между тем, местное падение давления  $\text{CO}_2$  неминуемо привело бы к образованию этих минералов в определенных (известковых) породах. Эта закономерность может быть объяснена лишь тем, что давление  $\text{CO}_2$  лимитируется каким-то фактором: естественно полагать, что постмагматические растворы в широком температурном интервале насыщены углекислотой и поэтому содержание ее в растворе зависит от внешнего давления. В этом случае давление  $\text{CO}_2$  будет зависеть только от общего давления, т. е. от глубины, и будет поддерживаться на этом постоянном уровне благодаря значительным «запасам»  $\text{CO}_2$  в растворе, подобно тому, как это имеет место для паров воды в присутствии жидкой воды. С увеличением внешнего давления содержание  $\text{CO}_2$  в насыщенных ею растворах, конечно, возрастает, как это наблюдается для искусственных газированных вод; поэтому, чем больше глубина минералообразования, тем больше давление  $\text{CO}_2$  в растворах. Благодаря этому на соответствующей глубине ряд богатых кальцием минералов становится неустойчивым, подвергаясь разложению с образованием кальцита, — явление, проявляющееся в природе удивительно закономерно, как мы это увидим ниже.

Итак, как мы уже видели, минералогенетические явления в земной коре происходят в присутствии жидкой фазы — магмы или постмагматического раствора. Минералообразование из газовой фазы, если и имеет место в поверхностных условиях, то лишь в ничтожных размерах. Упругость водяного пара этих растворов возрастает с температурой, но не зависит (точнее, почти не зависит) от глубины. На диаграмме температура ( $t$ ) — глубина ( $d$ ) изолинии для давления паров воды идут, следовательно, в схеме параллельно оси  $d$ . Наоборот, давление  $\text{CO}_2$  в растворах возрастает с глубиной, но сравнительно мало изменяется от температуры; изолинии для давления  $\text{CO}_2$  идут, следовательно, в схеме параллельно оси  $t$ , пересекаясь с первыми. Благодаря этому на каждом горизонте глубины земной коры при любой температуре существуют такие условия в отношении давления  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ , которые на других горизонтах не повторяются ни при каких температурах. В зависимости от температуры минералогенетического процесса на каждом горизонте глубины развивается поэтому специфическая серия минеральных фаций, из которых ни одна не может в точности осуществиться в условиях меньшей или большей глубины. Так как температура равновесия для реакций с поглощением газа зависит от давления этого газа, возрастая одновременно, то на диаграмме  $t - d$  (температура — глубина) кривые реакций с поглощением  $\text{CO}_2$  должны иметь примерно тот же

вид, что и на диаграммах  $t - p_{CO_2}$ , т. е. вид парабол, обращенных выпуклостью к оси  $t$ ; для реакций же с поглощением воды температура равновесия с глубиной не меняется, поскольку давление  $H_2O$  постоянно. Эти соображения позволяют построить диаграмму фиг. 6. Пересечение кривых реакций дает принципиальную возможность по характеру минеральных ассоциаций определять не только температуру, но и глубину минералообразования.

§ 29. Наш вывод, что температура и общее давление вполне определяют условия минеральных равновесий, согласуется с обычными взглядами, например, с упомянутой статьей Эскола (Eskola, 1929), с его классификацией минеральных фаций по двум параметрам — температуре и давлению; правда, в этих и других схемах режим  $CO_2$  не подвергается обсуждению.



Фиг. 6. Диаграмма температура — глубина. Направления кривых равновесия для реакций гидратации и карбонатизации;  $t_{max}$  и  $t_{min}$  — максимальная и минимальная температура метаморфизма.

Но следует также упомянуть и статью Турнера (Turner, 1935). Этот автор, стоя, повидимому, на точке зрения глубинного динамо-метаморфизма, указал на теоретическую возможность случаев метаморфизма с недостаточным количеством  $CO_2$  и  $H_2O$ : при «прогрессивном» метаморфизме  $CO_2$  и  $H_2O$  выделяются в достаточном количестве из метаморфизуемых осадков, а при «регрессивном» метаморфизме возможен их недостаток, вследствие чего при одной и той же температуре возможно образование нескольких фаций. Так, в «хлоритовой зоне», в которой нормально устойчив хлорит, замещающий здесь актинолит, последний может сохраняться в силу отсутствия достаточного для превращения количества  $CO_2$  и  $H_2O$ . При достаточном количестве  $H_2O$ , но при отсутствии  $CO_2$ , актинолит будет разлагаться, но с выносом извести, без отложения кальцита. Мне кажется, что к этим представлениям Турнер пришел в основном дедуктивно, исходя из гипотезы глубинного динамо-метаморфизма, из которой представления его вполне логически вытекают. Согласно изложенным выше взглядам, режим  $H_2O$  и  $CO_2$  при «прогрессивном» и «регрессивном» метаморфизмах одинаков; при недостатке  $H_2O$  (т. е. при отсутствии жидкой фазы) метаморфизм совершенно не происходит; давление  $CO_2$  (как и  $H_2O$ ) при метаморфизме не зависит от первичного состава породы.

§ 30. Кажется странным, что в умах некоторых геологов еще сохранились представления о «динамо-метаморфизме» или даже «плутоно-метаморфизме» (т. е. метаморфизме путем простого погружения участка земной коры), хотя убедительные возражения против этих теорий выставил еще

Вейшенк (Weinschenk, 1906). Геологические наблюдения, как известно, не оставляют никаких сомнений в существовании неразрывной связи между метаморфическими и магматическими явлениями. Убедительными мне кажутся также соображения, приведенные в этой работе, на которые обычно не обращалось достаточного внимания и которые привели меня к следующим заключениям: 1) всякий, даже самый глубинный, метаморфический процесс заканчивается низкотемпературными явлениями, которые накладываются на высокотемпературные; 2) всякий метаморфический процесс совершается в присутствии водных растворов, содержащих ювенильную кислоту. Эти положения, полученные индуктивным путем, едва ли могут быть объяснены иначе, как допущением, что всякий метаморфизм силикатных пород связан с магматическими явлениями и совершается под непосредственным воздействием магмы или постмагматических растворов.

## 7. Физико-химическая модель постмагматических явлений

§ 31. Сказанного выше относительно режима  $H_2O$  и  $CO_2$  вполне достаточно для наших последующих целей. Однако в столь сложном вопросе всегда бывает полезно установить, что сделанные допущения не содержат противоречий и могут быть согласованы с фактами, установленными для родственных явлений, — в данном случае для пегматитового процесса. Поэтому полезно разработать простейшую физико-химическую модель рассматриваемых явлений.

Как мы уже видели,  $CO_2$  и  $H_2O$  при метаморфизме имеют ювенильное происхождение и приносятся, очевидно, магмой (вопроса о происхождении самой гранитной магмы мы здесь не затрагиваем). Поэтому естественно, что режим  $CO_2$  и  $H_2O$  при метаморфизме связан с ходом магматических и постмагматических явлений, к которым мы и обращаемся.

В качестве наиболее упрощенной физико-химической модели магматического процесса возьмем трехкомпонентную систему с одним труднолетучим компонентом (силикат), одним летучим ( $H_2O$ ) и одним весьма легколетучим ( $CO_2$ ). Системы с двумя летучими и одним нелетучим разобраны в классической работе Ниггли (Niggli, 1920, особенно стр. 78—81). Но там, к сожалению, отсутствуют нужные нам изобары и взятые размеры не соответствуют интересующему нас случаю. Поэтому мы выведем проекцию  $p - t$  и изобары нашей системы, стараясь до некоторой степени, хотя бы в отношении температур, отобразить особенности нашего конкретного случая. Для лучшего понимания рекомендуется также обратиться к указанному труду Ниггли.

Трехкомпонентная система, согласно правилу фаз, может иметь до 4 степеней свобод, т. е. для геометрической интерпретации требует четырехмерного пространства. Моновариантные элементы, т. е. линии этой модели, могут быть спроектированы на диаграмму температура ( $t$ ) — давление ( $p$ ) (фиг. 7), которая и будет служить нам основой для получения изобарных сечений частных систем.

На диаграмме фиг. 7 в точке  $M$  при температуре около  $1000^\circ$  (соответственно примерной температуре «сухой» эвтектики ортоклаз — кварц) поместим неинвариантную точку труднолетучего компонента (Sil); давление пара здесь практически равно нулю. Из этой точки исходит кривая плавления труднолетучего компонента [линия Sil ( $L + S$ )] и кривая жидкость — пар, почти совпадающая с осью ординат; критическая точка силиката лежит при каких-то громадных температурах. Из той же точки  $M$  идет моновариантная кривая  $I$  ( $S + L + G$ ) равновесия твердое тело ( $S$ ) + жидкость ( $L$ ) + газ ( $G$ ) для бинарной системы  $I$  (Sil +  $H_2O$ ). Эта кривая имеет некоторое максимальное давление, повидимому, не слишком высокое для природных сложных растворов (порядка нескольких сот атмосфер<sup>2</sup>); кончается эта кривая в бинарной неинвариантной точке (лед — силикат — раствор — пар), которая, конечно, не представляет для нас интереса. Точка  $K_{H_2O}$  представляет критическую точку воды ( $t = 374.0^\circ C$ ,  $p =$

= 217.7 атм.), в которой заканчивается кривая упругости пара чистой воды. Из этой точки в сторону критической точки компонента  $\text{SiI}$  идет критическая кривая  $I$  ( $L = G$ ) системы  $\text{I}$  ( $\text{SiI} - \text{H}_2\text{O}$ ); согласно нашему выводу из наблюдений, эта критическая кривая не должна пересекаться с кривой  $I$  ( $S + L + G$ ), т. е. в насыщенных водных растворах критических явлений не происходит.

На ту же диаграмму фиг. 7 спроектируем моновариантную кривую  $II$  ( $S + L + G$ ) бинарной системы  $\text{II}$  ( $\text{SiI} - \text{CO}_2$ ). При низких температурах растворимость силиката в углекислоте, разумеется, практически равна нулю, а потому и критические явления в таком насыщенном растворе (точка  $P$ ) совершаются почти в тех же условиях, что и для чистой углекислоты, т. е. вблизи точки  $K_{\text{CO}_2}$  диаграммы фиг. 7 ( $t = 31.0^\circ$ ,  $p = 73$  атм.): нижняя часть кривой  $II$  ( $S + L + G$ ) оказывается, таким образом, мнимой, так как, начиная от точки  $P$  эта кривая лежит в надкритической области. Наоборот, в магне  $\text{CO}_2$  безусловно должна растворяться в заметном количестве, но вследствие легкой ее летучести упругость пара  $\text{CO}_2$  в таких расплавах будет возрастать с увеличением содержания  $\text{CO}_2$  весьма быстро, как это показано кривой  $II$  ( $S + L + G$ ), между точками  $M$  и  $Q$ . Эта моновариантная кривая  $II$  ( $S + L + G$ ) должна пересекаться критической кривой системы  $\text{SiI} - \text{CO}_2$  в некоторой точке  $Q$ . Понятно, что только при помощи громадных давлений можно было бы добиться критических явлений для силикатного расплава с избытком углекислоты, явлений, при которых газовая фаза стала бы идентичной расплаву. Далее мы покажем, что на основании петрологических данных следует считать давление точки  $Q$  недостижимым даже в наиболее глубоководных образованиях.

§ 32. Согласно правилу фаз, в нашей трехкомпонентной системе число фаз + степеней свободы должно быть равно пяти ( $\Phi + C = K + 2 = 3 + 2 = 5$ ). Система трех фаз ( $S + L + G$ ) будет обладать, следовательно, двумя степенями свободы, т. е. в полной геометрической модели будет изображаться поверхностью, как всегда, двуслойной (один слой для кипящих насыщенных растворов, другой для их паров). Этой же поверхности должны принадлежать и кривые  $I$  ( $S + L + G$ ) системы  $\text{SiI} - \text{H}_2\text{O}$  и  $II$  ( $S + L + G$ ) системы  $\text{SiI} - \text{CO}_2$ ; двуслойная поверхность  $S + L + G$  системы  $\text{SiI} - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$  соединяет эти две линии, причем в этих граничных линиях сходятся (пересекаются) оба слоя поверхности. Изобары этой двуслойной поверхности будут, очевидно, двойными линиями (фиг. 8a, 8b, 8c), сходящимися в точках, принадлежащих граничным кривым этой поверхности  $I$  и  $II$  ( $S + L + G$ ). Но, как мы видели, нижняя часть кривой  $II$  ( $S + L + G$ ) (система  $\text{SiI} - \text{CO}_2$ ) оказывается мнимой, так как здесь в насыщенных растворах наступают критические явления. Эти критические явления будут иметь место, конечно, не только для чистых растворов  $\text{SiI} - \text{CO}_2$ , но сохраняются и при некотором прибавлении воды (причем по мере увеличения количества воды область критических явлений для насыщенных растворов будет сокращаться). Область критических точек будет всегда пограничной для области существования двух соответствующих фаз и потому всегда будет иметь на одну степень свободы меньше (так, в однокомпонентной системе моновариантная кривая жидкость — газ заканчивается в инвариантном элементе — критической точке). В нашем случае область существования насыщенной жидкости с газом ( $S + L + G$ ) будет дивариантной, и потому совокупность критических точек насыщенных растворов окажется моновариантной, т. е. выразится некоторой линией, соединяющей точки  $P$  и  $Q$ ; кривая  $S + L + G$  фиг. 7 будет проекцией этой линии на плоскость  $t - p$ . В точках этой кривой насыщенный раствор становится тождественным своему пару; поэтому область трех фаз ( $S + L + G$ ) — область кипящих насыщенных растворов — должна замыкаться вдоль этой кривой критических явлений насыщенных растворов. Конечно, и двойные линии наших изобар (фиг. 8a—8c) будут смыкаться в точках этой кривой.



ственно три изобары для давлений  $p_1, p_2, p_3$ , показанных на фиг. 7. Эти три ординаты на фиг. 7 пересекают моновариантные линии, и эти точки пересечения являются опорными для построения изобар. Так, точки пересечения  $l_1, l_2, l_3$  ординат с кривой жидкость — твердое труднолетучего компонента дают для изобар температуры начала кристаллизации этого компонента. Точки  $m_1, m_2, m_3$  дают для изобар температуру вскипания кристаллизующихся безводных расплавов, содержащих растворенную углекислоту; эта температура понижается, если на ряду с  $\text{CO}_2$  присутствует и  $\text{H}_2\text{O}$ . Точка  $n$  является верхней, а  $o$  — нижней точкой кипения растворов  $\text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ ; в интервале температур между точками  $n$  и  $o$  жидкое состояние при данном давлении невозможно. Наконец, точка пересечения ординат с критической кривой насыщенных растворов — точки  $q_1, q_2, q_3$ , — дают температуры критических точек, в которых замыкаются поля трехфазных состояний ( $S + L + G$ ). По этим точкам и могут быть построены изобары (фиг. 8a, 8b, 8c), а аналогично и изотермы (например, фиг. 8d).

На фиг. 9 дана проекция изобары фиг. 8b на треугольник составов. Как и на фиг. 8b,  $q_2$  обозначает нижнюю критическую точку.

§ 33. Обратимся теперь к анализу изобар, дающих, по нашему представлению, схему магматического процесса на различных глубинах. Эти изобары представляют собою обычные диаграммы состояний для системы, богатой труднолетучим компонентом и с переменным соотношением легколетучих компонентов. На этих изобарах (фиг. 8a, 8b, 8c) имеются следующие поля:  $L$  (жидкость), ( $S + L, S + L + G, S + G$ ). При высокой температуре в поле  $L$  имеем жидкую магму с некоторым соотношением  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ . При понижении температуры мы вступаем в поле  $S + L$ , т. е. начинается кристаллизация силиката: эта температура начала кристаллизации с глубиной должна несколько повышаться, вероятно, очень слабо. По мере кристаллизации содержание летучих в магме увеличивается и упругость их пара возрастает. Наконец, вследствие понижения температуры фигуративная точка системы (т. е. точка, дающая состав и температуру системы) достигает границы поля  $S + L + G$ ; здесь начинается кипение (дистилляция) кристаллизующейся магмы с отщеплением от нее газовой фазы, богатой  $\text{CO}_2$ , в силу чего в остатке отношение  $\text{CO}_2 : \text{H}_2\text{O}$  снижается.

Фиг. 9. Проекция изобары фиг. 8b на треугольник составов.

Если процесс протекает при невысоких давлениях (фиг. 8a), то происходит полное выкипание  $\text{CO}_2$ , после чего весь магматический осадок переходит в газообразное состояние (точка  $n$ ). Образовавшиеся пары при понижении температуры начинают конденсироваться, давая водные растворы. Поскольку в газообразную фазу могло перейти только незначительное количество труднолетучих компонентов (остальные кристаллизуются в верхней точке кипения  $n$ ), постольку наблюдается весьма резкое различие между магмой (выше точки  $n$ ) и гидротермальными растворами (ниже точки  $o$ ), т. е. водными растворами, несущими ограниченное количество твердого вещества. Особенно резко эта граница в отношении глинозема, почти не перемещающегося гидротермальными растворами, в то время как кремнезем переносится ими в значительных количествах.

При более значительном внешнем давлении (фиг. 8b и 8c) магматический остаток не переходит целиком в газовую форму, а процесс дистилляции магмы растягивается на больший интервал температуры. Отщепляющаяся при этом газовая фаза начинает опять конденсироваться, так что

При более значительном внешнем давлении (фиг. 8b и 8c) магматический остаток не переходит целиком в газовую форму, а процесс дистилляции магмы растягивается на больший интервал температуры. Отщепляющаяся при этом газовая фаза начинает опять конденсироваться, так что

жидкий магматический остаток, сначала потерявший значительную часть своей углекислоты, может снова частично получить ее обратно. При дальнейшем охлаждении раствора упругость его пара становится меньше внешнего давления, и кристаллизация силиката протекает таким же образом, как и гидротермального раствора в первом случае (фиг. 8а). Хотя в данном случае стадии магмы и гидротермального раствора и не разделены стадией газообразного состояния, тем не менее свойства магмы и постмагматического остатка могут достаточно резко различаться. Переломной стадией при этом должен явиться процесс выкипания «минерализаторов» —  $\text{CO}_2$  — и, вероятно, других летучих, конечно, вместе с частью воды. В силу изменения состава растворителя должно произойти изменение не только количества растворенного твердого вещества, но и его характера. Так, вместе с выкипанием минерализаторов может произойти осаждение почти всего глинозема (в виде алюмосиликатов), в то время как кремнезем может оставаться в постмагматическом растворе в довольно значительном количестве. Таким образом, можно объяснить то различие между магматическими и постмагматическими растворами, которое сохраняется вплоть до наиболее глубоких комплексов: магматический процесс заканчивается эвтектической кристаллизацией (например, графические пегматиты), после чего новообразование алюмосиликатов происходит лишь метасоматически, за счет замещения отложившихся уже ранее алюмосиликатов, но не за счет глинозема растворов. Так, образование мусковита в мусковитовых пегматитах, гранитах и грейзенах происходит за счет ранее образовавшихся полевых шпатов (Жоржинский, 1937—2). Поскольку это различие наблюдается даже в наиболее глубоких комплексах (например, в архейском Алдан-Слюдянском комплексе), постольку необходимо принять, что давление точки  $Q$  (фиг. 7) даже в наиболее глубоких комплексах не достигалось (так как при давлениях точки  $Q$  и выше при остывании вскипание вовсе не произойдет).

Содержание  $\text{CO}_2$ , а возможно и других минерализаторов, в постмагматических растворах тем больше, чем выше внешнее давление, что видно из сопоставления фиг. 8b и 8c. Вместе с тем должна возрастать растворимость в этих растворах и алюмосиликатов. Вследствие этого с увеличением глубины различие между магматическим и постмагматическим минералообразованием должна уменьшаться, и постмагматическая перекристаллизация (т. е. растворение, перенос и отложение) алюмосиликатов, слабо выраженная на малых глубинах, на больших глубинах может протекать весьма интенсивно. Поэтому именно в глубоких комплексах явления постмагматической перекристаллизации алюмосиликатов иногда почти полностью стирают следы первичной магматической структуры, как это наблюдается для мусковитовых гранитов и мусковитовых пегматитов (Жоржинский, 1937—1).

Остается еще рассмотреть, на основании нашей модели, зависимость упругости  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  от температуры и внешнего давления (т. е. глубины). При малом давлении (на малой глубине) при средних температурах магматический остаток нацело переходит в газообразную фазу (фиг. 8а); в этой газообразной фазе углекислота может почти отсутствовать, а давление паров воды окажется равным внешнему давлению. Помимо этого случая, минералообразование происходит из жидких растворов, которые в некотором интервале температур находятся в состоянии кипения (область  $S + L + G$ ). Для кипящих растворов сумма парциальных давлений  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  равна внешнему давлению и, следовательно, возрастает примерно пропорционально с глубиной. Это возрастание общей упругости, начиная с некоторого значения, происходит почти исключительно за счет упругости углекислоты, так как упругость паров воды не может превзойти известного предела, а именно, упругости чисто водных насыщенных растворов. В самом деле, если бы в сложном магматическом остатке этот предел был превзойден, то вода выкипала бы из этого остатка и, растворяя выделившийся

уже силикат, давала бы чисто водный насыщенный ею раствор, т. е. имела бы место ликвидация магматического остатка, чего, конечно, не наблюдается. Кривая  $I (S + L + G)$  фиг. 7 дает зависимость от температуры упругости пара в насыщенных чисто водных растворах силиката; пар такого раствора состоит почти из одной воды, почему мы и можем относить эту упругость к водяному пару. С повышением общего давления на жидкость эта упругость должна незначительно повышаться, чем мы можем пренебречь (см. § 25). Таким образом, кривая  $I (S + L + G)$  дает максимальные давления для водяного пара в их зависимости от температуры. При увеличении внешнего давления сверх этого предела упругость пара постмагматического раствора возрастает исключительно благодаря возрастанию упругости  $\text{CO}_2$ . Это возрастание упругости  $\text{CO}_2$  видно и непосредственно из сопоставления изобар на фиг. 8b и 8c: при общем возрастании упругости пара отношение  $\text{CO}_2 : \text{H}_2\text{O}$  в нем с глубиной возрастает.

С дальнейшим охлаждением и удалением от трехфазовой области  $S + L + G$  падает как давление углекислоты, так и давление паров воды, но первое гораздо медленнее, чем второе. Так, известно, что давление  $\text{CO}_2$  в растворе углекислоты в воде, содержащем 17 г  $\text{CO}_2$  на литр воды, при  $100^\circ \text{C}$  достигает 79.1 атм., а при  $0^\circ \text{C}$  равно 5 атм., т. е. в 16 раз менее (Богданов, 1935, стр. 50—51). Упругость же пара чистой воды при таком же охлаждении уменьшается с 1 до 0.0061 атм., т. е. в 164 раза. Значит, при охлаждении постмагматических растворов отношение давления  $\text{CO}_2$  к давлению  $\text{H}_2\text{O}$  сильно возрастает.

Таким образом, видно, что по мере охлаждения магмы упругость  $\text{CO}_2$  в ней сначала возрастает, а затем уменьшается. Эти изменения не очень велики. С возрастанием глубины содержание и упругость пара  $\text{CO}_2$  в постмагматических растворах возрастает примерно пропорционально с глубиной, упругость же пара  $\text{H}_2\text{O}$  почти не изменяется; рассмотрение модели подтверждает, следовательно, наши выводы, сделанные на основании более простых соображений.

В магме, помимо  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ , присутствуют и другие легколетучие компоненты ( $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{HCl}$  и т. д.). Концентрация их невелика, и они не могут заметно изменить полученную нами модель постмагматического процесса. В их присутствии наличие трех фаз — силиката, жидкости и газа — окажется возможным точно так же лишь в некотором интервале температур; с прибавлением каждого нового компонента эта трехфазная система получает по одной новой степени свободы, так как становится возможным изменение содержания этого нового компонента в жидкости и газе. В то время как в прежде разобранный системе по мере дистилляции (кипения) насыщенной силикатом жидкости менялся состав этой жидкости и газа относительно трех компонентов, в системе со многими летучими состав жидкости и ее пара будет меняться относительно всех этих компонентов. Но в обоих случаях общий ход кристаллизации окажется вполне одинаковым (жидкость; жидкость + силикат; жидкость + силикат + газ; жидкость + силикат), причем при данном режиме давления в обоих случаях температуры начала и конца кипения (во втором случае также и температура критической точки  $q$ ) зависят только от первичного состава магмы. Понятно, что при изменении внешнего давления и частичном удалении газов ход кристаллизации магмы может испытывать тем более разнообразные изменения, чем разнообразнее состав магмы.

§ 34. Хотя мы и полагаем, что метаморфизирующие растворы при всяком метаморфизме имеют магматическое происхождение, однако такое допущение для наших выводов вовсе не обязательно. Если предположить, что вода и углекислота частично выделяются из самих метаморфизируемых пород, а частично в виде газов поднимаются из неведомых глубин, то, если только углекислота имелась в достаточном количестве для создания насыщенных ею водных растворов, последующая судьба этих растворов и их режим будет тот же, что и для постмагматических растворов. Действительно, просачиваясь через горные породы, эти растворы будут насы-

щены силикатами, а содержание углекислоты в них будет регулироваться внешним давлением.

### III. ЗАВИСИМОСТЬ УСТОЙЧИВОСТИ ОТДЕЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ ОТ ГЛУБИНЫ

§ 35. Итак, физико-химические условия минералообразования меняются с глубиной; вследствие этого некоторые минералы и парагенезисы устойчивы лишь на определенной глубине. Наиболее показательны случаи приуроченности отдельных минералов к определенным глубинам, и на выявлении таких минералов мы, главным образом, сейчас и остановимся. Принципиально не меньшее значение имеют и случаи изменения с глубиной парагенетических соотношений минералов; такие случаи, конечно, более обычны, чем предыдущие. Как мы увидим, главнейшей причиной, обуславливающей изменение устойчивости минералов с глубиной, является возрастание давления  $\text{CO}_2$ ; гораздо меньшее значение имеет возрастание давления на твердые фазы и, наконец, изменение с глубиной режима кислорода.

#### A. Реакции с поглощением углекислоты

##### 8. Применение приближенной формулы Нернста

§ 36. Рассмотрим реакции, в которых отдельный твердый минерал или совокупность твердых минералов, поглощая углекислоту, превращается в другой твердый минерал или совокупность твердых минералов, т. е. реакции вида:

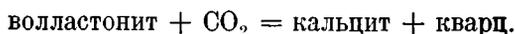


Состояние равновесия в этой системе будет моновариантным (если это уравнение действительно выражает только одну реакцию), так как число компонентов в нем на единицу меньше числа фаз (состав одной из фаз, в силу наличия уравнения, может быть выражен через состав остальных фаз). Поэтому условия равновесия этой реакции выражаются некоторой кривой, показывающей возрастание температуры равновесия вместе с увеличением давления  $\text{CO}_2$ . Реакции с выделением газовой фазы всегда сопровождаются увеличением объема и поглощением тепла, как это имеет место при сублимации, диссоциации и кипении; поэтому, согласно принципу ле-Шателье — Брауна, при давлениях более низких и температурах более высоких, чем соответствующие равновесию, наша реакция будет протекать с выделением  $\text{CO}_2$ , т. е. справа налево. Если известен тепловой эффект реакции, то по приближенной формуле Нернста можно вычислить эту кривую равновесия. Формула эта для данного случая имеет следующий вид:

$$n \cdot \lg p_{\text{CO}_2} = -\frac{Q}{4.574 T} + n \cdot 1.75 \lg T + n \cdot i,$$

где  $p_{\text{CO}_2}$  — давление  $\text{CO}_2$  при равновесии в атмосферах;  $Q$  — тепловой эффект (при комнатной температуре) в малых калориях;  $T$  — абсолютная температура равновесия;  $n$  — число молекул  $\text{CO}_2$ , участвующих в реакции и соответствующих тепловому эффекту  $Q$ ;  $i$  — условная химическая константа газа, равная в данном случае (для  $\text{CO}_2$ ) 3.2.

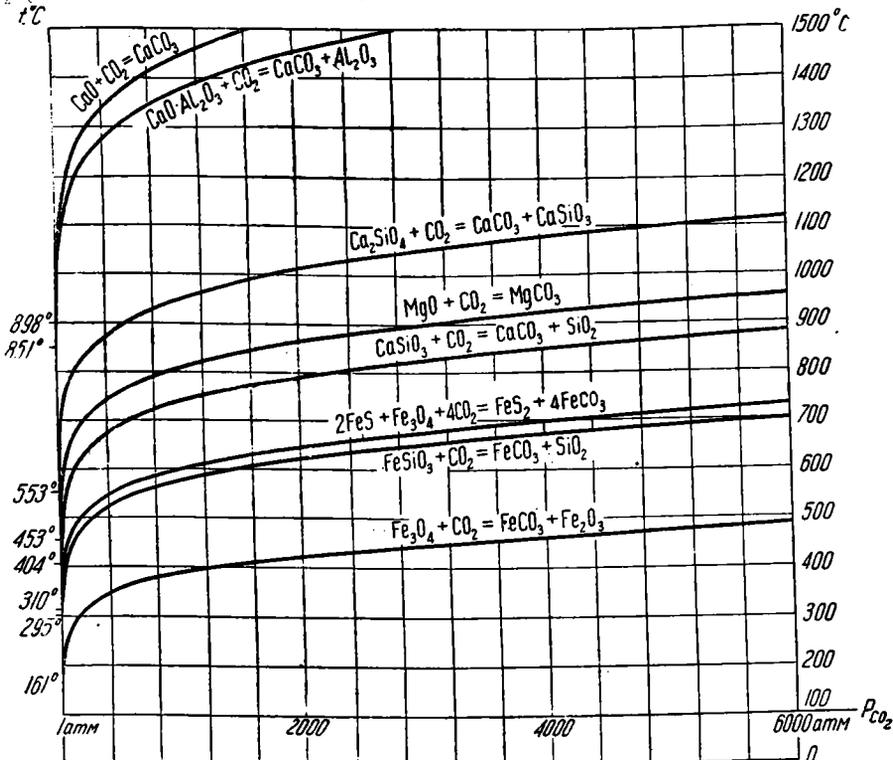
Впервые эта формула была в минералогии применена Гольдшмидтом (1912), давшим кривую важной реакции:



К сожалению, Гольдшмидт, предполагая для контактовых явлений очень высокую температуру (выше  $1000^\circ$ ), не нашел возможным применить эту кривую для объяснения известного ему факта отсутствия воластонита в некоторых кристаллических щитах и оставил этот вопрос открытым. Этим же методом мною были построены кривые для ряда аналогичных реакций, имеющих значение для петрологии (Коржинский, 1935—1). Полу-

ченные результаты графически изображены на фиг. 10, позволяющей сделать важные выводы.

§ 37. С увеличением глубины температура кристаллизации магмы должна несколько понижаться вследствие увеличения содержания летучих (см. § 21 — конец). Но, как мы заключили из одинаковости парагенезисов водных минералов в контактах разных глубин, понижение не может быть значительным. Предположив, что температура контактов лежит примерно около  $800^{\circ}$ , находим из диаграммы фиг. 10, что при низком давлении  $\text{CO}_2$  (1—100 атм.) возможно образование не только периклаза и волласто-



Фиг. 10. Диаграмма температура — давление. Кривые равновесия для реакций карбонатизации, вычисленные термодинамически (Гольдшмидт, 1912; Коржинский, 1935).

нита, но и ортосиликата кальция — ларнита; образование же алюмината извести и диссоциация кальцита требуют гораздо более низкого давления  $\text{CO}_2$ , чем и объясняется отсутствие в природе этих соединений. С увеличением глубины увеличивается и давление  $\text{CO}_2$ . Поэтому на некоторой глубине образование ларнита, а затем и периклаза, в контактах станет невозможным. На весьма значительной глубине ( $p_{\text{CO}_2} > 2200$  атм., т. е. на глубине, во всяком случае, более 9 км) неустойчивым оказывается также волластонит. Отсутствие волластонита в наиболее высокотемпературных контактах наблюдается в наиболее глубинных комплексах, например, в архее Восточной Сибири (Алдано-Слюдянский комплекс). Таким образом, этот метод позволяет выделить ряд фаций глубинности.

### 9. Диаграмма состав — парагенезис и последовательность разложения углекислотой в системе $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$

§ 38. Термодинамический расчет может быть применен только к небольшому числу реакций, так как для большинства минералов теплоты образования неизвестны. Кроме того, точность определения последних

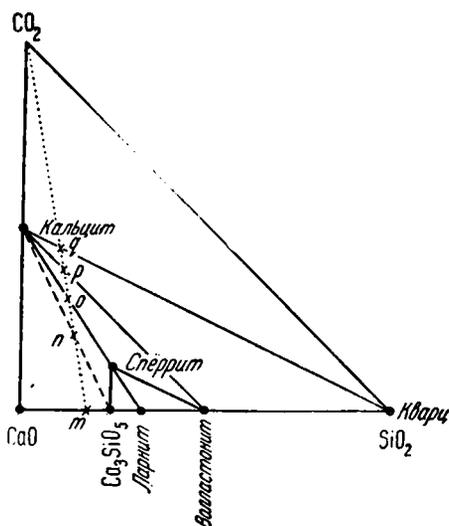
для силикатов сравнительно невелика, так что при близком расположении двух кривых диссоциации можно сомневаться в правильности их относительного расположения.

Более надежен другой метод, основанный на существовании закономерной связи между диаграммой состав — парагенез и последовательностью метасоматических реакций. В основе этого метода лежит следующее положение, которое может быть вполне строго доказано, что и сделано мною в другой работе.

«Пусть при произвольной температуре и давлении минеральный агрегат находится в химическом равновесии с раствором. Если только при данном соотношении инертных компонентов и при данной температуре и давлении возможно существование нескольких минеральных ассоциаций с различным содержанием подвижного компонента, то при беспредельном возрастании концентрации этого подвижного компонента в растворе будет наблюдаться последовательное образование всех без исключения этих минеральных ассоциаций, которые будут замещать друг друга в строгом порядке возрастающего содержания подвижного компонента». (Коржинский, 1936—3, стр. 43—44). В данном случае таким подвижным компонентом (т. е. обладающим независимой от состава породы концентрацией в растворе) является  $\text{CO}_2$ , в противоположность инертным компонентам, концентрация которых определяется составом породы. В применении к нашему случаю проще выразиться таким образом:

*Если при данной температуре возможно существование нескольких минералов или нескольких минеральных ассоциаций, по составу отличающихся исключительно лишь содержанием летучего компонента, то упругости диссоциации в этом ряду минералов или ассоциаций возрастают параллельно с увеличением содержания летучего компонента. Так, в ряду гидратов упругость диссоциации возрастает с увеличением содержания воды.*

§ 39. В высокотемпературных контактах известны следующие минералы системы  $\text{CaO} - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2$ : кальцит, кварц, волластонит, спёррит, ларнит; кальцит встречается в ассоциации со всеми названными минералами, кроме ларнита. Диаграмма природных парагенезисов имеет, таким образом, вид фиг. 11, на которой прибавлены еще не встреченные в природе соединения  $\text{CaO}$  и  $3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ . Точки пунктирной линии  $qm$ , проходящей через вершину треугольника  $\text{CO}_2$ , изображают совокупность смесей (пород), обладающих одинаковым соотношением  $\text{CaO} : \text{SiO}_2$ , но различным содержанием летучего компонента  $\text{CO}_2$ . Согласно с высказанным принципом, наиболее высокая упругость диссоциации будет у парагенезиса кальцит + кварц, ниже у кальцита + волластонит, еще ниже у кальцита + спёррит. При весьма малых давлениях  $\text{CO}_2$ , при метаморфизме в природе видимо не осуществляющихся, можно предполагать устойчивость кальцита с соединением  $3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$  и, наконец, устойчивость  $\text{CaO}$ . Обратное, при постоянном увеличении давления  $\text{CO}_2$  должны разлагаться с образованием кальцита сначала  $\text{CaO}$ , затем  $3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ ,



Фиг. 11. Диаграмма состав — парагенезис системы  $\text{CaO} - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2$  для высоких температур метаморфизма. Точки  $m, n, o, p, q$  дают последовательность карбонатизации при возрастании давления  $\text{CO}_2$ .

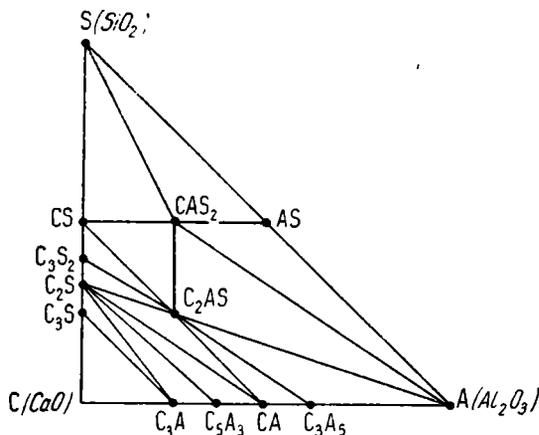
ларнит со спёрритом, наконец, волластонит, т. е. в порядке уменьшения содержания  $\text{CaO}$ .

Последняя закономерность имеет общее значение. Ведь содержание  $\text{CO}_2$  в породе обычно обусловлено присутствием кальцита, и поэтому последовательное ступенчатое выделение из породы  $\text{CO}_2$  обуславливает непрерывное обогащение других минералов породы кальцием, т. е. образование минералов, все более богатых  $\text{CaO}$ . Наоборот, если при данной температуре устойчиво несколько некарбонатных минералов или их ассоциаций, по составу отличающихся исключительно лишь содержанием  $\text{CaO}$ , то давление  $\text{CO}_2$ , необходимое для разложения этих образований (с выпадением кальцита), тем больше, чем меньше в них содержание  $\text{CaO}$ . В ряду с разложением углекислотой кальциевых минералов возможно разложение и магниевых минералов, а при более низких температурах — и железистых, с образованием сидерита. Поэтому, хотя и в более редких случаях, последовательность разложения минералов может определяться не только содержанием в них кальция, но и магния, а при более низкой температуре также закисного железа. Разумеется, данное ранее более общее положение остается справедливым во всех случаях.

Вместо всех предыдущих формулировок, пожалуй, проще основываться на следующем положении. Если при данной температуре возможно устойчивое существование ряда минералов или качественно различных минеральных ассоциаций, по составу отличающихся исключительно лишь различным содержанием компонента А, то химический потенциал этого компонента А тем выше, чем выше его содержание (ассоциации, отличающиеся лишь количественным соотношением одинаковых минералов, не отличаются по величине химических потенциалов компонентов). Правильность этого утверждения вытекает из того же анализа поверхности потенциалов, которое было мною сделано в упомянутой работе (Коржинский, 1936—3, фиг. 1 и 2). При постепенном возрастании давления  $\text{CO}_2$  образование кальцита будет происходить прежде всего за счет ассоциаций с наиболее высоким потенциалом кальция, т. е. за счет ассоциаций, наиболее богатых кальцием (при одинаковом соотношении прочих компонентов). Так, в ряду минералов и соединений:  $\text{CaO} - 3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2 - 2\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$  (ларнит) —  $\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$  (волластонит) (фиг. 11) химический потенциал  $\text{CaO}$  падает вместе с его содержанием от начала к концу ряда; следовательно, при возрастании давления  $\text{CO}_2$  разложение этих соединений с выпадением кальцита будет идти в том же порядке убывающего содержания кальция.

§ 40. Согласно экспериментальным исследованиям Ранкина в 1915 г. (Ранкин — Райт, 1935, стр. 64), диаграмма состав — парагенезис системы  $\text{CaO} - \text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$  при температурах кристаллизации сухого расплава ( $1200-1550^\circ$ ) имеет вид фиг. 12. При температурах природных контактно-метаморфических явлений (порядка  $800^\circ$ ) естественно ожидать некоторого отличия парагенезисов. Именно, соединение  $3\text{CaO} \cdot 2\text{SiO}_2$  здесь, повидимому, неустойчиво, и вместо него встречается ларнит с волластонитом. Кроме того, здесь наблюдается образование гроссуляра, не выделяющегося из сухих расплавов. Есть указания, что в наиболее высокотемпературных контактах с долеритами и в вулканических образованиях гроссуляр как первичный материал отсутствует, а образуется лишь при некотором повышении температуры, за счет взаимодействия других минералов. За этим исключением, вместо парагенезиса анортит — волластонит в природе образуется парагенезис гроссуляра с кварцем. Внеся эти две поправки, получим гипотетическую диаграмму состав — парагенезис (фиг. 13). Ассоциации этой диаграммы могли бы быть получены в лаборатории, если бы было достигнуто полное взаимодействие компонентов при температуре  $800^\circ$ . В природных высокотемпературных известковых контактах все парагенезисы этой диаграммы должны были бы иметь место, если бы здесь возможно было полное вытеснение  $\text{CO}_2$ .

Эту диаграмму мы используем для теоретического определения последовательности разложения отдельных кальциевых соединений и минералов при постепенном возрастании давления  $\text{CO}_2$ . Для этого проведем из угла  $\text{CaO}$  диаграммы (Фиг. 13) два луча  $L_a$  и  $L_b$ ; точки каждого из этих лучей изображают парагенезисы, по составу отличающиеся исключительно содержанием  $\text{CaO}$ , с постоянным отношением  $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$  для каждого луча. Согласно сказанному ранее, карбонатизация этих ассоциаций при постепенном возрастании давления  $\text{CO}_2$  будет идти в порядке убывающего содержания кальция. Рассматривая луч  $L_a$ , мы видим, что прежде всего произойдет карбонатизация  $\text{CaO}$ . Позднее станет неустойчивым парагенезис точки 1, т. е. парагенезис соединений  $3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2 + 3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ . Эта ассоциация отдаст часть кальция на образование кальцита, перейдя в более бедную кальцием, и потому устойчивую при данном давлении углекислоты, ассоциацию точки 2, т. е. ларнит +  $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ . Это изменение произойдет за счет разложения углекислотой соединения  $3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$  с образованием ларнита и кальцита (ларнит неустойчив с кальцитом и, соединившись с частью кальцита, даст спёррит; для краткости в дальнейшем мы не будем делать этой оговорки). Начиная с этого момента,  $3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$  становится неустойчивым в любой ассоциации. Затем при дальнейшем возрастании давления  $\text{CO}_2$  ассоциация ларнита с алюминатом  $3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$  (точка 2) станет неустойчивой и заместится кальцитом

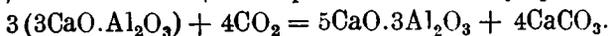


Фиг. 12. Диаграмма парагенезисов конечных продуктов кристаллизации сухих расплавов системы  $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$  по Ранкину и Райту (1915).



Фиг. 13. Диаграмма состав — парагенезис системы  $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$  для высоких температур метаморфизма. Цифры 1, 2—11 — теоретическая последовательность карбонатизации при возрастании давления  $\text{CO}_2$ .

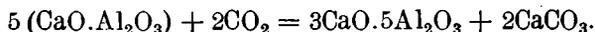
с ассоциацией точки 3, т. е. ассоциацией кальцит + ларнит +  $5\text{CaO} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3$ . Легко видеть, что это замещение произошло в силу реакции:



Понятно, что, начиная с этого момента, т. е. при данном или большем давлении  $\text{CO}_2$ , существование алюмината  $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$  становится невозможным ни в какой ассоциации. Далее, ассоциация точки 3 заместится кальцитом с ассоциацией точки 4, что произойдет вследствие разложения углекислотой алюмината  $5\text{CaO} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3$ . Затем станет неустойчив парагенезис точки 4, т. е. ларнит +  $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ . В силу повышения давления  $\text{CO}_2$  эти соединения начнут реагировать с образованием геленита и выделением кальцита, в результате чего ассоциация точки 4 перейдет в кальцит + геленит +  $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ . Очень важно отметить, что при данном давлении  $\text{CO}_2$  и ларнит, и  $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$  в отдельности остаются устойчивыми, невозможным становится лишь их совместный парагенезис. (Вместо первоначального парагенезиса кальцит + ларнит +  $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$  становится устойчивым либо кальцит + геленит +  $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ , либо кальцит + геленит + ларнит, — в зависимости от соотношения  $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ .) Поэтому данная реакция ничего не прибавляет к нашему ряду последовательности полного разложения соединений и минералов углекислотой. До сих пор мы получили следующий ряд последовательности разложения:



Тот же, конечно, ряд мы могли бы получить и следуя по лучу  $L_b$ . Следуя далее по лучу  $L_a$ , мы видим, что дальнейшее повышение давления  $\text{CO}_2$  должно привести к замещению ассоциации точки 5 кальцитом с ассоциацией точки 6. Легко видеть, что это замещение произойдет за счет реакции:



Начиная с этого момента, алюминат  $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$  становится неустойчивым в любой ассоциации. После этого будет разложен последний алюминат  $3\text{CaO} \cdot 5\text{Al}_2\text{O}_3$  на кальцит с корундом, в силу чего ассоциация точки 6 заменится кальцитом с геленитом и корундом. Наконец, разложится и этот последний парагенезис точки 9, дав кальцит с анортитом и корундом за счет реакции:

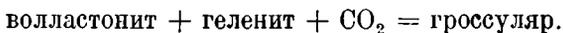


Начиная с этого момента, устойчивое существование геленита становится невозможным, так как в любой ассоциации он будет подвергаться карбонатизации. Анортит с корундом остается устойчивым вплоть до наиболее глубоких комплексов, не подвергаясь карбонатизации (в высокотемпературных контактах).

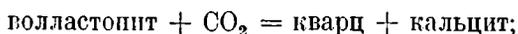
Следуя по лучу  $L_b$ , мы видим, что после разложения ассоциации точки 4 (ларнит +  $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ ) ларнит продолжает быть устойчивым с геленитом. Затем должно произойти разложение этой ассоциации (точка 7) с заменой ее кальцитом с волластонитом + геленитом, что произойдет за счет реакции:



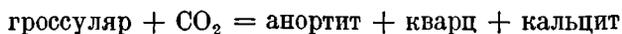
Ларнит с этого момента неустойчив в любой ассоциации. После этого станет неустойчивым парагенезис точки 8 — волластонит с геленитом, давая кальцит с волластонитом и гроссуляром; эта замена происходит за счет реакции:



При этом разложении и волластонит и геленит порознь продолжают оставаться устойчивыми, но не могут встречаться вместе (устойчивы ассоциации волластонит + гроссуляр + кальцит и гроссуляр + геленит + кальцит); поэтому эта реакция ничего не прибавляет к нашему ряду. Далее произойдет разложение парагенезиса точки 10, т. е. вместо ассоциации волластонит + гроссуляр получим кальцит + кварц + гроссуляр, что обусловлено реакцией:



волластонит с этого момента становится неустойчивым в любой ассоциации. Только после этого произойдет разложение гроссуляра в результате реакции:



(разложение парагенезиса точки II).

Таким образом, следуя по лучу  $L_a$ , мы установили последовательность разложения:  $\text{CaO}$ ,  $3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ , затем последовательно все четыре алюмината кальция, наконец, геленит. Следуя по лучу  $L_b$ , мы нашли, что разложение ларнита наступает, во всяком случае, после разложения алюмината  $5\text{CaO} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3$ , но до разложения геленита. Разложение волластонита идет после разложения ларнита, но до разложения гроссуляра. Метод, однако, не позволяя судить, произойдет ли разложение волластонита и гроссуляра до или после разложения геленита. Геологические наблюдения показывают, что ларнит устойчивее всех алюминатов кальция, а волластонит устойчивее геленита, т. е. порядок разложения природных минералов такой: ларнит — геленит — волластонит — гроссуляр.

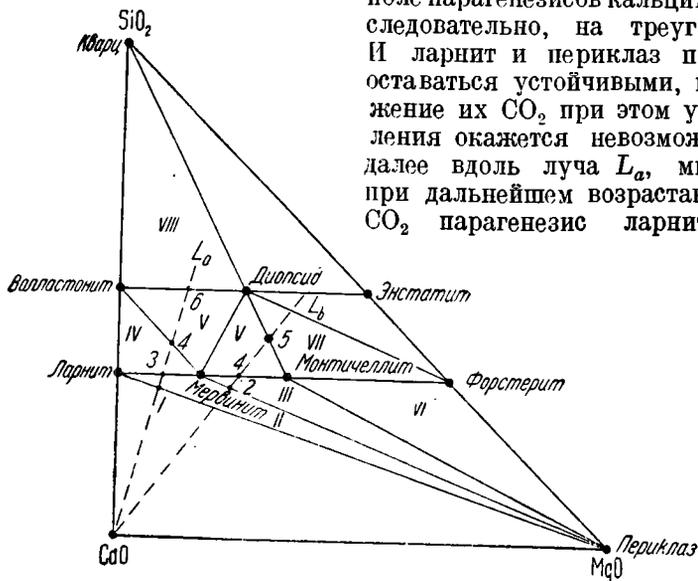
Изложенный метод может иметь и такую геометрическую интерпретацию. При возрастании давления  $\text{CO}_2$  кальцит образуется прежде всего за счет  $\text{CaO}$ . Присутствие кальцита станет возможным лишь в породах, наиболее богатых кальцием, в поле I (фиг. 13) парагенезиса  $\text{CaCO}_3 + 3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2 + 3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ . С повышением давления  $\text{CO}_2$  произойдет разложение соединения  $3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ , и область составов, в которых образуется кальцит, увеличится на треугольник II (фиг. 13). Каждая последующая реакция, происходящая в силу повышения давления  $\text{CO}_2$  приводит к увеличению поля составов, в которых устойчив кальцит, причем каждый раз поле парагенезисов кальцита возрастает лишь на один треугольник. На фиг. 13 эта последовательность в увеличении области парагенезисов кальцита обозначена цифрами I—XIII. Для контроля этой последовательности служил правило, что при данном отношении  $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$  парагенезис, содержащий кальцит, всегда богаче  $\text{CaO}$ , чем не содержащий, а потому, удаляясь по любому лучу от угла  $\text{CaO}$ , мы всегда будем переходить из треугольника с меньшим римским номером к треугольнику с большим номером. Разумеется, при таком рассмотрении остается та же двойственность решения в отдельных указанных выше случаях, требующая привлечения термодинамических данных (тепловые эффекты реакций) или геологических наблюдений.

§ 41. Обратимся теперь к системе  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2$ . Диаграмма состав — парагенезис для интересующих нас температур метаморфизма (т. е. порядка  $800^\circ$ ) мало похожа на диаграмму плавкости, температуры эвтектик которой все лежат выше  $1320^\circ$ . Вместо кристобалита, псевдоволластонита и клиноэпстатита имеем соответственно: кварц, волластонит, энстатит; соединения  $5\text{CaO} \cdot 2\text{MgO} \cdot 6\text{SiO}_2$  и  $2\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$  (окерманит) и, как указывалось,  $3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$  при метаморфизме не образуются, заменяясь другими твердыми фазами, из которых мервинит ( $3\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$ ) из расплавов не получается, будучи, очевидно, неустойчив при столь высоких температурах. На основании известных парагенезисов минералов этой системы составим диаграмму состав — парагенезис (фиг. 14), которая от аналогичной диаграммы Ниггли парагенезисов катазоны (Grubermann — Niggli, 1924, стр. 383) отличается лишь добавлением ларнита и мервинита. Для мервинита показаны устойчивые парагенезисы с ларнитом, молитчеллитом, волластонитом, диопсидом, с которыми он ассоциируется в его месторождениях. Ларнит с периклазом устойчив, согласно данным плавков. Полученная таким образом диаграмма фиг. 14, как и диаграмма фиг. 13, дает те равновесные соотношения минералов и парагенезисов, которые имели бы место при температуре высокотемпературных контактов (порядка  $800^\circ$ ), но в отсутствии  $\text{CO}_2$ .

При разборе диаграммы фиг. 14 мы встречаемся с некоторым усложнением: при возрастании давления  $\text{CO}_2$  происходит не только образование

кальцита, но и доломита и магнезита, т. е. карбонатизация не только кальция, но и магния. Карбонатизация магниевых соединений, с образованием магнезита или доломита, должна начаться с периклаза ( $MgO$ ), так как в нем содержание и химический потенциал  $MgO$  наиболее высок (см. § 39 — конец). Но геологические наблюдения показывают, что разложение периклаза должно происходить после разложения ларнита, мервинита и монтichelлита, т. е. при довольно высоком давлении  $CO_2$ , при более же низких давлениях  $CO_2$  образование магнезита и доломита окажется невозможным. Поэтому последовательность разложения для ларнита, мервинита и монтichelлита может быть получена изложенным выше методом, т. е. в предположении, что при карбонатизации возникает только кальцит. Именно, прежде всего, очевидно,  $CaO$  заместится кальцитом; породы, составы которых ложатся в поле I фиг. 14, будут, следовательно, содержать кальцит, породы других полей (фиг. 14) содержать кальцит не будут. После этого ларнит начнет взаимодействовать с периклазом и  $CO_2$ , давая мервинит с кальцитом;

поле парагенезисов кальцита увеличится, следовательно, на треугольничек II. И ларнит и периклаз порознь будут оставаться устойчивыми, прямое разложение их  $CO_2$  при этом уровне ее давления окажется невозможным. Следуя далее вдоль луча  $L_a$ , мы видим, что при дальнейшем возрастании давления  $CO_2$  парагенезис ларнит + мервинит

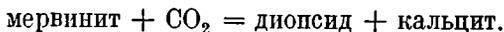


Фиг. 14. То же, что фиг. 13, для системы  $CaO$  —  $MgO$  —  $SiO$

(точка 3) заместится парагенезисом кальцит + волластонит + мервинит, что, очевидно, произойдет в силу реакции:



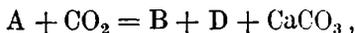
Начиная с этого момента и вне зависимости от парагенезиса, ларнит становится неустойчивым. Далее произойдет замещение парагенезиса точки 4 (волластонит + мервинит) парагенезисом волластонит + диопсид (точка 6) + кальцит, что будет обусловлено реакцией:



Начиная с этого момента, мервинит становится неустойчивым в любом парагенезисе. Только после этого возможно разложение волластонита (точка 6). Используя луч  $L_b$ , увидим, что разложение монтichelлита (реакция: монтichelлит +  $CO_2 = \text{кальцит} + \text{диопсид} + \text{форстерит}$ , в силу чего вместо парагенезиса диопсид + монтichelлит — точка 5 — будем иметь кальцит + диопсид + форстерит) возможно только после разложения мервинита. В силу особого расположения мервинита как раз на луче  $CaO$  —

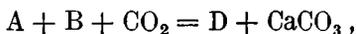
диопсид, разложение парагенезиса мервинита с волластонитом и мервинита с монтичеллитом произойдет одновременно, в момент, когда мервинит без взаимодействия с каким-либо другим минералом будет замещен диопсидом с кальцитом. Вследствие такого совпадения и в нарушение общего правила, в этот момент поле парагенезисов кальцита увеличится сразу на два треугольничка (оба обозначены на фиг. 14 цифрой V). Таким образом, получается следующая последовательность разложения: ларнит — мервинит — монтичеллит. Энстатит никогда не встречается с кальцитом, и соответственно парагенезис диопсида с форстеритом в природе не подвергается карбонатизации (в высокотемпературных условиях).

§ 42. При изучении диаграмм фиг. 13 и 14 мы вывели последовательность ряда реакций, идущих при постепенном возрастании давления  $\text{CO}_2$ . Эти реакции были двух типов. Первый тип реакции — это реакции вида:



(в частном случае,  $A + \text{CO}_2 = B + \text{CaCO}_3$ ), например, геленит +  $\text{CO}_2 =$  = анортит + корунд + кальцит. В момент, когда давление  $\text{CO}_2$  принимает величину, достаточную для того, чтобы реакция шла слева направо, минерал А становится неустойчивым, независимо от своего парагенезиса.

Второй тип реакций — это реакции вида:



например, геленит + волластонит +  $\text{CO}_2 =$  = гроссуляр + кальцит (фиг. 13). В этом случае ассоциация минералов А и В становится неустойчивой, так как они начинают реагировать между собой, поглощая  $\text{CO}_2$ , но каждый из минералов А и В в отдельности или в иных парагенезисах продолжает оставаться устойчивым и при данном давлении  $\text{CO}_2$  порознь с ней не реагирует. Естественно, что последовательность реакций первого типа, т. е. последовательность, в которой происходит полное разложение данных минералов, представляет для нас особый интерес; о ней в дальнейшем только и будет речь.

Для получения полного ряда последовательности разложения всех минералов и соединений результаты, полученные нашим методом (диаграммы фиг. 13 и 14), должны быть дополнены данными, почерпнутыми из других источников. Термодинамический расчет (§ 36) показывает, что периклаз карбонатизируется при меньшем давлении  $\text{CO}_2$ , чем волластонит (см. фиг. 10); на то же указывают и геологические данные. Что касается алюминатов кальция, то из диаграммы фиг. 13 очевидно, что, по крайней мере, два из них разлагаются раньше ларнита, а из диаграммы фиг. 10 ясно, что и третий алюминат  $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$  карбонатизируется раньше ларнита. Геологические наблюдения свидетельствуют, что и четвертый алюминат  $3\text{CaO} \cdot 5\text{Al}_2\text{O}_3$  должен разлагаться раньше ларнита, так как в природе он не встречается, а ларнит встречается. Далее геологические наблюдения показывают, что периклаз встречается в месторождениях, где геленит и монтичеллит уже неустойчивы (вместо монтичеллита встречается кальцит с форстеритом и диопсидом, например, в Богемии), т. е. периклаз разлагается позднее геленита и монтичеллита. Наконец, наблюдения также показывают, что геленит встречается в тех месторождениях, где диопсид устойчив с кальцитом, а, следовательно, мервинит уже неустойчив. Дополнив этими наблюдениями наши выводы из диаграмм фиг. 13 и 14, мы получим следующий последовательный ряд разложения углекислотой:

$\text{CaO} - 3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2 - 3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 - 5\text{CaO} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 - 3\text{CaO} \cdot 5\text{Al}_2\text{O}_3 -$   
ларнит — мервинит — монтичеллит и геленит — периклаз — волластонит — гроссуляр.

## 10. Фация глубинности по известково-магниевым минералам

§ 43. Полученные нами результаты позволяют выделить фации глубинности контактовых мраморов, как это было автором предложено в 1932 г. (Коржинский, 1936—1).

С возрастанием глубины давление  $\text{CO}_2$  в растворах увеличивается, и поэтому на диаграмме температура ( $t$ ) — глубина ( $d$ ) кривые равновесия реакций с поглощением  $\text{CO}_2$  будут иметь в общем такой же вид, что и на диаграмме температура — давление  $\text{CO}_2$  (фиг. 10), т. е. с увеличением глубины температуры равновесий будут возрастать сообразно с поднятием этих кривых (фиг. 6). Эти кривые будут пересекаться линией максимальной температуры метаморфизма, полого опускающейся с увеличением глубины, проходя при температуре порядка  $800^\circ$ . В силу пересечения этой линии с кривыми реакций, с увеличением глубины будет происходить выклинивание полей устойчивости кальциевых и магниевых минералов. Полученный выше ряд (§ 42) показывает последовательность этого выклинивания с глубиной, причем соединения, предшествующие ларниту, требуют для своего образования столь низкого давления  $\text{CO}_2$ , что в природе они неустойчивы.<sup>1</sup> Основываясь на этом ряде, можно выделить ряд фаций глубинности, характеризую каждую теми членами приведенного ряда, которые еще устойчивы в данной фации, т. е. на данной глубине, но разлагаются в более глубоких фациях. Выделим шесть таких фаций глубинности:

I. Ларнит-мервинитовая фация — устойчивы все минералы нашего ряда, начиная с ларнита.

II. Геленит-монтичеллитовая фация, без ларнита и мервинита, которые зд. с неустойчивы.

III. Периклазовая фация, без геленита и монтичеллита, которые здесь неустойчивы.

IV. Волластонитовая фация, без периклаза.

V. Гроссуляровая фация, без волластонита.

VI. Фация без гроссуляра.

Отметим еще раз, что речь идет лишь о наиболее высокотемпературных образованиях (встречается форстерит, гиперстен и др.). Каждая фация может содержать все минералы, стоящие в нашем ряду ниже, но не выше типоморфного минерала фации.

Геологические исследования подтверждают весьма закономерное распространение этих типоморфных минералов и правильность выделения по ним фаций. Действительно, геологические комплексы с минералами начала нашего ряда, т. е. фации I и II, носят типично гипабиссальный облик, последующие же фации имеют все более глубокий характер.

Перейдем теперь к краткой характеристике различных фаций глубинности [более подробно см. (Коржинский, 1936—1)].

Парагенезисы для наиболее высокотемпературных пород различных фаций, содержащих избыток кальция в виде кальцита, изображены на диаграммах фиг. 15—20; составлены они мною на основании существующих описаний пород соответствующих месторождений.

### I. Ларнит-мервинитовая фация (фиг. 15)

§ 44. В последние годы была описана чрезвычайно интересная фация контактовых образований с большим количеством неизвестных ранее кальциевых минералов, из которых особенно характерны ларнит, спёррит,

<sup>1</sup> Мне возражали, что, быть может, не наличие углекислоты, а какие-либо другие реагенты обуславливают отсутствие в природе алюминатов кальция. Но вместо алюминатов кальция мы в природе, вплоть до самых высокотемпературных контактов, встречаем кальцит с корундом, т. е.  $\text{CaCO}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$ . Устойчивость такого парагенезиса как раз и указывает на то, что алюминаты кальция в тех же условиях должны карбонатизироваться (поскольку  $\text{CO}_2$  является подвижным компонентом).

мервинит, водные силикаты кальция, гидроксид кальция (портландит) и др. Пока известны лишь следующие месторождения этого типа:

1. Контактная зона третичного долерита у Scawt-Hill, около Larne, Antrim Co. (Ирландия). Месторождение в ряде работ описано С. Е. Tilley (1929—1934).

2. В контактовой зоне кварцевого монцопит-порфира Crestmore, Riverside Co. (Калифорния). Здесь интродуцируют гранодиориты, но интересующие нас минералы связаны, согласно обстоятельной работе J. W. Daly (1935), именно с контактами кварцевых монцопит-порфиров. Возраст их домеловой.

3. Контакты с известняком интрузивного долерита Velardena, Durango (Мексика) (Wright, 1908).

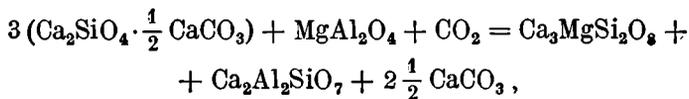
4. Контакты габбро в Little Belt Mountains (Монтана) (Taylor, 1935).

5. Контакт диабазов формации траппов Сибирской платформы (Нижняя Тунгуска) (Соболев, 1935).

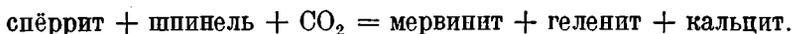
Как видим, в эту фацию попали преимущественно контакты диабазов и долеритов, приближающиеся, как в Ирландии, к вулканическим образованиям. Ни в каких других местах ларнит, спёррит и мервинит не известны. В двух первых месторождениях найдено необыкновенно большое количество новых минералов с высоким содержанием кальция. Высокая температура контактов долеритовых интрузий, возможно, обуславливает образование некоторых из этих минералов, неизвестных в контактах пород гранитового состава. Однако встречающееся здесь обилие редких средних и низкотемпературных водных кальциевых минералов, совершенно неизвестных в других местах, указывает на то, что специфичность минералообразования этой фации обусловлена именно малой глубиной залегания.

Для выделения этой фации можно условиться в качестве верхней границы ее взять дневную поверхность, а в качестве нижней — глубину, на которой еще возможно образование, в условиях наиболее высокотемпературных контактов, ларнита и спёррита. Кроме весьма неглубоких интрузий, к этой же фации следует отнести в таком случае и вулканические образования.

Относительно диаграммы парагенезисов фиг. 15 следует заметить, что из месторождения Scawt-Hill (Ирландия) описаны как парагенезисы спёррита (и ларнита) со шпинелью, так и парагенезис мервинита с геленитом и кальцитом или всех этих минералов вместе (Tilley, 1929, стр. 82—83, Tilley-Harwood, 1931, стр. 443). Эти две ассоциации отличаются лишь содержанием углекислоты, как видно из уравнения:



т. е.



Следовательно, ассоциация спёррита со шпинелью соответствует несколько более высокой температуре и при понижении последней или при возрастании глубины контакта вместо них становятся устойчивыми мервинит с геленитом (см. пунктир на фиг. 15). Таким образом, между диаграммами фиг. 15 и 17 можно было бы поместить еще несколько других для субфаций, отличающихся лишь парагенетическими соотношениями между минералами, уже имеющимися на наших диаграммах.

## II. Геленит-монтичеллитовая фация (фиг. 16)

§ 45. К фации, характеризующейся возможностью образования геленита или монтичеллита при «запрещенности» ларнита, мервинита или спёррита, относятся, например:

1. Комплекс монзонитов, прорывающих триассовые породы в Тироле.  
2. Габбро-сиенитовые интрузии Эвгапей (Северная Италия), прорывающие меловые отложения и тесно связанные с молодыми вулканическими образованиями (Stark, 1936).

3. Щелочной лакколлит месторождения Magnet-Cove (Арканзас).

4. Алданские (Южная Якутия) молодые щелочные лакколлиты, прорывающие горизонтально залегающие кембрийские и юрские отложения, поскольку в связи с ними установлен монтичеллит (Зверев, 1931, стр. 21 и Столяр, 1934, стр. 21).

5. Замечательные щелочные интрузии Кольского полуострова, включающие Хибинский массив и, повидимому, относящиеся к этой же фации глубинности, поскольку в состав некоторых интрузий этой группы входит мелилит — перидотиты с мелилитом у ст. Африканда (Чирвинский, 1936, стр. 95 и Елисеев, устный доклад) и турьяиты Турьего мыса (Куплетский, 1932, стр. 93). Малая глубинность и является одной из причин необычайного разнообразия минералов в этих исключительных месторождениях.

6. Девонская интрузия габбро в Горной Шории (Патынский массив), с которой связано образование интересных гибридных нефелино-мелилитовых и монтичеллитовых пород (Саранчина, 1936, стр. 49—59).

7. Наконец, к этой же фации можно, повидимому, отнести и Кедабекское медное месторождение, так как в скарнах этого месторождения найден геленит (Чирвилский и Орлов, 1914).

Все эти месторождения являются наиболее типичными представителями гипабиссальных образований. Геленит, мелилит и монтичеллит встречаются, кроме того, в месторождениях предыдущей фации и в связи с вулканическими образованиями, но совершенно неизвестны в комплексах глубинного типа. В кристаллических сланцах они не встречаются. Как видно из диаграммы фиг. 16, гроссуляр с кальцитом здесь неустойчивы, так как геленит непосредственно ассоциируется с волластонитом, но это не мешает появляться гроссуляру в породах, недосыщенных кальцием.

### III. Периклазовая фация (фиг. 17)

§ 46. Объем периклазовой фации, в которой устойчив периклаз, но неустойчивы геленит и монтичеллит, в настоящее время неясен, так как периклаз легко подвергается силификации и гидратации и поэтому является относительно редким минералом. Вероятно, к наиболее глубинным частям периклазовой фации относятся докембрийские контактовые мраморы Богемии с периклазом (например, у Пассау), подчиненные свите парагнейсов, прорванных и послойно инъецированных гнейсовидными гранитами (Pfähler-Gneis). В этих магнезиальных мраморах с периклазом монтичеллит неустойчив, а вместо него встречается форстерит. Вероятно, к этой же периклазовой фации относится большинство батолитовых интрузий с типичными ореолами контактовых роговиков.

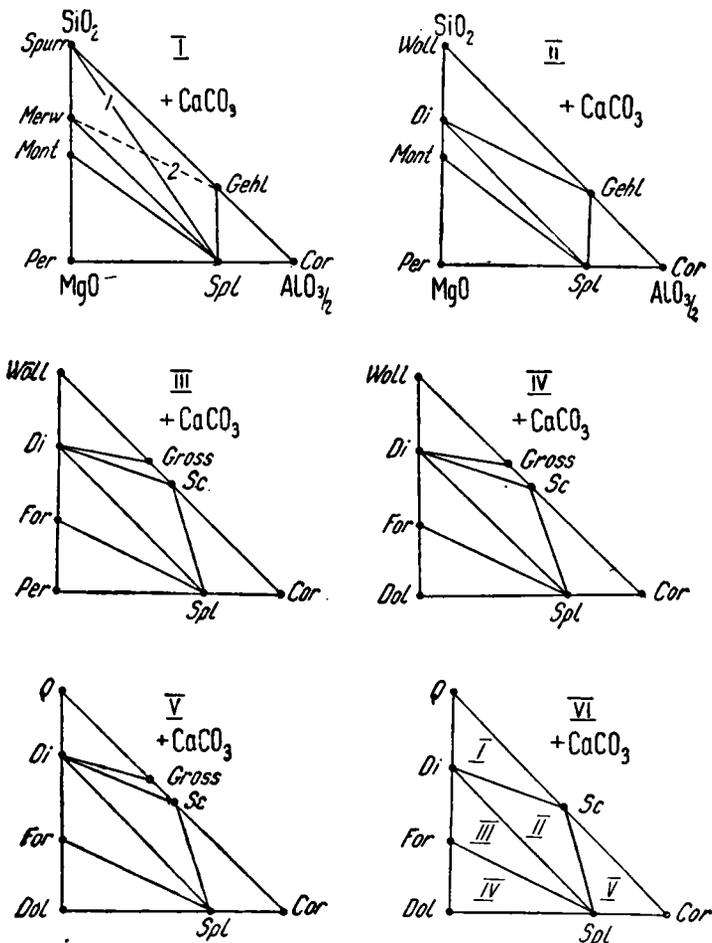
### IV—V. Волластонит-гроссуляровая фация (фиг. 18)

§ 47. Примером этой фации с «запрещенным» периклазом может служить протерозойский Саяно-Становой комплекс Восточной Сибири и, повидимому, архейский Ботнический комплекс Финляндии (включая постботнические граниты). Первый несколько более глубинный, чем второй, так как волластонит в нем встречается исключительно редко и только в наиболее высокотемпературных породах, гроссуляр же является обычным минералом; что же касается контактов гранитов ботнического комплекса, то в них обычным минералом оказывается волластонит. В обеих толщах с гранитами связывается образование мощных толщ инъекционных гнейсов, кристаллических сланцев и филлитов.

На диаграмме фиг. 19 даются парагенезисы возможной гроссуляровой фации, однако примеры ее автору пока неизвестны; близок к этой фации Саяно-Становой комплекс.

## VI. Безгроссуляровая фация (фиг. 20)

§ 48. К этой фации (см. обзор литературы в цитированной работе автора, 1936—1) относятся исключительно древнейшие архейские образования, а именно: архейский комплекс Алданской плиты и Южного Прибайкалья



Фиг. 15—20. Диаграммы состав — парагенезис для высокотемпературных метаморфических пород системы  $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$  с избытком  $CaO$  в виде кальцита, для различных фаций глубинности (фиг. 15 — наименьшая, фиг. 20 — наибольшая глубина). Символы минералов: Cor — корунд, Di — диопсид, Dol — доломит, For — форстерит, Gehl — геленит, Gross — гроссулярь, Merw — мервинит, Mont — монтичеллит, Per — периклаз, Q — кварц, Sc — скаполит (кальцит-меонит или анортит), Spl — шпинель, Spgr — спёррит, Woll — волластонит.

- I. (фиг. 15) — ларит-мервинитовая фация глубинности.
- II. (фиг. 16) — геленит-монтичеллитовая фация.
- III. (фиг. 17) — периклазовая фация.
- IV. (фиг. 18) — волластонитовая фация.
- V. (фиг. 19) — гроссуляровая фация.
- VI. (фиг. 20) — безгроссуляровая фация.

(«Алдан-Слюдянский комплекс»), древнейшие гнейсы Украины, Лаврентьевский комплекс со свитой Grenville в Канаде, «фундаментальный комплекс» Южной Африки и Мадагаскара, архей о. Цейлона и южной части Индии, архей Южной Австралии. Характерная особенность всех этих комплексов — это широкое развитие в них гиперстеновых гнейсов; другая особенность

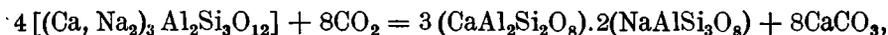
их заключается в том, что все промышленные месторождения флогопита (Южное Прибайкалье, Канада, о. Мадагаскар, о. Цейлон) приурочены именно к этому комплексу. Гранитоидные комплексы этого типа обладают замечательной однородностью на громадном протяжении. В Восточной Сибири совершенно отсутствуют части этого комплекса, не инфильтрованные гранитами, в связи с чем здесь нет слабо метаморфизованных осадков типа филлитов. Такое же соотношение характерно и для других стран, за исключением Канады. Следует иметь в виду, что при отсутствии гроссуляра *андрадит* и в этой фации оказывается устойчивым.

#### Другие разлагаемые на глубине углекислотой безводные минералы

§ 49. Можно указать еще несколько безводных минералов, которые подобно упомянутым неустойчивы на большой глубине, так как разлагаются там углекислотой.

Наиболее интересен из них перовскит ( $\text{CaTiO}_3$ ). Перовскит типичен для гипабиссальных изверженных пород и для роговиковых, т. е. неглубоких контактов, и отсутствует в кристаллических сланцах, где вместо него (согласно уравнению  $\text{CaTiO}_3 + \text{CO}_2 = \text{CaCO}_3 + \text{TiO}_2$ ) устойчив (в отсутствии кварца) кальцит с рутилом (например, в форстеритовых мраморах Алдапо-Слюдянского комплекса). Перовскит устойчив, повидимому, лишь в первых трех наших фациях глубинности (кончая периклазовой). Аналогично перовскиту на глубине, очевидно, неустойчив и гейкит ( $\text{MgTiO}_3$ ), вместо которого образуется магнезит с рутилом; однако условия образования гейкита, встреченного лишь в двух месторождениях, вообще неясны. Вполне возможно, что ильменит с существенным содержанием молекулы  $\text{MgTiO}_3$  устойчив лишь в гипабиссальных условиях. Такой магнезиальный немагнитный ильменит встречен, например, в кимберлитах.

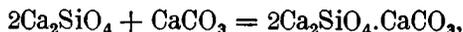
К вулканическим образованиям (Везувий) приурочен редкий минерал сарколит, вместо которого на глубине образуется плагиоклаз с кальцитом:



т. е.



§ 50. Рассмотрим теперь интересную группу силикато-карбонатов, а именно, спёррит ( $2\text{Ca}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{CaCO}_3$ ), тиллеит ( $\text{Ca}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{CaCO}_3$ ) и скоутит ( $\text{Ca}_3\text{Si}_4\text{O}_{11} \cdot 3\text{CaCO}_3$ ). Эти три минерала встречены исключительно в условиях ларнит-мервинитовой фации. Спёррит и тиллеит могут образоваться за счет взаимодействия ларнита и кальцита:



т. е.



т. е.

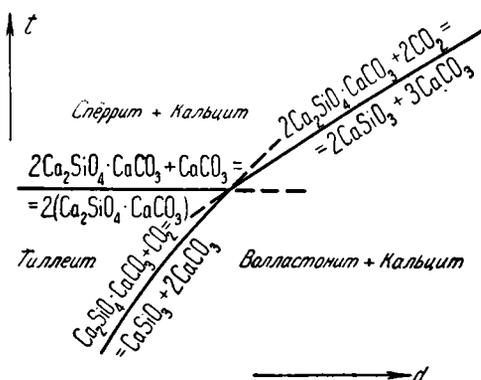


Так как эти реакции совершаются без участия газовой фазы, то изменение глубины может оказать лишь незначительное влияние на температуру равновесия, и можно принять, что на диаграмме  $t-d$  (температура — глубина) кривая равновесия этих реакций проходит горизонтально, т. е. параллельно оси  $d$ . Как показали экспериментальные исследования Eitel (1936, стр. 393), спёррит устойчив до весьма высокой температуры  $1380^\circ$ . И действительно, в природе ларнит не встречается вместе с кальцитом, а в соответствующих породах образуется спёррит. Ассоциация же спёррита с кальцитом без образования тиллеита установлена как при упомянутых экспериментах, так и в высокотемпературных контактовых породах. Оче-

видно, тиллеит становится устойчивым лишь при более низких температурах, и действительно он описан как вторичный минерал, образующийся путем замещения первичных (Dunham, 1933, стр. 475).

На диаграмме  $t - d$  фиг. 21 показано соотношение полей устойчивости спёррита, тиллеита и волластонита в породах с избыточным кальцитом и, как всегда, в присутствии  $\text{CO}_2$ . Горизонтальная или пологая кривая реакции спёррит + кальцит = тиллеит должна пересекать наклонную кривую разложения спёррита с образованием волластонита ( $2\text{Ca}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{CaCO}_3 + 2\text{CO}_2 = 2\text{CaSiO}_3 + 3\text{CaCO}_3$ ). Эта реакция сопровождается поглощением  $\text{CO}_2$ , и потому температура ее равновесия должна возрастать с увеличением глубины. Через точку пересечения этих двух кривых должна пройти кривая разложения тиллеита с образованием волластонита

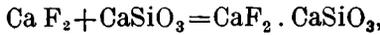
( $\text{Ca}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 = \text{CaSiO}_3 + 2\text{CaCO}_3$ ), которая тоже сопровождается поглощением  $\text{CO}_2$  и потому должна иметь почти такое же направление, как кривая разложения спёррита (при вычислениях по приближенной формуле Нернста они, конечно, сольются). Пересечение кривых равновесия обуславливает очень интересный случай выклинивания поля существования тиллеита с глубиной. Будучи минералом средних температур и малых глубин, тиллеит на некоторой глубине оказывается минералом неустойчивым при любых температурах, чем и объясняется его крайняя редкость (открыт в 1933 г. в Crestmore, в Калифорнии).



Фиг. 21. Выклинивание с глубиной поля устойчивости тиллеита.

которой глубине оказывается минералом неустойчивым при любых температурах, чем и объясняется его крайняя редкость (открыт в 1933 г. в Crestmore, в Калифорнии).

§ 51. Вероятно, аналогичное соотношение имеется и для весьма редких минералов: куспидин —  $\text{CaF}_2 \cdot \text{CaSiO}_3$  и кюстерит —  $\text{Ca}(\text{F}, \text{OH})_2 \cdot \text{CaSiO}_3$ . Действительно, реакция



т. е.

флюорит + волластонит = куспидин,

не зависит от давления газов и, в силу близости молекулярных объемов (65.3 для куспидина,  $39.8 + 24.5 = 64.3$  для волластонита + флюорита) не может значительно зависеть от общего давления на минералы. Поэтому на диаграмме  $t - d$  кривая равновесия должна иметь вид горизонтальной линии, где-то пересекающейся с наклонной кривой образования волластонита (фиг. 22). Через эту точку пересечения проходит кривая разложения куспидина на флюорит, кальцит и кварц, имеющая, подобно кривой волластонита, наклон в сторону малых глубин, так как реакция эта сопровождается поглощением  $\text{CO}_2$ . При высокотемпературном метаморфизме наблюдается устойчивость флюорита с волластонитом, куспидин же, вероятно, образуется при несколько пониженной температуре. В таком случае, как ясно из фиг. 22, куспидин может образоваться только на малых глубинах, так как поле его существования должно выклиниваться с глубиной. Аналогичное выклинивание должно наблюдаться и для кюстерита. И действительно, эти весьма редкие минералы встречены в условиях ларнит-мервинитовой фации, повидимому, также и монтичеллит-геленитовой и совершенно отсутствуют во всех других условиях. В СССР куспидин встречен В. Соболевым (1935, стр. 163) в контакте с траппами р. Н. Тунгуски и Е. Н. Егоровой в скаршах Ольгинского месторождения района Тетюхэ ДВК.

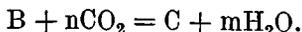
## 11. Реакции с участием воды и углекислоты

### а) Возможные случаи

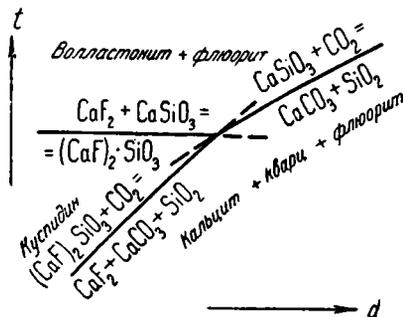
§ 52. Пусть между тремя минералами или между тремя ассоциациями минералов существует следующее соотношение составов:



и, следовательно,



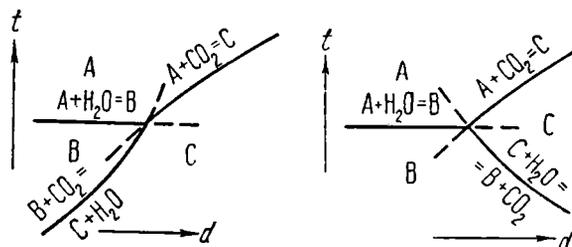
В этих уравнениях, в согласии со сказанным ранее, А, В и С обозначают или отдельные твердые минералы, или их ассоциации. На нашей диаграмме  $t-d$  кривая равновесия реакции между А и С будет наклонной, как и для всех реакций с поглощением  $CO_2$ , а кривая равновесия между А и В будет горизонтальной линией. Эти две линии должны в некоторой точке пересечься (фиг. 23а и 23б), и через точку их пересечения должна пройти кривая равновесия между В и С. Эта кривая, как известно из физической химии, должна проходить внутри угла, образованного ветвями двух других кривых, продолженных за точку их пересечения.



Фиг. 22. Выклинивание с глубиной поля устойчивости кусpidина.

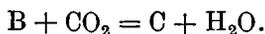
Возможны при этом три случая: 1) кривая равновесия В—С идет в сторону малых температур и глубин (фиг. 23а);

2) кривая В—С идет в сторону малых температур и больших глубин (фиг. 23б); 3) кривая В—С опускается отвесно. В первом случае минерал или ассоциация В ни при каких температурах не образуется на больших глубинах, на малых же глубинах он является более высокотемпературным, чем минерал или ассоциация С. Обратное соотношение имеем во втором случае, когда минерал С не может образоваться в условиях малых глубин, но на больших глубинах более высокотемпературен, чем минерал В. В третьем случае минерал В ни при каких температурах не образуется на больших, а минерал С на малых глубинах.



Фиг. 23а—б. Два возможных случая в соотношении полей устойчивости гидратов и карбонатов.

То или иное расположение кривой может быть установлено, если известен знак теплового эффекта соответствующей реакции:



Если идти от кривой равновесия В—С в сторону возрастающих глубин, т. е. возрастающего давления  $CO_2$ , не меняя температуры, то устойчивой, очевидно, всегда окажется правая часть уравнения, образование которой идет с поглощением  $CO_2$ . Поэтому на наших диаграммах 23а и б поле устойчивости С всегда лежит правее кривой В—С. При понижении же температуры, если тепловой эффект не слишком мал, должна идти экзотерми-

ческая реакция, с образованием ассоциаций с меньшим теплосодержанием. К сожалению, теплоты образования большинства минералов неизвестны, и этот путь может быть нам полезен в редких случаях.

Для реакций, идущих при низких температурах, более вероятен первый случай (фиг. 23а). Действительно, вода в этих условиях, содержащая лишь небольшие количества растворенных веществ, представляет собою конденсированную фазу, характеризующуюся малым теплосодержанием. Углекислота же, растворенная в этой воде, по своему теплосодержанию ближе стоит к газам. Поэтому рассматриваемая нами реакция  $B + CO_2 = C + H_2O$  в этих условиях аналогична реакции  $A + nCO_2 = C$ : в обоих случаях все реагенты, кроме углекислоты, представлены конденсированными фазами, а углекислота — газообразной. Реакции же с поглощением газовой фазы, как правило, сопровождаются выделением тепла вследствие значительного теплосодержания газов. Поэтому образование С из В в этих условиях должно сопровождаться выделением тепла, и поле устойчивости В лежит, следовательно, выше поля С (фиг. 23а).

С повышением температуры теплосодержание воды быстро увеличивается, и, вследствие повышения концентрации растворов, разница между водой как растворителем и  $CO_2$  как одним из растворенных веществ уменьшается. Тут тепловой эффект нашей реакции не может быть предугадан, и вполне возможным становится обратное расположение полей устойчивости, т. е. как на фиг. 23б.

Минералы или их парагенезисы, поле существования которых выклинивается при возрастании глубины, можно называть «абиссофобными» (В на фиг. 23а); наоборот, если выклинивание имеет место при уменьшении глубины образования, то минерал или парагенезис назовем «абиссофильным» (С на фиг. 23б).

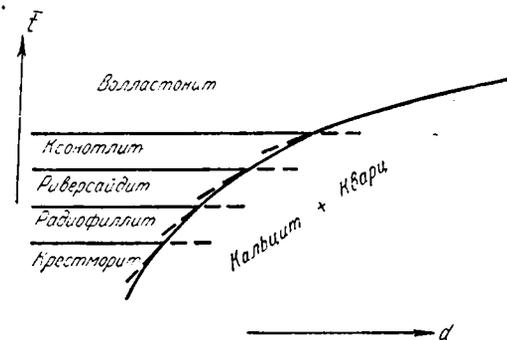
#### б) Пример водных абиссофобных минералов

§ 53. Первый случай, т. е. выклинивание поля существования минерала или ассоциации минералов при увеличении глубины, имеет несомненно большее значение и гораздо более обычен.

В качестве примера рассмотрим условия существования редких гипс-абиссальных минералов: ксонотлита  $5CaSiO_3 \cdot H_2O$ , риверсайдита  $2CaSiO_3 \cdot H_2O$ , радиофиллита  $CaSiO_3 \cdot H_2O$ , крестморита  $4CaSiO_3 \cdot 7H_2O$ . Система из этих минералов вместе с волластонитом будет двухкомпонентной, так как все они состоят из молекул волластонита и воды в разных отношениях. При произвольной температуре, а следовательно, и произвольном давлении паров воды, возможно существование только одного из этих минералов (+ жидкий раствор). Так как реакции превращения одного минерала в другой не зависят от давления углекислоты, то и линии равновесия на нашей диаграмме  $t - d$  будут горизонтальными (фиг. 24); с понижением температуры будут образовываться все более богатые водой силикаты. Эти горизонтальные линии равновесия пересекаются с наклонными кривыми карбонатизации. Так, линия равновесия  $5CaSiO_3 + H_2O = 5CaSiO_3 \cdot H_2O$  (т. е. волластонит +  $H_2O =$  ксонотлит) обязательно пересечется с кривой равновесия  $CaSiO_3 + CO_2 = CaCO_3 + SiO_2$  (т. е. волластонит +  $CO_2 =$  кальцит + кварц) и через точку пересечения пройдет кривая равновесия  $5CaSiO_3 \cdot H_2O + 5CO_2 = 5CaCO_3 + 5SiO_2 + H_2O$ . Как же будет наклонена последняя кривая и аналогичные ей кривые равновесия: риверсайдит +  $CO_2 =$  кальцит + кварц +  $H_2O$  и крестморит +  $CO_2 =$  кальцит + кварц +  $H_2O$ ? Для подобных реакций, идущих при низких температурах и давлениях, вероятно, как мы уже говорили выше, падение температуры равновесия с уменьшением глубины, т. е. наклон кривых на нашей диаграмме вниз налево. Этот наклон должен иметь место и по другим соображениям: если бы его не было, поле устойчивости ассоциации кальцит + кварц выклинивалось бы в сторону малых давлений, так что в комплексах, где появляются разбираемые нами гидросиликаты (т. е. в ларнит-мервинитовой фацции глубинности), ас-

социация кварц + кальцит была бы неустойчивой при всех температурах. Последнее предположение кажется исключительным; наиболее низкотемпературная ассоциация даже для эффузивов (миндалипы) — это кварц с кальцитом, а потому соотношения в этой системе должны быть таковы, как на фиг. 24, т. е. ксонотлит, риверсайдит, радиофиллит и крестморит будут абиссофобными минералами, приуроченными исключительно к гипабиссальным формациям. И действительно, эти редкие минералы известны исключительно в месторождениях ларнит-мервинитовой фации.

Этот метод рассуждения применим и ко всем другим простым водным силикатам кальция, которые действительно были встречены лишь в контактах ларнит-мервинитовой фации или в миндалинах эффузивных пород. Сюда относятся: ксонотлит, риверсайдит, радиофиллит, крестморит (упомянутые выше), гиrolит ( $H_2Ca_2Si_3O_9 \cdot H_2O$ ), централласит ( $4CaO \cdot 7SiO_2 \cdot 5H_2O$ ), окепит ( $H_2CaSi_2O_6 \cdot H_2O$ ), гиллебрандит ( $Ca_2SiO_4 \cdot H_2O$ ), фошагит ( $H_2Ca_5Si_3O_{12} \cdot 2H_2O$ ), афвиллит ( $Ca_3Si_2O_7 \cdot 3H_2O$ ).



Фиг. 24. Выклинивание с глубиной полей устойчивости водных силикатов кальция типа  $mCaSiO_3 \cdot nH_2O$ .

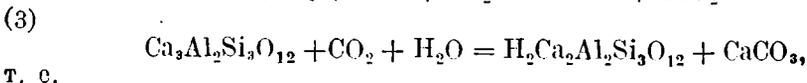
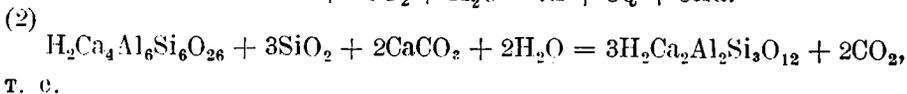
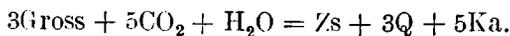
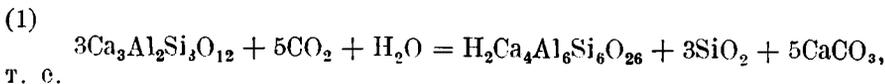
Повидимому, самостоятельным минералом является и фошалласит из Хибиинской тундры, описанный П. Н. Чирвинским (1936). Вследствие недостаточного количества материала химический анализ минерала, как указывает сам автор, не может считаться безукоризненным (сумма 97,2%) и приводит к формуле  $3CaO \cdot 2SiO_2 \cdot 3H_2O$ , что совпадает с формулой для афвиллита (однако оптические свойства этих минералов различны).

В условиях не слишком малой глубины ни один из этих минералов не образуется, и волластонит при понижении температуры непосредственно заменяется кварцем с кальцитом.

Другим примером, отвечающим схеме фиг. 23а, является соотношение между периклазом ( $MgO = A$  фиг. 23а), бруситом ( $MgO \cdot H_2O = B$  фиг. 23а) и магнезитом ( $MgCO_3 = C$  фиг. 23а). И действительно, брусит, повидимому, является типичным абиссофобным минералом, отсутствующим в глубоких формациях («брусит», указывавшийся для мраморов архея Восточной Сибири, при проверке оказался амезитом).

#### е) Пример водного абиссофильного минерала

§ 54. Рассмотрим соотношения между гроссуляром (Gross), доизитом (Zs), пренитом (Preh), кварцем (Q) и кальцитом (Ka). Возможные в природе реакции превращения этих минералов напомним следующим образом:

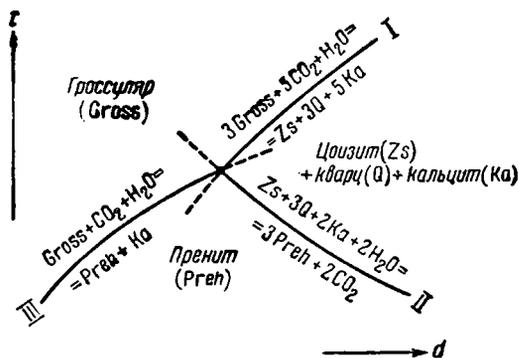


Реакция (1) превращения гроссуляра в цоизит происходит с поглощением воды и углекислоты, а потому температура равновесия для нее должна возрастать с глубиной, как и показано кривой I на фиг. 25. Реакция (3) превращения гроссуляра в пренит также сопровождается поглощением воды и углекислоты, т. е. температура равновесия зависит от давления углекислоты, а потому должна возрастать с глубиной; однако отношение молекулярного количества поглощаемой углекислоты к таковому воды в 5 раз меньше, чем в первом случае, а потому вероятнее более пологий наклон кривой III равновесия этой реакции и ее пересечение с кривой I на диаграмме фиг. 25. Реальность этой точки пересечения подтверждается тем, что в глубинных комплексах пород гроссуляр при гистерогенных процессах замещается цоизитом, а на малых глубинах непосредственно пренитом. Через эту точку пересечения кривых I и III должна проходить кривая II реакции (2) превращения цоизита в пренит. Эта реакция сопровождается поглощением воды и выделением углекислоты, а потому увеличение глубины (а следовательно, и давления углекислоты) должно препятствовать этой реакции. Влияние же изменения температуры на эту реакцию не может быть предсказано.

Обратившись к геологическим наблюдениям, видим, что цоизит и пренит нечасто встречаются в одной породе, когда же встречаются, то пренит, повидимому, всегда оказывается более поздним (низкотемпературным). Вообще цоизит нередко бывает довольно высокотемпературным, «пневматолитовым» минералом, в то время как пренит обычно является гидротермальным минералом, кристаллизующимся вместе с цеолитами; на этом основании граница поля пренита должна уходить под поле цоизита (фиг. 25), а не наоборот. Кроме того, существенно отметить, что цоизит, повидимому, во всех случаях своего образования устойчив с кварцем и кальцитом, так что проведенная нами граница, вероятно, ограничивает поле существования цоизита вообще, а не только ассоциации  $Zs + Ka + Q$ . Нужно также помнить, что пренит беден железом и потому не может ограничить поле железистых минералов — эпидота и отчасти клиноцоизита.

Итак, теоретически вполне возможно выклинивание поля цоизита; ряд фактов также свидетельствует в пользу такого выклинивания. Действительно, особенно обычен и обилен пренит в гипабиссальных образованиях, например, в трещинах и мицдалинах диабазов, в контактах ларпит-мервинитовой фации и т. п. В кристаллических сланцах пренит довольно редок. В безгроссуляровой фации глубинности пренит, повидимому, не образуется, встречаясь в породах этой фации лишь в связи с более молодыми процессами.

Наоборот, цоизит — обыкновеннейший минерал кристаллических сланцев автометаморфизованных plutонических пород и других более или менее глубинных образований; в то же время он, повидимому, исчезает в поверхностных образованиях. В неглубоких жилах и интрузиях, связанных с поверхностными излияниями, например, во многих диабазах, плагиоклазы непосредственно замещаются пренитом, а цоизит совсем не образуется. Так, В. С. Соболев (1936—2, стр. 122) в своей обширной монографии о сибирских трапах особо отмечает отсутствие явлений сосюритизации полевых шпатов. В даваемом этим автором списке минералов сибирских трап-



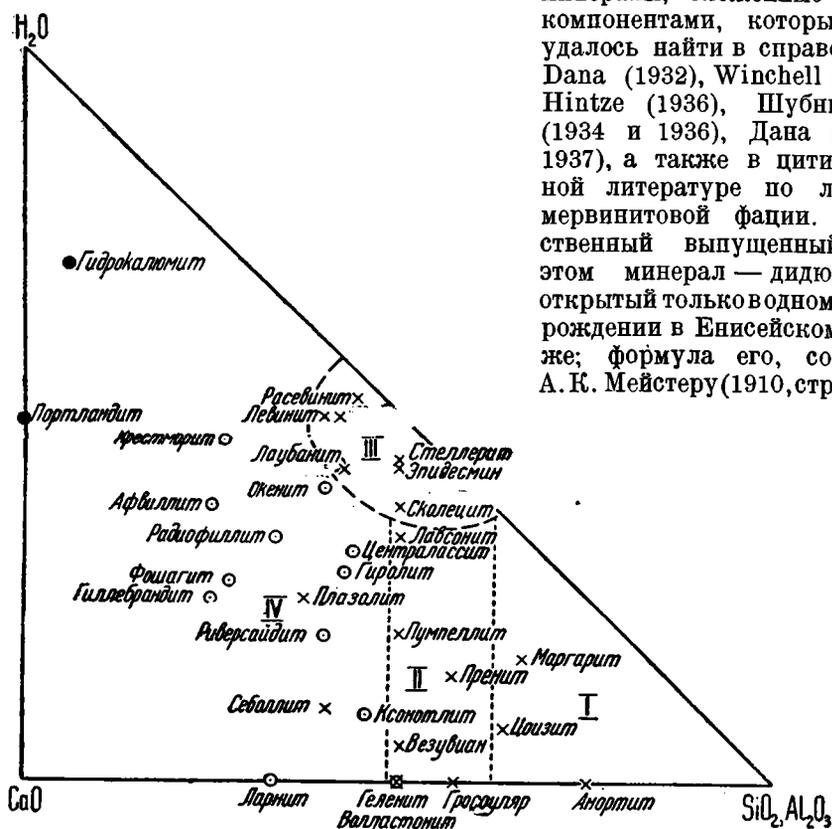
Фиг. 25. Соотношение полей устойчивости цоизита, пренита и гроссуляра (цоизит взят как пример «абиссофильного» минерала).

пов и контактовых их образований эпидот указывается как мало характерный минерал для траптов, а относительно цоизита говорится: «несколько зернышек встречено в тешенитах и в диабазе с р. Илимпей из массива со щелочной жилкой» (1936—2, стр. 151). Не упоминается цоизит и в описаниях заграничных контактовых образований ларнит-мервинитовой фации. Так, J. Daly (1935, стр. 650—654) дает описание и список минералов интрузии и контактовых образований местечка Crestmore (Riverside, Калифорния). В списке минералов пород (более 80 названий) цоизит отсутствует, клиноцоизит («зелено-серая разность») показан как редкий, а эпидот как обычный (для пегматитовых жил) минерал. Это отсутствие нельзя объяснить выпадением среднетемпературных стадий минералообразования в поверхностных условиях, так как эпидот, безусловно среднетемпературный минерал, в этих условиях все же образуется.

## 12. Обзорная диаграмма кальциевых минералов

§ 55. На диаграмме фиг. 26 компонентами выбраны: 1) CaO, 2) H<sub>2</sub>O, 3) SiO<sub>2</sub> + Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. На эту диаграмму нанесены все известные кальциевые минералы, сложенные этими компонентами, которые мне удалось найти в справочнике

Dana (1932), Winchell (1933), Hintze (1936), Шубниковой (1934 и 1936), Дана (Dana, 1937), а также в цитированной литературе по ларнит-мервинитовой фации. Единственный выпущенный при этом минерал — дидюмолит, открытый только в одном месторождении в Енисейском крае; формула его, согласно А. К. Мейстеру (1910, стр. 499—



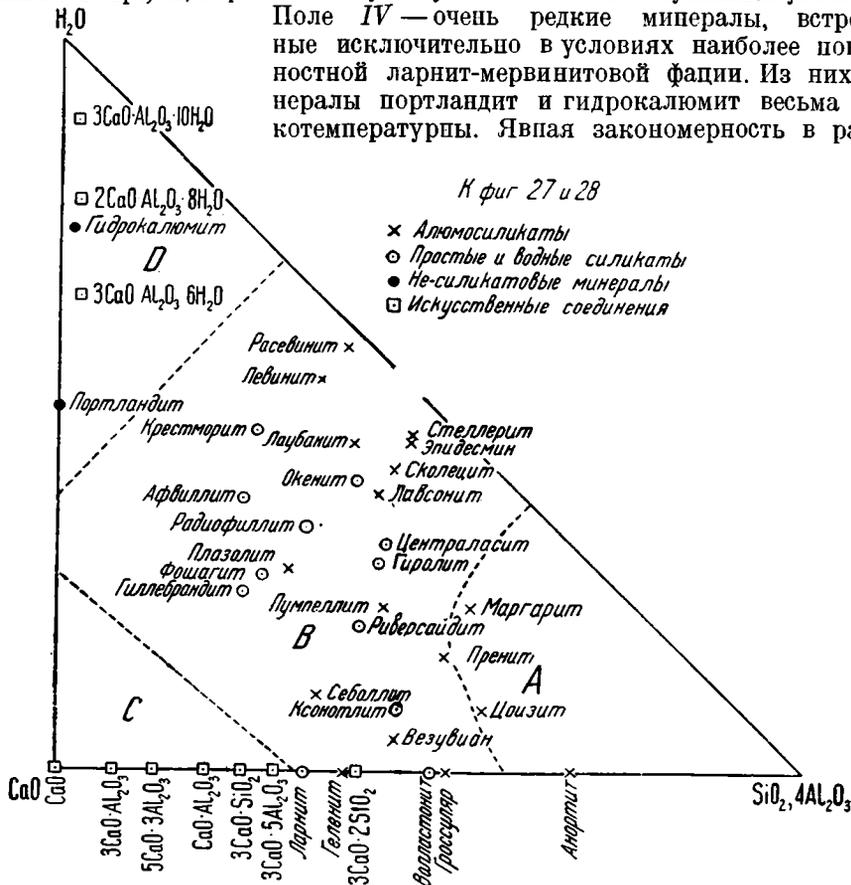
Фиг. 26. Диаграмма составов всех кальциевых минералов системы CaO — SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — H<sub>2</sub>O. Поле I — минералы, опускающиеся до наиболее глубоких фаций; II — абиссофобные минералы, достигающие средних глубин; III — абиссофобные цеолиты; IV — абиссофобные минералы верхней (ларнит-мервинитовой) фации. (См. также легенду к фиг. 27.)

503), 2CaO.3Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.9SiO<sub>2</sub>, в то время как низкий показатель преломления (Nm=1.501) и значительное понижение удельного веса при прокаливании говорят скорее за то, что это водный минерал типа цеолитов.

На диаграмме фиг. 26 можно различать несколько полей:

Поле I — минералы, встречающиеся вплоть до самых глубоких комплексов (анортит, цоизит, маргарит). Поле II — минералы, в наиболее глубоких фациях отсутствующие, но обычные в гипабиссальных условиях (гроссулар, волластонит, геленит, везувиан, пренит, пумпеллит, лавсонит). Поле III — кальциевые цеолиты. Распределение их по фациям глубинности не выяснено, но во всяком случае эти низкотемпературные минералы наиболее обычны для поверхностных условий (миндалины в основных эффузивах и пр.) и, вероятно, отсутствуют в наиболее глубоких условиях.

Поле IV — очень редкие минералы, встреченные исключительно в условиях наиболее поверхностной ларнит-мервинитовой фации. Из них минералы портландит и гидрокаюмит весьма низкотемпературны. Явная закономерность в распо-



Фиг. 27. Диаграмма составов всех известных кальциевых минералов и искусственных соединений системы  $\text{CaO} - \text{SiO}_2, 4\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{O}$ . Поле C — высокотемпературные соединения, в виде минералов неизвестные; B — абиссофобные минералы; A — не абиссофобные минералы.

ложении минералов выражается в том, что чем выше точка минерала на диаграмме, тем при более низкотемпературных условиях он образуется, и чем левее, т. е. чем богаче минерал кальцием, тем реже минерал встречается, будучи приурочен лишь к верхним фациям глубинности. Из всех минералов этой системы в наиболее глубоких условиях (фагия без гроссуляра) встречаются лишь анортит, цоизит и маргарит. Распространение всех остальных минералов системы лимитируется некоторой максимальной глубиной, т. е. они абиссофобны.

На диаграмме фиг. 27 изображены все известные минералы (имеющиеся в упомянутых источниках) и все искусственные химические соединения [последние по справочнику Winchell (1931) и по «Справочнику технической энциклопедии», т. I, 1927] той же системы. При нанесении на треугольник проекций соединяем  $\text{SiO}_2$  с  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , причем при пересчете делим число частиц  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в молекуле на четыре.

Закономерности в расположении минералов здесь те же, что и на фиг. 26: поле *A* — минералы, не разлагаемые углекислотой до наибольших глубин. Поле *B* — абиссофобные минералы. В поле *C* попали только безводные искусственные соединения, неизвестные в виде минералов (за пределы этого поля вышло искусственное соединение  $3\text{CaO} \cdot 2\text{SiO}_2$ , неустойчивое, как мы видели, при температурах минералообразования). Наконец, в поле *D* лежат весьма низкотемпературные минералы, описанные лишь в месторождениях ларнит-мервинитовой фации, и искусственные соединения, получающиеся при температурах ниже  $100^\circ$ .

Понятно, что связь между составом и величиной химического потенциала окиси кальция, а следовательно, и последовательностью карбоатизации, может быть вполне точно изображена в обычном треугольнике составов только для трехкомпонентных минералов, а для четырехкомпонентных минералов и соединений точная связь может быть показана только в тетраэдре. Диаграммы фиг. 26 и 27 дают проекцию точек такого тетраэдра составов на одну из его граней. Для того чтобы при этом проектировании видна была закономерность расположения точек в тетраэдре, необходимо принять во внимание неодинаковую способность кремнезема и глинозема связывать (удерживать) кальций в его соединениях. Из анализа диаграммы состав — парагенезис (фиг. 13) мы вывели, в какой последовательности падает потенциал окиси кальция в ряду соединений его с кремнеземом и глиноземом. Из этой последовательности можно вывести, что 1 молекула  $\text{SiO}_2$  примерно с такой же силой удерживает (связывает) в соединении  $\text{CaO}$ , как и 4 молекулы  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; это соотношение и принято при составлении диаграммы фиг. 27. Разумеется, это соотношение не может быть постоянным в соединениях разного типа и особенно не может сохранять свое значение при изменении температуры. Вероятно, в связи с этим, соотношения для водных алюмосиликатов кальция лучше выражаются на диаграмме фиг. 26, в которой принята эквивалентность  $\text{SiO}_2$  с  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Понятно, что относительное расположение минералов с одним и тем же отношением кремнезема к глинозему остается одинаковым для обеих диаграмм (фиг. 26 и 27).

§ 56. Думаю, что даже скептически настроенный читатель не сможет отрицать закономерности этих диаграмм. Почему точки искусственных соединений не расположены вперемежку с минералами, а выделяются как наиболее богатые кальцием? Почему в кристаллических сланцах обычными являются лишь минералы поля *I* (фиг. 26), т. е. наиболее бедные кальцием, минералы поля *II* встречаются лишь в некоторых, преимущественно молодых кристаллических сланцах, а минералы поля *IV* — более богатые кальцием, — в кристаллических сланцах никогда не встречаются? Ведь объяснить эти закономерности более высокой температурой «контактового метаморфизма» невозможно, поскольку среди богатых кальцием минералов имеются и водные, несомненно средне- и низкотемпературные.

Кажется странным, что на эти явные закономерности в отношении состава не было до сих пор обращено достаточного внимания. Для объяснения образования необычных кальциевых минералов, например, ларнита, высказывалось предположение об особо высокой температуре метаморфизма (Tilley — Harwood, 1931) — объяснение, очевидно, неприложимое к редким водным кальциевым минералам тех же месторождений. Еще менее удовлетворительно утверждение Харкера, что все эти необычные минералы (мелилит, геленит, монтичеллит, мервинит, ларнит, спёррит, кюстерит и кусидит) являются неравновесными, образующимися в контактах с малыми интрузиями, где остывание происходило относительно быстро (Harker, 1932, стр. 95—96 и 125). Этой гипотезой совершенно обходится замечательный факт, что все эти «неравновесные» минералы особенно богаты кальцием.

§ 57. Может также показаться странным, почему метаморфические минералы близких к поверхности фаций столь редки. Но ведь и самые контактовые явления в вулканических комплексах выражены очень слабо, и лишь в исключительных случаях они проявляются настолько интенсивно, что

привлекают к себе внимание минералогов. Кроме того, несомненно, эти непривычные минералы часто упускаются из вида при исследовании либо потому, что принимаются за похожие на них более обычные минералы (например, кюситин похож на плагиоклаз), либо за неимением времени для специального исследования.

Автор не сомневается, что и у нас в СССР будет открыта масса месторождений этих редких минералов, как только повысится к ним интерес и присутствие их в определенных месторождениях будет уже ожидаться, чему и должна способствовать настоящая работа.

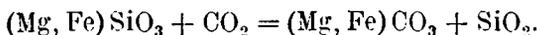
### 13. Прочие разлагаемые углекислотой минералы

§ 58. Безусловно, разложению углекислотой на глубине подвергаются и очень многие другие кальциевые минералы разнообразного состава, содержащие, помимо упомянутых компонентов, также щелочи, магний, железо и т. п., только выявление их более трудно. В силу легкого образования карбонатов магния и железа, ряд железо-магнезиальных минералов также может быть неустойчивым на глубине. Перечислим те из водных минералов, принадлежность коих к данной группе несомненна или весьма вероятна:

Пектолит  $\text{HNaCa}_2(\text{SiO}_3)_3$   
 Джурупаит  $\text{H}_2(\text{Ca, Mg})_2\text{Si}_2\text{O}_7$   
 Бульфонтенит  $\text{Ca}(\text{OH})_2 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{Ca}(\text{OH, F})_2$   
 Трускоттит  $2(\text{Ca, Mg})\text{O} \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$   
 Апофиллит  $\text{KFCa}_4(\text{Si}_3\text{O}_5)_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$   
 Лотрит  $3(\text{Ca, Mg})\text{O} \cdot 2(\text{Al, Fe})_2 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O} (?)$   
 Хуанит  $10\text{CaO} \cdot 4\text{MgO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 11\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$   
 Ильваит  $\text{CaFe}_2^{\text{II}}(\text{Fe}^{\text{III}}, \text{OH})(\text{SiO}_4)_2$   
 Кальциобютит (в туфе около Неаполя, Италия, 14.3%CaO)  
 Датолит  $\text{HCaBSiO}_5$   
 Аксинит  $\text{H}(\text{Fe, Mn})\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{B}(\text{SiO}_4)_4$   
 Таумасит  $\text{CaSiO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot \text{CaSO}_4 \cdot 15\text{H}_2\text{O}$

Из этих минералов ильваит (=лиеврит) и даталит представляют собой характерные минералы гипабиссальных контактовых зон, а остальные минералы довольно редки и встречены, повидимому (за исключением аксинита), лишь в месторождениях самых верхних фаций.

§ 59. Повидимому, распространение на глубину некоторых амфиболов также ограничено вследствие разложения их углекислотой. Особенно это относится к глаукофану  $\text{Na}_2(\text{Al, Fe})_2(\text{Mg, Fe, Ca})_3(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2(\text{OH})_2$  — типичному минералу кристаллических сланцев молодых складчатых зон, не успевших глубоко обнажиться (Альпы, Аппенины, Греция, Калифорния, Япония, о. Сахалин). В кристаллических сланцах и филлитах глубинных комплексов, например, в Саяно-Становом комплексе Восточной Сибири, где мощно развиты метаморфические породы всех составов и температур образования, кончая филлитами с карбонатами, серицитом, хлоритом и альбитом, глаукофан, повидимому, совершенно не встречается, что не может быть объяснено температурными условиями. Глаукофан — сравнительно низкотемпературный минерал (эпизоны по Грубенману), и, вероятно, на глубине при тех температурах, при которых он мог бы образоваться, уже происходит разложение углекислотой молекулы  $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$ , входящей в состав глаукофана. Антофиллит и куммингтонит  $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$  более высокотемпературны и проникают на большую глубину, но, повидимому, отсутствуют в наиболее глубинной, безгроссуляровой фации. Так, в Алдано-Слюдянском комплексе, по наблюдениям автора, гиперстен при гистерогенных процессах замещается магнезиальным карбонатом, серицитом, тальком и пр., но никогда не замещается антофиллитом или куммингтонитом: повидимому, ранее образования этих минералов происходит разложение гиперстена углекислотой:



§ 60. В силу возрастания концентрации  $\text{CO}_2$  в растворах, с глубиной должно происходить вытеснение углекислотой некоторых других кислотных радикалов с образованием карбонатов. В особенности это касается сульфатов, вероятно и боратов, Ca, Mg, Mn, Fe.

Сульфаты на земной поверхности дают громадное разнообразие видов, в то время как при глубинном минералообразовании известны лишь единичные сульфаты. Главной причиной отсутствия на глубине сульфатов является их легкая растворимость, т. е. необходимость для их выпадения столь высокой концентрации, которая под земной поверхностью никогда не достигается. Более устойчивы против действия растворов *барит*, *целестин*, *англезит*, *ангидрит*, *гипс*, *алунит*, *ярозит*, *натроярозит*, *плюмбоязрозит*, *аргентоярозит*, *алуминит*, *этtringит*. Барит — единственный сульфат, устойчивый вплоть до наиболее глубоких фаций (встречается как первичный минерал во флогопитовом месторождении Слюдянки, т. е. в безгросулярной фации глубинности). Алунит обычен для вулканических комплексов, где он дает промышленные месторождения, но встречается и в гипабиссальных комплексах, например, он обычен во вторичных кварцитах Казахской степи, возникших при внедрении гипабиссальных интрузий кислой магмы в осадочно-вулканогенную толщу (Наковник, 1936, стр. 8 и 39); ярозит в этих кварцитах является, по видимому, более поздним минералом выветривания (там же, стр. 45). В глубоких условиях алунит никогда не встречается. Целестин, ангидрит, этtringит, по видимому, не образуются глубже, чем в комплексах вулканического типа, где они встречаются в миндалинах, в жилах и пр., а остальные сульфаты ограничиваются зоной выветривания. Причиной неустойчивости на глубине ангидрита ( $\text{CaSO}_4$ ), гипса ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) и этtringита ( $6\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SO}_3 \cdot 33\text{H}_2\text{O}$ ) можно считать разложение их углекислотой с образованием кальцита. В метаморфизованных толщах, как известно, ангидрит никогда не встречается; пластовые отложения его при метаморфизме, вероятно, замещаются кальцитом. Отсутствие на глубине столь типичных минералов окисленной зоны, как англезит ( $\text{PbSO}_4$ ), ярозит [ $\text{K}_2\text{Fe}_6(\text{OH})_{12}(\text{SO}_4)_4$ ], натроярозит, плюмбоязрозит, аргентоярозит (в которых вместо  $\text{K}_2$  ярозита имеем соответственно  $\text{Na}_2$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Ag}_2$ ) несомненно обусловлено восстановлением их в сульфиды. По видимому, та же причина, т. е. резкое понижение с глубиной верхнего предела упругости кислорода, о чем мы будем говорить в следующей главе, обуславливает и неустойчивость на глубине алунита [ $\text{K}_2\text{Al}_6(\text{OH})_{12}(\text{SO}_4)_4$ ], алуминита ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SO}_3$ ) и целестина ( $\text{SrSO}_4$ ). Последний с глубиной, вероятно, подвергается также карбонатизации с образованием стронцианита ( $\text{SrCO}_3$ ).

По видимому, аналогично сульфатам ведут себя бораты; однако мы не будем затрагивать сейчас этого сложного вопроса, требующего специального исследования.

## *В. Зависимость от глубины режима кислорода*

### **14. Особенности режима кислорода**

§ 61. Анализ парагенезисов минералов метаморфических пород с точки зрения правила фаз показывает, что  $\text{FeO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в них самостоятельные компоненты, соотношение которых определяет число и характер минералов в породе; само это соотношение несомненно зависит от первичного состава исходной породы. Так, например, при высокотемпературном метаморфизме пород с избытком кремнезема, в зависимости от первичного соотношения  $\text{FeO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , могут образоваться либо кварц-фаялитовые породы ( $\text{SiO}_2 + 2\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$ ) — за счет, например, сидеритовых осадков, либо кварц-магнетитовые породы ( $\text{SiO}_2 + \text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ ), либо кварц-фаялит-магнетитовые породы.

В противоположность «вполне подвижным» компонентам  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ , кислород, таким образом, является «инертным» компонентом. Содержание

кислорода в метаморфической породе зависит от состава исходной породы, и при применении правила фаз кислород пужно считать особым компонентом (или, что то же, считать  $\text{FeO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  за два отдельных компонента).

В то время как давление пара  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  при всяком минералообразовании внутри земной коры поддерживалось (при данной температуре) на постоянном уровне, давление (летучесть, фугетивность)<sup>1</sup> или химический потенциал кислорода при минералообразовании было различным даже в пролегающих пропластках породы. Такое различие в поведении этих компонентов кажется на первый взгляд странным, так как различие давлений пара при метаморфизме может сравниться диффузией через растворы, а способность диффундировать (коэффициент диффузии) у  $\text{O}_2$  не может быть менее, чем у  $\text{CO}_2$ . Но дело в том, что скорость диффузии выражается произведением двух величин: коэффициента диффузии на разность концентраций. Далее мы покажем (исходя из факта превращения гематита в магнетит при метаморфизме), что давление, а следовательно, и концентрация кислорода в постмагматических растворах несоизмеримо мало по сравнению с атмосферным, в то время как давление  $\text{CO}_2$  достигает тысяч атмосфер. Поэтому естественно, что и разности концентраций  $\text{O}_2$  в земной коре могут иметь лишь ничтожную величину, а отсюда следует и медленность его диффузии.

Это соображение должно иметь силу, конечно, и для других компонентов раствора, в частности и  $\text{CO}_2$ ; можно ожидать, что некоторые минералогические отличия обуславливаются столь малыми разностями концентраций, что эти разности не будут выравняться диффузией. Наоборот, и для кислорода колебания давления при минералообразовании не должны превосходить некоторых пределов. И действительно, обзор фактических данных показывает, что при минералообразовании в земной коре существует как верхний, так и нижний предел для давления кислорода; если при метаморфизме давление (летучесть) кислорода лежит между этими пределами, то  $\text{O}_2$  ведет себя как «инертный» компонент, но всякий минерал или порода с давлением (летучестью)  $\text{O}_2$ , выходящим за эти пределы, оказывается неустойчивым, так как вызывает достаточно энергичную диффузию с окислением или восстановлением соответствующих минералов. Наша цель — выяснить, не зависит ли величина этих пределов от глубинности.

## 15. Верхний предел давления кислорода

§ 62. Обратимся сначала к верхнему пределу. Общеизвестен факт, что при высокотемпературных глубинных процессах гематит ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) никогда не образуется, а образуется магнетит ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ). При высокотемпературном метаморфизме не только отдельные зерна гематита, но и целые пласты гематитовых руд нацело превращаются в магнетит, так же как и все другие окислы и гидроокиси железа. Это правило не имеет исключений, и, повидимому, превращение гематита в магнетит (но не обратное превращение) происходит для каждого метаморфического комплекса при некоторой постоянной температуре, когда упругость диссоциации гематита достигает предельного (наивысшего) для данного комплекса значения.

По оценке А. Е. Ферсмана (1932, стр. 326), «область равновесия гематита лежит в пределах  $500\text{—}250^\circ$ ». Так как в магматических породах гематит никогда не бывает первичным минералом (как и в графических пегматитах), то приходится согласиться с тем, что верхний предел устойчивости гематита в глубинных условиях не должен превосходить  $500^\circ$ . Исходя из этой цифры, можно приблизительно вычислить, какое должно быть максимальное дав-

<sup>1</sup> В данном случае удобно применять понятие летучести (фугетивности), т. е. идеального давления пара, введенное Льюисом (Льюис и Рендал, 1936, стр. 140). Летучесть каждого компонента одинакова во всех фазах, находящихся в равновесии. Поэтому можно говорить о летучести компонента не только в растворе, но и в минерале или горной породе. Чтобы не затруднять читателя необычным термином, далее я стараюсь обходиться термином «давление», хотя в сущности имею при этом в виду «летучесть».

ление кислорода в земной коре, чтобы оно препятствовало диссоциации гематита вплоть до температуры 500°, но не выше, в то время как на воздухе (давление  $O_2 = 0.21$  атм.) эта диссоциация происходит при температуре около 1385°.

Заимствуя теплоты образования из «Справочника технической энциклопедии», т. VII, 1931, получаем следующее уравнение:



Для нахождения зависимости между температурой и упругостью диссоциации  $Fe_2O_3$ , т. е. равновесным давлением  $O_2$ , применимо уже приводившееся ранее приближенное уравнение Нернста, которое в данном случае будет иметь вид:

$$\lg p = -\frac{76.400}{4.574(273+t)} + 1.75 \lg(273+t) + 2.8$$

( $p$  — давление в атмосферах, а  $t$  — температура в градусах Цельсия). В табл. 2 в первом столбце дается температура, во втором — давление  $O_2$ , вычисленное по данной формуле, в третьем столбце — соответствующее давление, измеренное Вальденом (Walden, 1908) («Справочник технической энциклопедии», т. X, 1933, стр. 216), а также Руэром и Накамото (Ruer—Nakamoto, 1923).

Т а б л и ц а 2

t°С	$P_{O_2}$	$P_{O_2}$	$p$ изм.: $p$ выч.
	атм. выч.	атм. изм.	
1385	0.022	0.21 (Ruer—Nak.)	10
1350	0.013	0.218 (Walden)	16
1205	—	0.013 »	—
1100	0.00013	0.0066 »	50
500	$1.7 \cdot 10^{-14}$	—	—

Хотя в этом вычислении расхождения, для данной формулы, оказываются весьма значительными, все же они дают правильное представление о порядке величин. Если в этом вычислении давление диссоциации при 500° преуменьшено, допустим в десятки тысяч раз, все же оно еще будет в миллиарды раз меньше давления диссоциации при 1350°. А отсюда следует, что максимальное давление кислорода при метаморфических и постмагматических явлениях в миллиарды раз меньше, чем в воздухе.

Главный источник расхождения данных в табл. 2 — это неточность определения теплот образования. Если бы мы вместо использованных нами теплот образования из «International Critical Tables», помещенных в «Справочнике технической энциклопедии», воспользовались другими определениями, то расхождение получилось бы еще большее. Расхождение это будет особенно велико, если в основу вычисления положить тепловые эффекты, измеренные Ротом (Roth, 1929—1930, см. Шенк, 1935, стр. 159), которые для нашей реакции будут равны 123 400 кал. вместо взятых нами 76 400. Исходя из данных Рота, мы получим по приближенной формуле Нернста упругость диссоциации гематита при 1385°С в  $1.6 \cdot 10^{-8}$  атм. вместо 0.21 атм., определенных экспериментально Руэр и Накамото, т. е. расхождение в миллионы раз. Эти данные Рота считаются сомнительными, например, в курсе А. Н. Вольского (1935, стр. 332). Понятно, что по сравнению с неточностью определения тепловых эффектов неточность в непосредственном определении упругости диссоциации (расхождение данных Вальдена и Руэра—Накамото видно в табл. 2) и неточность приближенной формулы Нернста отходят на задний план. Все сказанное ничуть не лишает интереса приведенные вычисления, имеющие целью показать, как быстро должна падать упругость диссоциации с падением температуры.

§ 63. Естественно предположить, что это максимальное давление кислорода не одинаково для всей толщи земной коры, а более или менее посте-

печно возрастает с приближением к земной поверхности. В таком случае для каждой реакции с отщеплением кислорода температура равновесия с увеличением глубины понижается, т. е. на диаграмме  $t-d$  эти кривые опускаются в сторону возрастающих глубин (фиг. 28). Для некоторых из минералов эти наклонные кривые диссоциации с выделением кислорода могут пересекаться с горизонтальной кривой гидратации (для минерала S на фиг. 28) или с поднимающейся кривой карбонатизации (у минерала V на фиг. 28), и тогда поле устойчивости этих минералов (S, V) должно выклиниваться с глубиной.

К числу таких минералов, восстанавливаемых на некоторой глубине, относится ряд соединений окисного железа, перекиси марганца, многие сульфаты и некоторые другие типы соединений. Многочисленные виды таких минералов известны в зоне выветривания и в осадочных породах, но на этих минералах мы совершенно не будем останавливаться, тем более, что фактором их образования является не только высокое давление кислорода, но и низкая температура поверхностных процессов. Оставим в стороне также соединения, содержащие марганец и другие элементы, необычные для породообразующих минералов, высказываться о которых преждевременно, хотя среди них, несомненно, найдется очень много минералов, зависящих в своем распространении от глубины. Из соединений окисного железа, образующихся при магматических процессах, в данную группу восстанавливаемых на глубине минералов могут быть отнесены следующие:

Базальтическая роговая обманка  
Псевдобрукит ( $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{TiO}_2$ )  
Аризонит? ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{TiO}_2$ )  
Магнезиоферрит ( $\text{MgO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ )  
Иддингсит ( $\text{MgO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ )  
Маккензит ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ )

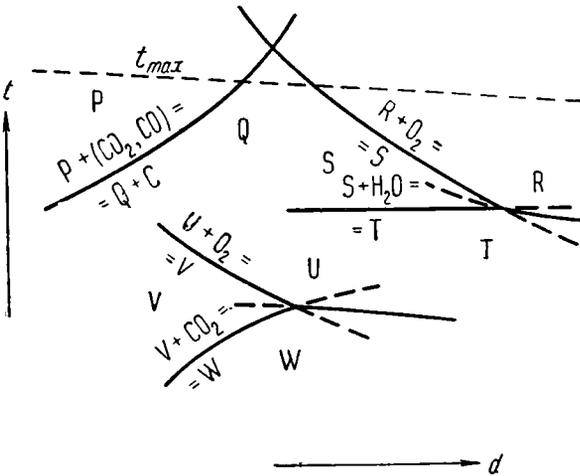
§ 64. Согласно Винчеллу (Winchell, 1933, стр. 247), «так называемая базальтическая роговая обманка является результатом окисления железа, в значительной степени (или целиком?) путем удаления водорода обычной роговой обманки» и может быть получена из обычной роговой обманки путем нагревания в окислительной атмосфере примерно до  $800^\circ\text{C}$ ; поэтому Винчелл и предлагает вместо «базальтической роговой обманки» название «Oxuhornblende» (там же, стр. 252). Кроме того, этот амфибол обычно богат титаном. Базальтическая роговая обманка встречается преимущественно в базальтах, андезитах и других эффузивных породах, но также в лампрофирах, диоритовых порфиритах и в различных щелочных породах, т. е. в породах, обычных для гипабиссальных комплексов. Повидимому, в глубинных комплексах эта роговая обманка совершенно отсутствует. Отсутствие базальтической роговой обманки в кристаллических сланцах общеизвестно (Grubenmann — Niggli, 1924, стр. 400) и, конечно, не может быть объяснено более высокой температурой изверженных пород, поскольку одно повышение температуры может сдвигать равновесие лишь в сторону реакции восстановления, а не окисления. Хотя повышение температуры и благоприятствует образованию более бедных водой роговых обманок, однако, степень окисления железа в них при данной температуре может определяться лишь давлением кислорода.

§ 65. Псевдобрукит, как следует из списка его месторождений у Розенбуш — Мюгге (Rosenbusch — Mügge, 1927, стр. 282—283), связан с различными эффузивными породами (андезиты, базальты, трахиты, нефелиновые базальты и т. д.). Частично он встречается в трещинах и пустотах (в сопровождении гиперстена, грапата, авгита, т. е. является довольно высоко-температурным минералом), частично, повидимому, входит в состав породы. В глубинных условиях неизвестен. Аризонит весьма редок, и условия его существования неясны (встречен в пегматите с гадолинитом). Отсутствие

псевдобрукита в глубинных условиях, очевидно, объясняется тем, что при высокой температуре, необходимой для его образования, он в глубинных условиях восстанавливается до магнетита с рутилом или даже до ильменита.

§ 66. Магнезиоферрит в изоморфной смеси с магнетитом издавна известен в кратерах различных вулканов, а также в размытой вулканической формации Kaiserstuhl (Германия), в кальцитовый породе с гранатом и форстеритом. Особенно значительны и интересны месторождения магнезиоферрита, связанные с траппами Сибирской платформы. Новые исследования показали, что магнетит известных железорудных месторождений Сибирской платформы (Ангаро-Илимские месторождения, также месторождения рр. Илимпей, Н. Тунгуски) является магнетито-магнезиоферритом с содержанием молекулы  $MgO \cdot Fe_2O_3$  нередко около 50%, в одном анализе — 68% (р. Илимпей), иногда значительно меньше (Соболев, 1935, стр. 787; 1936—1; Аникеев, 1936). В состав рудных тел, кроме магне-

тито-магнезиоферрита, входит кальцит. Тела эти, связанные генетически с траппами, довольно высокотемпературны, так как в контактах их наблюдается образование граната (андрадито-гроссуляра) и пироксена. В глубинных условиях магнезиоферрит ни разу не был встречен, и вместо него встречается эквивалентная ассоциация магнетита с периклазом (в гипабиссальных условиях) или же магнетита с магнетитом или доломитом (в более глубинных условиях). Из реакции перехода:  $3MgO + 2(FeO \cdot$



Фиг. 28. Диаграмма температура — глубина. Направление кривых равновесия для реакции с участием кислорода. Случай абиссофобности минералов P, V, S.

$\cdot Fe_2O_3) + O = 3(MgO \cdot Fe_2O_3)$  видно, что образование магнезиоферрита вместо магнетита и периклаза может быть вызвано более высоким давлением кислорода на малых глубинах.

§ 67. Иддингсит связан с постмагматическими процессами, замещая обычно оливин в базальтах. Встречается он исключительно в вулканических породах и неизвестен в глубинных (Hintze, 1936, 2, стр. 231). Маккензит — редкий гидротермальный минерал, связанный с диабазами.

В предыдущем разделе (§ 60) нами попутно было указано, что ряд сульфатов с глубиной становится неустойчивым благодаря высокому содержанию в них кислорода (англезит, различные виды ярозита, алюминит, алупит). Из них только последний спускается ниже зоны выветривания, а до наибольших глубин из сульфатов доходит один барит.

### 16. Нижний предел давления кислорода

§ 68. Итак, мы видели, что верхний предел давления кислорода с глубиной понижается. Обратимся теперь к нижнему пределу.

До сих пор мы предполагали, что окисление производится присутствующим в растворах кислородом, причем концентрация его, как показали вычисления, чрезвычайно мала. На самом деле, при всяком минералообразовании присутствует всегда смесь ряда летучих веществ, способных в определенных условиях производить окисление, а именно  $O_2, H_2O, CO_2, SO_2$

и др. Вода и углекислота при отдаче кислорода восстанавливаются, причем согласно закону действия масс газовое давление участвующих в реакции веществ связано простой зависимостью:

$$\text{H}_2\text{O} = \text{H}_2 + \frac{1}{2} \text{O}_2; \text{CO}_2 = \text{CO} + \frac{1}{2} \text{O}_2$$

$$p_{\text{O}_2} = k_1 \frac{p_{\text{H}_2\text{O}}}{p_{\text{H}_2}} = k_2 \frac{p_{\text{CO}_2}}{p_{\text{CO}}},$$

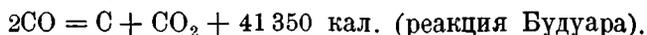
где  $k_1$  и  $k_2$  — константы, зависящие от температуры. Таким образом, в равновесной газовой смеси — в зависимости от давления в ней кислорода — устанавливается постоянное соотношение давлений  $p_{\text{H}_2\text{O}} : p_{\text{H}_2}$ , так же как и  $p_{\text{CO}_2} : p_{\text{CO}}$ . Величина этих отношений не зависит от того, имеем ли мы дело лишь с одним из этих диссоциирующих газов или со смесью нескольких таких газов. Неоспоримо также, что для равновесных процессов окислительная или восстановительная способность газовой смеси не зависит от того, находится ли там только  $\text{O}_2$  (вместе с инертным газом) или, кроме того,  $\text{H}_2\text{O}$  с  $\text{H}_2$  или еще  $\text{CO}_2$  с  $\text{CO}$  и т. д., если только парциальное давление  $\text{O}_2$  поддерживается на постоянном уровне, а отношения давлений  $p_{\text{H}_2\text{O}}/p_{\text{H}_2}$  и  $p_{\text{CO}_2}/p_{\text{CO}}$  и т. д. соответствуют этому парциальному давлению кислорода, согласно вышеприведенным формулам, т. е. если газовая смесь сама по себе оказывается равновесной. В случае равновесной смеси теряет смысл вопрос о том, идет ли окисление за счет кислорода смеси, или за счет диссоциации воды, или  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_2$  и т. д. Все эти процессы протекают одновременно, как и более сложные, например образование  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$  и т. д. с освобождением кислорода. Состояние всех этих реакций в равновесной смеси определяется парциальным давлением кислорода и обратно. Для характеристики состояния такой смеси в отношении ее способности производить реакции окисления или восстановления мы с одинаковым успехом можем говорить либо о давлении  $\text{O}_2$ , либо об отношении давлений  $p_{\text{CO}_2}/p_{\text{CO}}$  или  $p_{\text{H}_2\text{O}}/p_{\text{H}_2}$ , и т. д. То же положение применимо и к жидким растворам, так как состав раствора и парциальные давления его составных частей в паре строго связаны между собой; в этом случае мы будем говорить о давлении газов в растворе, соответствующем парциальным давлениям их в парах (еще лучше — о летучести или фугетивности их, т. е. идеальной упругости).

Вероятно, в природных жидких растворах интересующие нас равновесия соблюдаются (вода — прекрасный катализатор для газовых реакций). С другой стороны, равновесие это легко может нарушаться в случае быстро охлаждающихся газовых смесей, как, например, в фумаролах. Так как за последним исключением минералообразование, как правило, происходит в присутствии водных растворов, то газовые равновесия при минералообразовании, вероятно, соблюдаются, и поэтому всякое окисление или восстановление происходит при одновременном участии всех упомянутых летучих веществ. При этом нет никакой надобности рассматривать весьма многообразные реакции, идущие внутри раствора при отдаче им кислорода, так как все эти изменения можно, как мы уже говорили, свести к изменению какого-либо одного отношения.

Выше мы видели, что при всяком минералообразовании присутствует  $\text{CO}_2$ , количество которой особенно значительно при глубинном минералообразовании. Из того количества кислорода, которое может быть поглощено реакцией из данного объема природного раствора, существенная часть, несомненно, доставляется  $\text{CO}_2$ , которая при этом восстанавливается в  $\text{CO}$ , и наоборот,  $\text{CO}$  способен производить реакции восстановления, окисляясь до  $\text{CO}_2$ . Для характеристики состояния природных растворов можно выбрать отношение  $p_{\text{CO}} : p_{\text{CO}_2}$ . Чем выше это отношение, тем ниже в растворе содержание кислорода и тем более способен раствор к реакциям восстановления боковых пород.

§ 69. Однако это отношение  $p_{\text{CO}} : p_{\text{CO}_2}$  имеет, оказывается, свой верхний предел, зависящий от температуры и давления; если этот предел будет

превзойден, то начнется разложение CO с выделением из газа (или раствора) твердого углерода:



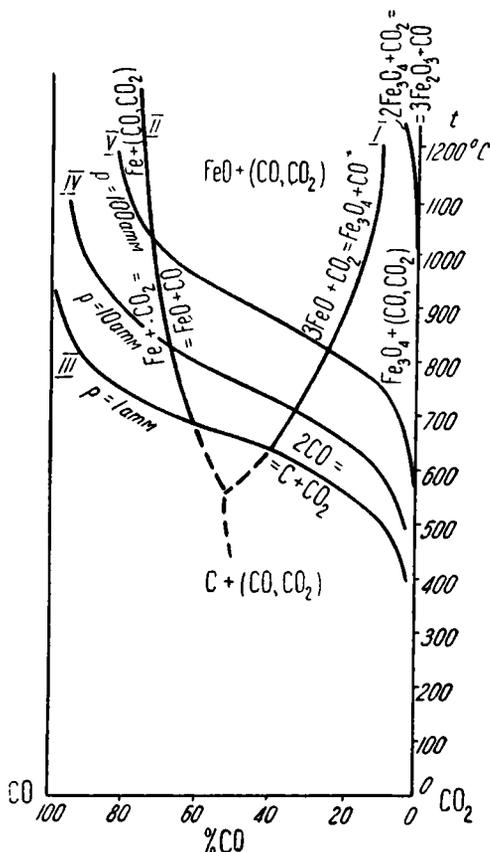
Потому до тех пор, пока не израсходуются целиком CO<sub>2</sub> и CO, отношение  $p_{\text{CO}} : p_{\text{CO}_2}$  не может подняться выше этого предела, а следовательно, и давление кислорода в смеси не может спуститься ниже соответствующего предела. Но мы видели, что CO<sub>2</sub> всегда присутствует при магматическом и метаморфическом минералообразовании и ведет себя как «вполне подвижный компонент», т. е. давление CO<sub>2</sub> легко выравнивается путем диффузии или смены растворов. Тем более легко это выравнивание происходит в данном случае, так как при падении давления кислорода ниже известного уровня (в силу наличия в метаморфизируемых породах особых восстановителей) смесь газов CO<sub>2</sub> и CO нацело разлагается, отдавая кислород и выделяя твердый графит; давление CO<sub>2</sub> и CO, следовательно, разом падает до нуля, что и должно вызвать быструю диффузию этих газов из циркулирующих растворов. Это поглощение газа и вызываемая им диффузия будут продолжаться до тех пор, пока не произойдет окисления восстановителей и давление кислорода не установится на уровне, определяемом предельным отношением CO : CO<sub>2</sub>. Дальнейшее выравнивание величины этого отношения будет идти несравненно медленнее. Отсюда ясно, что давление кислорода в породах (точнее, летучесть или химический потенциал кислорода) не может падать ниже некоторого предела, создаваемого реакцией Будуара и зависящего как от температуры, так и от общего давления. Отсюда видна особая роль реакции Будуара при минералообразовании сравнительно с гомогенными газовыми реакциями, не создающими какого-либо особого предела для давления кислорода.

Реакция Будуара, а также реакции восстановления окисью углерода окислов железа имеют большое значение в металлургии и потому хорошо изучены и теоретически и экспериментально. Разбор этих реакций можно найти во многих руководствах [например, у Шенка (1935, стр. 177, 192) или Вольского (1935, 306—313 и 331—343.)].

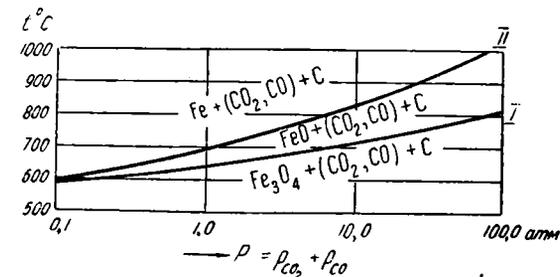
Соотношения в системе Fe — C — O иллюстрируются обычно диаграммой, представленной на фиг. 29; в минералогии эта диаграмма, повидимому впервые была использована Эйтелем для выяснения условий образования самородного железа в базальтах (Eitel, 1920, стр. 174). Система Fe — C — O трехкомпонентна, поэтому равновесие трех фаз — например, твердых Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>, FeO и газа (CO<sub>2</sub>, CO) — дивариантно и при произвольном давлении выразится кривой, отображающей связь между температурой и составом равновесного газа, т. е. содержанием CO в смеси CO + CO<sub>2</sub> (кривая I на фиг. 29). Так как при реакциях восстановления окисью углерода, т. е. реакциях типа: Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> + CO = 3FeO + CO<sub>2</sub>, число молекул газа не изменяется, то эти реакции почти не зависят от общего давления смеси газов (CO + CO<sub>2</sub>), а только от соотношения CO : CO<sub>2</sub>. Поэтому с изменением внешнего давления кривые I и II на фиг. 29 сохраняют свое расположение. Иначе обстоит дело с тоже дивариантным равновесием (два компонента, две фазы): 2CO = C + CO<sub>2</sub>, т. е. с реакцией Будуара. Число молекул газа при выпадении твердого углерода уменьшается, и поэтому повышение общего давления благоприятствует этой реакции, т. е. повышает предельное содержание CO в газовой смеси. В силу этого с повышением общего давления изобары этого равновесия смещаются в сторону малого содержания CO в газовой смеси; на фиг. 29 нанесены эти изобары для давлений в 1, 10 и 100 атм. [изобара для 10 атм. имеется у Вольского (1935, стр. 333), а для 100 атм. нанесена мною]. Эти кривые для соответствующих давлений и температур дают предельные содержания CO; более высокие содержания невозможны, так как влекут за собой разложение газовой смеси с выпадением твердого углерода. Поэтому устойчивы только составы газа, лежащие на фиг. 29 выше и правее соответствующих изобар, а ниже этих изобар лежит область двухфазовых систем C + (CO, CO<sub>2</sub>).

Из диаграммы фиг. 29 видно, что газовая смесь  $\text{CO} + \text{CO}_2$  с общим давлением в 10 атм. может находиться в равновесии с самородным железом при температуре около  $900^\circ\text{C}$  и выше, если содержание  $\text{CO}$  в смеси  $\text{CO} + \text{CO}_2$  превосходит 70%; но при температуре  $800^\circ$  или ниже достаточно высокое содержание  $\text{CO}$  в смеси невозможно, и поэтому, при том же внешнем давлении, всякая смесь  $\text{CO} + \text{CO}_2$  будет окислять самородное железо. Наимизшие температуры, при которых еще возможно равновесие с газом  $\text{CO} + \text{CO}_2$  двух минералов совместно ( $\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{FeO}$ ;  $\text{FeO} + \text{Fe}$ ) даются точками пересечения кривых равновесия этих пар минералов (кривые I и II фиг. 29) с соответствующей изобарой реакции Будуара (кривые III, IV, V). Ниже этих температур существование более бедного кислородом минерала данной пары становится невозможным в присутствии  $\text{CO} + \text{CO}_2$ .

Равновесие четырех фаз (газ, твердый углерод и два соединения железа), соответствующее этим точкам пересечения кривых диаграммы фиг. 29, является моновариантным, так как число компонентов 3, а число фаз 4, и поэтому можно представить в виде диаграммы связь между температурой и давлением ( $\text{CO} + \text{CO}_2$ ) в таких четырехфазовых системах. Такая диаграмма (фиг. 30) была составлена Шепком (1935, стр. 185). На диаграмме фиг. 30 имеются две кривые: верхняя (II) дает зависимость между температурой и давлением газовой смеси в системе



Фиг. 29. Изобары реакции Будуара (III, IV, V). Кривые равновесия реакций восстановления окислов железа окисью углерода (I, II).



Фиг. 30. Степени окисления железа в присутствии твердого углерода в зависимости от температуры и давления газа ( $\text{CO}_2 + \text{CO}$ ), по Шенку.

Для системы  $\text{FeO} + \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{C} + (\text{CO}, \text{CO}_2)$ . При температурах более низких и давлениях смеси ( $\text{CO} + \text{CO}_2$ ) более высоких, чем это соответствует кривой II, существование самородного железа становится невозможным в присутствии газовой смеси  $\text{CO} + \text{CO}_2$ , так как эта смесь всегда будет слишком бедна  $\text{CO}$  для такого равновесия и будет окислять железо до  $\text{FeO}$ ; аналогично поле устойчивости  $\text{FeO}$  целиком лежит выше кривой I. Напротив,  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  может существовать при температурах более высоких и давлениях более низких, чем это соответствует его полю на фиг. 30, лишь при недосыщенности газовой смеси  $\text{CO}$ , т. е. при отсутствии активного

твердого углерода. В условиях близости к поверхности давление газов не может быть очень большим, и поэтому при высоких температурах углеродное вещество может восстанавливать магнетит до  $\text{FeO}$  и  $\text{Fe}$ , как это установлено Эйтелем для базальтов (Eitel, 1920, стр. 172—175). С глубиной, как мы видели, давление  $\text{CO}_2$  быстро возрастает, и поэтому, начиная с некоторой глубины, восстановление магнетита становится невозможным. На диаграмме  $t-d$  фиг. 28 кривая равновесия  $\text{Q} + \text{C} = \text{P} + (\text{CO}_2, \text{CO})$  относится к некоторой реакции восстановления твердым углеродом. С глубиной, в силу возрастания давления  $\text{CO}_2$ , температура равновесия повышается согласно диаграмме фиг. 30, и, наконец, происходит пересечение кривой равновесия с кривой максимальной температуры магматического минералообразования; таким образом, происходит полное выклинивание поля устойчивости минерала или ассоциации минералов  $\text{P}$  (фиг. 28).

§ 70. Из отдельных минералов, устойчивых лишь в верхней зоне земной коры вследствие окисления их на глубине углекислотой, пока можно указать лишь на самородное железо и иоцит ( $\text{FeO}$ ), о которых говорилось уже выше, а также на ряд углеводородов.

Самородное железо и иоцит встречаются исключительно в вулканических породах (т. е. в покровах и связанных с ними дайках), преимущественно в базальтах, очень редко в породах кислого состава; при охлаждении породы они частично окисляются в магнетит, как это и должно быть согласно диаграмме фиг. 29. В ультраосновных породах, в частности серпентинитах, встречаются более устойчивые соединения никеля с железом ( $\text{FeNi}_2$  — аварунит и  $\text{FeNi}_3$ ), но не встречено самородного железа; в исключительной подробной сводке Лодочникова (1936, стр. 240 и 268—269) приводится как сомнительный лишь один случай — железо в шлихах россыпи габбродунитов, Амурская обл. Самородное железо изредка образуется и при осадочных процессах земной поверхности, при участии органического вещества: кремнистые сланцы о. Борнео и пр. (Вернадский, 1927, стр. 244). Образование железа в базальтах бывает связано с ассимиляцией ими органического вещества, как это доказано Эйтелем (Eitel, 1920) для Кассельских базальтов (Германия).

У г л е в о д о р о д ы — весьма сильные восстановители, и поэтому заметное содержание их в газовой смеси возможно лишь при весьма высоком содержании  $\text{CO}$  в смеси  $\text{CO} + \text{CO}_2$ , что, как мы видели (фиг. 29), возможно лишь при высокой температуре и низких давлениях этой смеси, т. е. на малых глубинах. И действительно, наличие углеводородов типично именно для покровных пород, особенно базальтов. Так, в замкнутых полостях базальтов нередко встречаются парафин и нефтеобразные жидкости, выделившиеся из застывшей магмы. Эти вещества, повидимому, никогда не бывают связаны с глубинными породами, за исключением случаев вторичной миграции. Так, среди минералов пегматитов А. Е. Ферсман приводит только тухолит и карбуран (Ферсман, 1932, стр. 323), которые уже не являются углеводородами, а по переводному справочнику Дана (1937, стр. 362) причислены к группе не-битумов — аптраксолитов, характеризующихся лишь ничтожным содержанием водорода (тухолит и карбуран содержат значительное количество окисей урана и других элементов). На больших глубинах при метаморфизме должно происходить окисление углеводородов углекислотой до углеродистого вещества. [Относительно высокого содержания водорода и метана в газах из тагильского дунита (Заварицкий, 1928, стр. 9—10; Лодочников, 1936, стр. 253—254) следует прежде всего заметить, что ультраосновные магмы представляют, конечно, особый случай и могут отличаться в отношении режима углекислоты. Кроме того, температура их кристаллизации особенно высока, а глубину застывания для уральских дунитов нет основания считать большой].

§. 71 Представляет известный интерес использование термодинамических расчетов для анализа соотношений между гематитом и магнетитом. Выше мы видели, что в силу существования верхнего предела для давления

кислорода при процессах минералообразования гематит всегда, начиная с некоторой температуры, становится неустойчивым, восстанавливаясь в магнетит. Но при наличии восстановителей это превращение может произойти при гораздо более низкой температуре. Благодаря постоянному присутствию углекислоты при минералообразовании в земной коре, никакое восстановление не может идти дальше некоторого предела, даваемого равновесной смесью  $\text{CO}_2 + \text{CO}$  в присутствии твердого углерода. Восстановительная способность этой смеси понижается как с понижением температуры, так и с повышением давления  $\text{CO}_2 + \text{CO}$ , т. е. с увеличением глубины. Достаточно ли эта восстановительная способность, чтобы при любых условиях минералообразования было возможно восстановление гематита в магнетит, или же в некоторых условиях (большая глубина, низкая температура) магнетит становится совершенно неустойчивым, а гематит + углистое вещество — устойчивыми? Вопрос идет; следовательно, о том, могут ли пересекаться на фиг. 29 кривые реакций  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + (\text{CO}_2, \text{CO}) = 2\text{Fe}_3\text{O}_4 + (\text{CO}_2, \text{CO})$  и  $\text{C} + \text{CO}_2 = 2\text{CO}$ . При таком пересечении, очевидно, произойдет выклинивание поля существования магнетита, как это имеет место для FeO и Fe.

На фиг. 31 на ординате отложены температуры, а на абсциссе  $\lg \frac{P_{\text{CO}}}{P_{\text{CO}_2}}$ ; как и на фиг. 29, содержание CO увеличивается справа налево. Кривая равновесия реакции:



(здесь, как и в других местах, теплосодержание приводится по «Справочнику технической энциклопедии», т. VII) разделяет на нашей диаграмме поля устойчивости гематита (справа от кривой равновесия на фиг. 31) и магнетита (слева от кривой). Расчет этой кривой сделан по приближенной формуле Нернста, которая в данном случае имеет вид:

$$\lg \frac{P_{\text{CO}}}{P_{\text{CO}_2}} = - \frac{5850}{(t + 273)} + 0.3.$$

Пунктиром показаны кривые равновесия реакции Будуара:  $2\text{CO} = \text{CO}_2 + \text{C}$ . Из «Химической термодинамики» Улиха (1933, стр. 221) заимствованы значения логарифмов констант равновесия этой реакции, вычисленные по полной формуле Нернста, т. е. величины  $\lg k = \lg \left[ \left( \frac{P_{\text{CO}}}{P_{\text{CO}_2}} \right)^2 P_{\text{CO}_2} \right]$ . Отсюда

легко получить  $\lg \frac{P_{\text{CO}}}{P_{\text{CO}_2}}$  для различных давлений  $\text{CO}_2$ . На диаграмме нанесены четыре кривые равновесия реакции Будуара для давлений  $\text{CO}_2$  в 1, 100, 1000 и 10 000 атм. (последнее давление соответствует весу столба горных пород в 40 км). Ни одна из этих кривых не пересекается с кривой равновесия магнетит — гематит; легко вычислить, что это пересечение произойдет лишь при неимоверном давлении в  $10^{12}$  атм., разумеется, недостижимом ни при каких земных процессах.

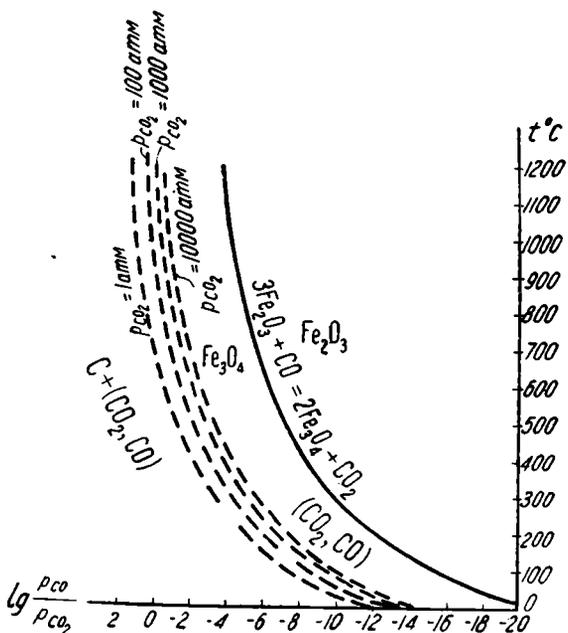
Согласно этим вычислениям, углерод при любых условиях будет восстанавливать гематит в магнетит, т. е. вплоть до самых низких температур гематит с углистым веществом неустойчив, а магнетит устойчив. И действительно, образование магнетита происходит во многих относительно низкотемпературных филлитах (согласно классификации Грубенмана — Ниггли, эпизоне свойственен как гематит, так и магнетит). Попутно отметим, что имеются также указания на новообразование магнетита в нормальных неметаморфизованных осадочных породах, например в бурожелезняковых минеттовых рудах Лотарингии (Rosenbusch — Mügge, 1927, стр. 19—20) или при образовании больших поверхностных месторождений железа в серпентиновых областях о. Кубы (Берг, 1933, стр. 166). (На образование коллоидной закись-окиси железа в морских илах указывал Berz — см. Rosen-

busch—Mügge, 1927, стр. 20). Однако в этих случаях поверхностного минералообразования вопрос о присутствии ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ) остается открытым, а потому здесь возможно участие более сильных восстановителей, чем углерод.

Таким образом, при минералообразовании внутри земной коры, вне зависимости от давления  $\text{CO}_2$  (т. е. независимо от глубины), гематит вплоть до низших температур (гидротермальные и эпиметаморфные процессы) в присутствии углистых веществ неустойчив и должен восстанавливаться, в то время как уже небольшое повышение давления  $\text{CO}_2$  ведет к окислению закиси железа и самородного железа, независимо от того, присутствуют ли восстановители.

[Результат получился бы иной, если бы мы исходили из теплот образования  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ , определенных Ротом (1929—30). Согласно этим данным,

тепловой эффект нашей реакции восстановления гематита в магнетит оказался бы равным 6000 кал. вместо взятых нами по «Справочнику» 26 800 кал. На нашей диаграмме (фиг. 31) пересечение кривой равновесия гематита с магнетитом и кривой реакции Будауара для давления  $p_{\text{CO}_2}=1$  атм. произошло бы при температуре около  $470^\circ$ , а для более высоких давлений  $\text{CO}_2$  — при еще более высоких температурах, например для  $p_{\text{CO}_2}=100$  атм. при  $680^\circ$ , для  $p_{\text{CO}_2}=1000$  атм. около  $850^\circ$ . Если бы эти данные были справедливы, то магнетит оказался бы устойчивым лишь при метаморфизме, протекающем при наиболее высоких температурах, начиная же с глубин в несколько километров, стал бы совершенно неустойчивым, что, конечно, противоречит геологическим данным. Но мы уже видели выше (§ 62, конец), что при вычислении упругости диссоциации гематита данные Рота для окислов железа не при-

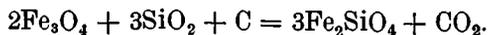


Фиг. 31. Диаграмма температура — состав газа ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ). Изобары реакции Будауара (для 1, 100, 1000 и 10 000 атм.) и кривая равновесия между гематитом, магнетитом и газом. Отсутствие пересечения этих кривых показывает, что при любых условиях гематит может восстанавливаться углеродом в магнетит.

водят к удовлетворительным результатам, в то время как данные «International Critical Tables» (помещенные в «Справочнике технической энциклопедии») дали хорошие результаты. Такого рода опыт и заставляет нас здесь и в других местах работы придерживаться данных «Справочника технической энциклопедии»].

§ 72. В заключение нам необходимо сделать очень важную оговорку. Выпадение графита из магмы, постмагматического раствора или газа возможно, как мы видели, только при определенном соотношении  $\text{CO}:\text{CO}_2$  в этих фазах. Однако выпавший таким образом или образовавшийся при метаморфизме графит в большинстве случаев, как показывает анализ парагенезисов, не находится уже более в равновесии с постмагматическим газом или раствором. Так, например, в высокотемпературных кристаллических сланцах Алдано-Слюдянского комплекса (архей Восточной Сибири) постоянно встречаются магнетит и графит совместно с кварцем, причем нигде с присутствием

графита не связано восстановление магнетита в фаялит согласно реакции:



В той же серии кристаллических сланцев как редкое образование встречены пласты фаялитовых пород (Мысовское месторождение), совершенно не содержащих графита и возникших, несомненно, в связи с закисным характером первично-осадочных рудных пластов [вероятны сидеритовые осадки; подробнее см. Коржинский (1936—4)]. Во всяком случае нет оснований приписывать этим фаялитовым кристаллическим сланцам более высокую температуру образования, поскольку они перепластовываются с нормальными для свиты сланцами. Таким образом, присутствие графита здесь не влечет за собой высшей степени восстановления, что указывает на отсутствие равновесия между графитом и магнетитом.

При произвольных  $t$  и  $p$  и пяти компонентах  $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe} - \text{C} - \text{O}$  возможно присутствие пяти фаз, например  $(\text{CO}_2, \text{CO})$ ,  $\text{C}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$  и  $3\text{FeO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$ , т. е. газ, графит, кварц, силлиманит, альмандин; вместо последнего мог бы присутствовать магнетит  $(\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3)$ . Но на самом деле, в кристаллических сланцах архея Прибайкалья в видимом равновесии встречаются все перечисленные минералы вместе, именно: графит с кварцем, силлиманитом, альмандином и магнетитом (Коржинский, 1936—4, стр. 268). Вообще  $\text{FeO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ведут себя при метаморфизме как два самостоятельных компонента, независимо от того, присутствует графит или нет.

Такое поведение графита, очевидно, объясняется как его нерастворимостью во всех обычных растворителях (за исключением расплавленных металлов), так и его химической инертностью; в силу этих качеств окисление графита при метаморфизме может протекать лишь крайне медленно, отставая от процессов перекристаллизации; более равновесных соотношений можно ожидать от аморфных и полукристаллических видов углерода. Вообще же нужно сказать, что поведение углерода при метаморфизме представляет очень сложную проблему, требующую специального исследования.

## 17. О равновесиях с участием летучих компонентов

§ 73. Режим кислорода представляет исключительный интерес именно потому, что этот компонент по своему поведению занимает промежуточное место между «инертными» компонентами и «вполне подвижными» (Коржинский, 1936—3). Вполне инертные компоненты —  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и т. п. — при обычном метаморфизме не перемещаются заметным образом, и потому их «давление» (летучесть, химический потенциал) в породе, зависящее от первичного состава породы, может резко меняться в соседних пропластках. Вполне подвижные компоненты, каковы  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ , настолько быстро диффундируют в метаморфизирующих растворах, что их давление (потенциал) в метаморфизируемых породах поддерживается на том же уровне, что и в растворах, т. е. оно произвольно относительно породы (обладая, следовательно, одной степенью свободы) и не зависит от ее первичного состава. Кислород как компонент по своим свойствам занимает промежуточное положение, т. е. для некоторого интервала колебаний давления кислород ведет себя как инертный компонент, ибо создаваемые этими колебаниями разности давлений или концентраций недостаточны для того, чтобы обусловить быструю диффузию. Но при выходе за эти пределы создаются столь значительные разности концентраций между субкапиллярными растворами породы и протекающими по трещинам постмагматическими растворами, что неизбежно происходит достаточно быстрая диффузия, выравнивающая эти концентрации.

Естественно предполагать, что такое поведение, обусловленное конечной скоростью диффузии, является общим для всех подвижных компонентов и лишь пределы возможных колебаний давления могут быть более сближен-

ными; в крайнем случае возможно слияние верхнего и нижнего лимита давлений, что будет соответствовать идеальному «вполне подвижному компоненту». Такую идеальную подвижность проявляет при метаморфизме  $H_2O$ , в то время как для  $CO_2$  в некоторых случаях наблюдаются небольшие отступления от полной подвижности.

§ 74. Кроме того, ряд инертных компонентов обнаруживает частичную подвижность при обычном метаморфизме, а именно, существование верхнего предела для их летучести («давления») в породах. Из более обычных элементов сюда можно отнести щелочи, В, F, Cl, S, P. Действительно, при метаморфизме устойчивы лишь минералы с ограниченным содержанием этих элементов; осадочные породы с более высоким содержанием этих элементов при метаморфизме обедняются ими, эти элементы, так сказать, «рассасываются». Так, в осадочных толщах встречаются отложения хлоридов ( $NaCl$ ,  $KCl$  и т. п.), сульфатов ( $CaSO_4$ ) и даже самородной серы, боратов и т. п., но все эти породы не имеют аналогов в метаморфических толщах. Содержание всех этих элементов в магматических и метаморфических породах зависит от соотношения других, инертных, компонентов, необходимых для того, чтобы удержать подвижные компоненты. Так, породы, не содержащие кальция, обычно не могут содержать в значительном количестве ни F, ни P; породы, не содержащие глинозема, обычно не могут содержать и щелочей, и только при более высокой концентрации этих щелочей в магматическом или постмагматическом растворе возможно образование ферри-силикатов щелочей. Таким образом, ниже некоторого предела насыщения эти элементы ведут себя как инертные компоненты, а при достижении этого предела как вполне подвижные. Они подобны в этом отношении кислороду, с тем отличием, что у них отсутствует нижний предел для их летучести («давления») в породах; кроме того, верхний предел здесь меняется для различных петрографических формаций, для кислорода же этот верхний предел зависит, повидимому, лишь от глубины и температуры.

### *С. Значение молекулярных объемов*

#### **18. Общее. Дистен**

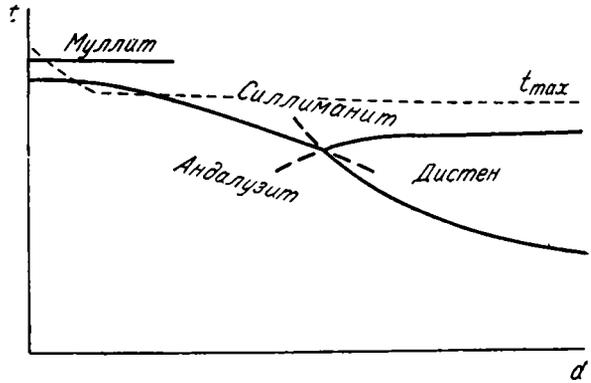
§ 75. Идея, что глубина должна способствовать образованию минералов с малым молекулярным объемом, была хорошо знакома геологам уже в конце прошлого столетия (Lepsius, 1893, и др. авторы), причем молекулярным объемам минералов придавалось исключительно большое значение (особенно обстоятельно этот вопрос был разработан Веске, 1913). Нередко при сопоставлении молекулярных объемов упускалась из виду разница температур образования сравниваемых ассоциаций, и различие ассоциаций объяснялось неодинаковостью давления. В настоящее время установлено, что влияние давления на реакции между твердыми фазами незначительно сравнительно с влиянием температуры, т. е. значительные изменения давления лишь немного смещают температуру равновесия. Несмотря на это, все же можно привести ряд примеров, когда различие в глубине вызывает несомненные изменения в соотношении между твердыми фазами, что обуславливает различие минералообразования на разных глубинах.

§ 76. Прежде всего вспомним дистен — наиболее плотную модификацию полиморфной группы силлиманит — дистен — андалузит. Геологические наблюдения показывают, что в весьма глубинных комплексах (например в протерозойском Саяно-Становом комплексе Восточной Сибири, в котором волластонит исключительно редок, а периклаз неустойчив) встречаются все три минерала, причем силлиманит связан с наиболее высокотемпературными породами, например, инъецированными гнейсами, дистен — со среднетемпературными породами, например, с мусковитовыми гнейсами, а андалузит встречается только в удалении от гранитов, в филлитах, т. е. в еще более низкотемпературных породах. В гипабиссальных комплексах дистен совершенно отсутствует, а андалузит является довольно высокотемпе-

ратурным минералом контактовых роговников; силлиманит, а иногда и муллит появляются здесь лишь в наиболее высокотемпературных контактах — именно, в контактах долеритов и базальтов, в которых наблюдается даже остеклование боковой породы. Таким образом, поле устойчивости дистена, по видимому, выклинивается в сторону малых глубин («абиссофильный минерал»), как это схематически показано на фиг. 32

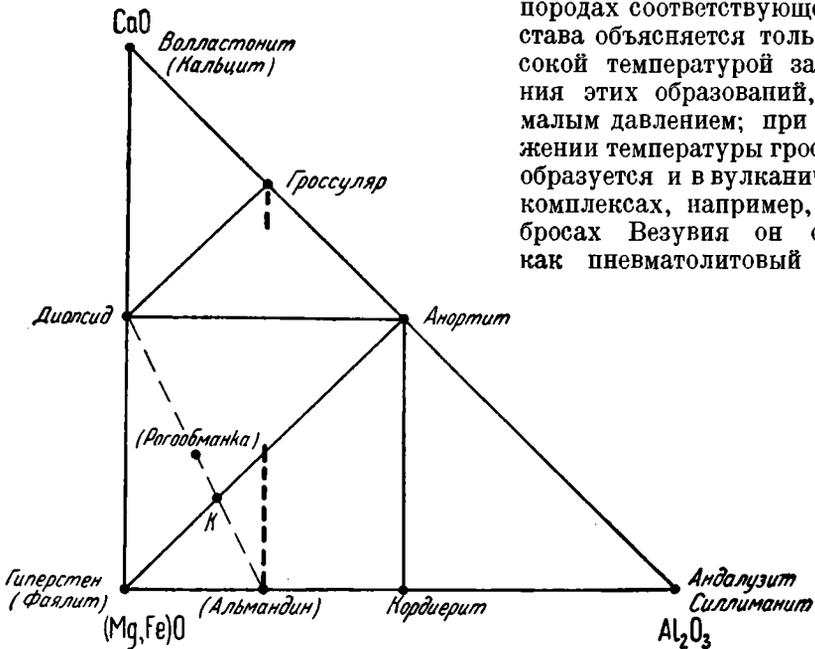
### 19. Железо-магнезиальные гранаты

§ 77. Исключительный интерес в отношении влияния глубины имеет распространение магнезиально-железистых гранатов, неустойчивых вблизи земной поверхности, на что уже очень давно было обращено специальное внимание геологов. В то же время известковые граматы — гроссуляр и андрадит — устойчивы вплоть до самых малых глубин (встречаются в месторождениях ларнит-мервинитовой фации). Отсутствие гроссуляра при кристаллизации искусственных сухих расплавов, а также в некоторых вулканических



Фиг. 32. Схема расположения полей устойчивости андалузита, силлиманита и дистена по геологическим данным;  $t_{max}$  — верхняя температурная граница метаморфизма.

породах соответствующего состава объясняется только высокой температурой застывания этих образований, а не малым давлением; при понижении температуры гроссуляр образуется и в вулканических комплексах, например, в выбросах Везувия он описан как пневматолитовый мине-



Фиг. 33. Соотношение составов высокотемпературных минералов системы  $(Mg, Fe)O - Al_2O_3 - CaO$ , насыщенных  $SiO_2$ .

рал, нарощий на санидин и микросоммит (Rosenbusch — Mügge, 1927, стр. 49).

На фиг. 33 приводится диаграмма состав — парагенезис для высокотемпературных пород, насыщенных кремнеземом, в системе  $(Mg, Fe)O -$

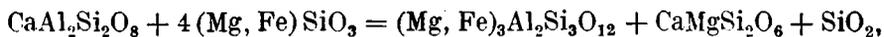
$Al_2O_3 - CaO$ . Парагенетические закономерности, изображаемые разбивкой на треугольники этой диаграммы, в общем сохраняются для различных глубин с тем отличием, что с глубиной исчезает волластонит, а затем и гроссуляр, а андалузит сменяется силлиманитом. Кроме того, на этой диаграмме помещены проекции составов альмандина, отсутствующего в гипабиссальных условиях, и роговой обманки, образование которой возможно лишь в присутствии натрия, в виде, например, альбитовой молекулы. Более жирным пунктиром показана прерывная серия изоморфных смесей между магнезиально-железистым гранатом и гроссуляром; в первом возможно присутствие до 32% мол. гроссуляра (анализ Eskola, 1921, стр. 104). В некоторых условиях становится устойчивым не только альмандин, но и его парагенезис с диопсидом или с роговой обманкой. Поэтому нас могут занимать следующие четыре равновесия:

1. Гиперстен + кордиерит = альмандин + кварц.
2. Гиперстен + анортит = гранат + кварц.
3. Гиперстен + анортит = гранат + диопсид + кварц.
4. Гиперстен + плагиоклаз = гранат + роговая обманка + кварц.

Факторы этих равновесий — температура, давление и соотношение  $MgO : FeO$ . Значение температуры видно из того, что в нормальных изверженных породах габбрового и норитового состава гранат не встречается, но при их метаморфизме образование граната весьма обычно (гипериты Скандинавии, друзиты, метаморфизованные диабазы Саяно-Станового комплекса и т. д.). Решающее значение соотношения  $FeO : MgO$  следует уже из того, что ромбический пироксен с кордиеритом и плагиоклазом могут совсем не содержать железа, в то время как в содержащих кварц породах гранат и роговая обманка всегда довольно богаты железом, а магнезиальные их разности (пироп, эденит) устойчивы только в недосыщенных кремнеземом породах. Эта роль закисного железа в соотношении между альмандином и кордиеритом была отчетливо установлена Эскола (Eskola, 1915, стр. 123). [В более поздней работе Вайринен (Vaughnen, 1923), разбирая реакцию образования альмандина с диопсидом вместо гиперстена с плагиоклазом, а также реакции образования роговой обманки, не принимает в расчет соотношения  $FeO : MgO$ , что лишает ценности его физико-химические рассуждения].

Перейдем теперь к роли давления. Гранаты по сравнению с кордиеритом, анортитом и гиперстеном обладают исключительно малым молекулярным объемом, так что все отмеченные выше реакции образования граната должны идти с уменьшением объема. Поэтому при данном отношении  $FeO : MgO$  увеличение давления должно повышать температуру равновесия наших реакций, увеличивая поле устойчивости граната. Не следует, однако, забывать, что решающее значение могут иметь лишь плотности минералов при условиях реакций, т. е. при высоких температурах и давлениях, нам же известны лишь плотности минералов, измеренные в лабораторных условиях. Исходя из этих плотностей, мы не можем быть уверены, что получим во всех случаях безусловно надежные выводы. Поэтому в основу нашего исследования мы положим изложенное выше представление о возрастании с глубиной давления углекислоты и потом рассмотрим другие данные, свидетельствующие за и против полученной на этой основе схемы.

§ 78. Обратимся сначала к третьей реакции:



т. е.

анортит + гиперстен = гранат + диопсид + кварц.

В наиболее глубинной (безгроссуляровой) фации магнезиальножелезистый гранат никогда не встречается вместе с моноклинным пироксеном,

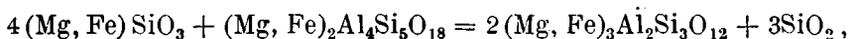
как это мною установлено для архейского Алдано-Слюдянского комплекса (с клинопироксеном здесь встречается лишь андрадит), в то время как гиперстен с основным плагиоклазом — самая обычная ассоциация; при наиболее высоком отношении FeO : MgO вместо гиперстена появляется фаялит, вероятно, столь же устойчивый с анортитом, хотя, к сожалению, последняя ассоциация не была встречена. В менее глубинном Саяно-Становом (протерозойском) комплексе Восточной Сибири (в котором устойчив и гросуляр, и реже волластонит) гиперстен с плагиоклазом почти никогда не встречаются, ассоциация же алмадинного граната с клинопироксеном в высокотемпературных кристаллических сланцах (в частности в метаморфизованных диабазах Восточного Саяна) довольно обычна. Гиперстен в Саяно-Становом комплексе встречен только вне соприкосновения с плагиоклазом (в келифитовых каймах метаморфизованных диабазов) и предположительно может быть встречен с плагиоклазом в породах с очень низким отношением MgO : FeO.

Таким образом, с уменьшением глубины происходит расширение химического поля существования граната, как это показано на схематической диаграмме фиг. 34. На некоторой глубине, очевидно, достигается максимум, после которого должно идти сокращение этого поля, так как на малой глубине, например в роговиках района Осло и в месторождениях ларнит-мервинитовой фации, алмадин совершенно отсутствует.

Согласно данным Эскола, наиболее разнообразны по составу и, в частности, наиболее магнезиальные гранаты эклогитов, как известно, состоящих из алмадин-пиропа и диопсида. Так, состав одного из анализированных Эскола гранатов из содержащего кварц эклогита отвечает следующей формуле:  $(\text{Fe}_{40}\text{Mn}_2\text{Mg}_{43}\text{Ca}_{15})_3 (\text{Al}_{94}\text{Fe}_8)_2 \cdot (\text{SiO}_4)_{300}$ , (Eskola, 1921, стр. 38), тогда как по моим материалам наиболее магнезиальные гранаты из содержащих кварц кристаллических сланцов Алдано-Слюдянского комплекса (гранаты из парагенезисов с кордиеритом) имеют отношение MgO : FeO, т. е. пироповой молекулы к алмадинной, около 32:68 (Коржинский, 1936 — 4). Поэтому максимальное расширение поля устойчивости граната (сечение III на фиг. 34, 35 и 36) соответствует эклогитовой фации, которую мы относим к средним глубинам.

Рассмотренная в этом параграфе система пятикомпонентна (CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>, MgO, FeO), а потому при постоянной температуре равновесие всех пяти фаз обладает одной степенью свободы, что на изотерме фиг. 34 и выражается кривой, показывающей связь между давлением (глубиной) и соотношением FeO : MgO (при постоянном составе системы относительно других компонентов).

§ 79. Рассмотрим теперь соотношение между кордиеритом и алмадином:



т. е.

гиперстен + кордиерит = алмадин + кварц.

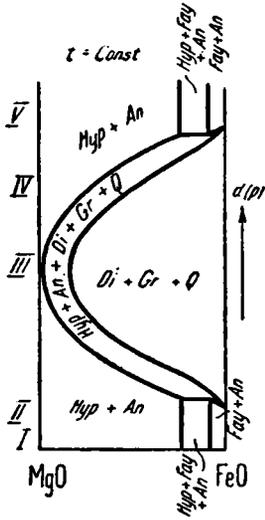
Система эта четырехкомпонентна, и потому, при постоянной температуре, равновесие всех четырех фаз обладает одной степенью свободы, иначе говоря, с изменением давления может меняться и состав равновесных фаз. На фиг. 36 дана схема изменения отношения FeO : MgO в кордиерите и алмадине, находящихся в равновесии друг с другом в присутствии кварца и гиперстена, в зависимости от глубины (давления): в качестве предельного отношения для наибольших глубин взяты полученные мною данные по Алдано-Слюдянскому комплексу — 25% мол. феррокордиерита для кордиерита и 32% мол. пиропа в гранате (Коржинский, 1936—4). В эклогитовой фации, как мы видели, устойчивы более магнезиальные гранаты [MgO:(FeO + MgO) = 43 : (40 + 43) = 52%]. На малых глубинах железо-магнезиальные гранаты совсем неустойчивы; в связи с этим возможно появление весьма жс-

лезистых кордиеритов. И действительно, в вулканических комплексах, например, в контактах с базальтами, известны феррокордиериты, почти не содержащие магния.

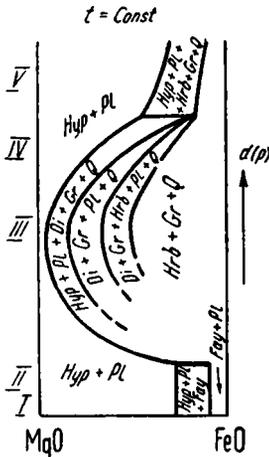
§ 80. Гранат с высоким содержанием гроссуляровой молекулы, который мог бы разложиться на гиперстен с анортитом (около 33% гроссуляровой молекулы), известен только в фациях средних глубин, близких к эклогитовой, да и здесь, повидимому, не очень обычен. [На диаграмме Эскола (Eskola, 1920) показаны гранаты эклогитов с 40% гроссуляровой молекулы].

§ 81. Наконец, обратимся к последней реакции:

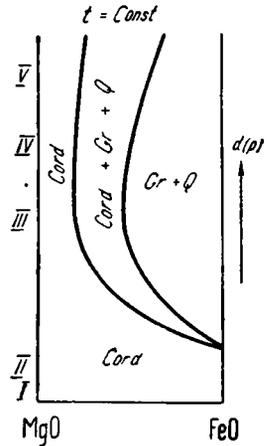
гиперстен + плагиоклаз = гранат + роговая обманка + кварц.



Фиг. 34. Соотношение полей устойчивости гиперстена с анортитом (Hyp + An) и эквивалентной по составу ассоциации диопсид + Fe — Mg-гранат + кварц (Di + Gr + Q) в зависимости от глубины (давления) и отношения FeO : MgO (Fay — фаялит. Ординаты I — V на фиг. 34, 35 и 36 — разные фации глубинности (см. § 96).



Фиг. 35. То же для гиперстена с плагиоклазом (Hyp + Pl) и одинаковой по составу ассоциации роговой обманки с Fe — Mg-гранатом и кварцем (Hrb + Gr + Q.)



Фиг. 36. Соотношение между кордиеритом и Fe — Mg-гранатом с кварцем в зависимости от глубины и отношения FeO : MgO.

Реакция эта возможна лишь при наличии натрия, например, в виде альбитовой молекулы плагиоклаза. Как упоминалось выше (§ 20), мои исследования кристаллических сланцев Алдано-Слюдянского комплекса показали, что образование роговой обманки (с кварцем) вместо

ассоциации гиперстен + диопсид + плагиоклаза происходит в зависимости от отношения FeO : MgO, так как роговая обманка всегда более железиста, чем одновременно присутствующие пироксены. В Саяно-Становом комплексе Сибири (протерозой) ассоциация роговой обманки с алмандином весьма обычна, несколько реже встречается ассоциация клинопироксена с алмандиновым гранатом, что, вероятно, соответствует более низкому отношению FeO : MgO (в согласии с упомянутым заключением). Ассоциации гиперстена с плагиоклазом в этом комплексе не встречено, но вероятно ее устойчивость для наиболее бедных FeO пород (но обязательно насыщенных кремнеземом, иначе появится светлая магниезиальная роговая обманка, неустойчивая в присутствии кварца). В Алдано-Слюдянском комплексе — наиболее глубокой безгроссуляровой фации — диопсид с алмандином, как указывалось, не встречается, а роговую обманку с алмандином мне удалось встретить только в наиболее бедных магнием породах, именно в фаялитовых кристаллических сланцах, как исключительную редкость.

В эклогитовой фации встречен как гранат с клинопироксеном, так и гранат с роговой обманкой. Последняя ассоциация считается более низкотем-



независимых разностях). По глубине эта эклогитовая фация, повидимому, соответствует нашей периклазовой. Для еще более глубинной волластонит-гроссуляровой фации (типа архея Финляндии, протерозоя Восточной Сибири) характерно широкое развитие гранатовых амфиболитов, нередко содержащих и клинопироксен, в то время как гиперстеновые гнейсы и вообще ассоциации гиперстена с плагиоклазом или кордиеритом здесь почти не встречаются; поэтому фацию эту можно назвать «фацией гранатовых амфиболитов» (ордината IV на фиг. 34—36). Эклогитов здесь не встречается.

Наконец, в безгроссуляровой фации гиперстеновые гнейсы пользуются широчайшим распространением, гранатовые же амфиболиты здесь почти совершенно отсутствуют (образуются лишь при крайне высоком отношении  $FeO : MgO$ ). Эту фацию глубинности можно назвать «фацией гиперстеновых гнейсов». Таким образом, для высокотемпературных метаморфических пород габброидного состава получаем следующие фации глубинности:

1. Фация гиперстеновых роговиков без альмандина (соответствует геленит-монтichelлитовой фации).
2. Фация гиперстеновых роговиков с альмандином.
3. Фация эклогитовая (вероятно, соответствует периклазовой фации).
4. Фация гранатовых амфиболитов (соответствует гроссуляр-волластонитовой).
5. Фация гиперстеновых гнейсов (безгроссуляровая).

## 20. Проблема эклогитов

§ 84. Замечательнейшим фактом, установленным Eskola (1920), является полное отсутствие эклогитов в докембрийских кристаллических щитах, несомненно весьма глубинных образованиях. Эклогиты встречаются лишь среди послекембрийских метаморфических толщ, особенно же часто в альпийских складчатых комплексах, конечно, не успевших глубоко эродироваться. (Кроме того, эклогитовые включения нередки в базальтах и кимберлитах.)

§ 85. Для эклогитов характерна ассоциация железо-магнезиального граната с пироксеном типа омфациита. Как установлено Эскола (Eskola, 1920, 1921), гранат и пироксен эклогитов даже в отдельности неустойчивы в условиях других фаций, в которых они должны распадаться на гранат и пироксен более обычного состава, выделяя ряд компонентов. Особенно характерно для эклогитовых пироксенов необычайно высокое содержание жадеитовой молекулы  $Na(Al, Fe) Si_2O_6$ , например, 29 или даже 35% (весовых), и вообще высокое содержание глинозема. По данным Эскола (Eskola, 1920), высокое содержание глинозема в пироксене, кроме эклогитов, встречается в вулканических породах, а в контакт-метаморфических породах имеется единственный пример богатого глиноземом пироксена — фассаит ( $10.10\% Al_2O_3$ ). Но фассаит — типичный минерал малых глубин, встречающийся, например, в контактовых известняках Monzoni (Тироль), в псевдоморфозах по монтichelлиту (по Рату), в известковых включениях в базальте у Eschwege (Германия) в выбросах Monte, Somma Италия) и т. д.

Тесно связаны с эклогитами также жадеит и хлоромеланит. Эти пироксены редки. Как и эклогиты, они неизвестны в глубинных докембрийских комплексах, но встречаются в зонах альпийской складчатости. По Quitzow (1935), хлоромеланит (жадеитовой молекулы 50%, эгириновой 16%, диопсидовой 15%, бронзитовой 19%) образуется вторично при метаморфизме диабазовых порфиритов Северной Калабрии (за счет обычного авгита с плагиоклазом). Под влиянием третичной складчатости и метаморфизма эти диабазовые порфириты, залегающие среди филлитовой толщи, превращаются в глаукофановые сланцы, содержащие лавсонит и пумпеллит; при несколько более высоких температурах в качестве промежуточной стадии образуется хлоромеланит. Лавсонит и пумпеллит, как мы видели, представляют собою типичные абиссофобные минералы, разлагаемые углекислотой на глубине:

в более или менее глубинных комплексах кристаллических сланцев, а особенно в безгроссуляровой фации глубинности, они безусловно неустойчивы и отсутствуют при всех температурах. Таким образом, богатые глиноземом пироксены, типичные для эклогитов, характерны для вулканических пород, для гипабиссальных контактов и для кристаллических сланцев малой глубины, но отсутствуют в глубинных образованиях, например в докембрийских кристаллических щитах.

Глаукофановые сланцы ассоциируются с эклогитами и связаны с ними всеми переходными разностями. Глаукофановые сланцы, как и эклогиты, отсутствуют в докембрийских щитах, но характерны для комплексов малых глубин, особенно для зон альпийской складчатости. Характерными минералами глаукофановых сланцев являются типичные абиссофобные минералы лавсонит и пумпеллит (о последнем см. Quitzow, 1936).

§ 86. Таким образом, применяя обычные геологические критерии, мы приходим к выводу, что эклогиты приурочены к геологическим комплексам умеренной глубинности и отсутствуют в наиболее глубинных комплексах, т. е. в древнейших кристаллических щитах. Этот вывод подкрепляется изложенным в этой работе минералогическим методом, так как эклогиты отсутствуют в наиболее глубокой безгроссуляровой фации и, наоборот, подчинены комплексам с такими характерными абиссофобными минералами, как волластонит, лавсонит и пумпеллит. [Тесная ассоциация эклогита с породой, содержащей волластонит, описана Эскола (Eskola 1921, стр. 68—69); лавсонит и пумпеллит обычны для глаукофановых сланцев, ассоциирующихся с эклогитами.]

Характерные для эклогитов или ассоциирующихся с ними пород богатые глиноземом пироксены и глаукофан также неизвестны в глубинных комплексах, но характерны для молодых альпийских складчатых зон. Все эти данные решительно говорят за среднюю глубину образования эклогитов и находятся в противоречии с весьма малым молекулярным объемом гранатов и пироксенов эклогитов сравнительно с заменяющими их ассоциациями других зон.

Эскола предположил (Eskola, 1920), что эклогиты в древних кристаллических щитах не сохранились в силу длительного их пребывания вблизи земной поверхности, а в более молодых складчатых зонах, благодаря быстрому поднятию с больших глубин («закалка»), эклогиты не успели превратиться в более устойчивые породы. В настоящее время это предположение кажется очень неудачным, так как заставляет объяснять глубокие метаморфические превращения силикатов одним изменением гидростатического давления. Так, мощные свиты гиперстеновых гнейсов некоторых архейских щитов пришлось бы считать «диафоритами», что совершенно неприемлемо. Геологические и особенно тектонические доводы в пользу образования эклогитов на умеренной глубине привел Backlund (1936), который связывает образование эклогитов с особо большим горообразовательным давлением, приводящим к надвигам. Речь здесь может идти только о равномерном (гидростатическом) давлении, так как стресс, как мы видели, не может быть фактором равновесия. Трудно себе представить, чтобы при образовании метаморфических комплексов давление достигало максимальной величины на некоторой средней глубине, уменьшаясь с дальнейшим углублением; кроме того, эта точка зрения, как будто, противоречит закономерностям в распространении кальциевых минералов, указывающим на возрастание давления углекислоты в растворах вместе с глубиной, вплоть до комплексов наиболее глубокого облика (некоторые архейские кристаллические щиты).

§ 87. Это странное противоречие между законом объемов и геологическими данными павело меня на мысль, что, быть может, соотношение молекулярных объемов, наблюдаемое нами в обычных лабораторных условиях, отличается от того, которое имеет место при образовании эклогитов, т. е. при температуре порядка 600—700° и давлении в тысячи атмосфер. Ведь вполне возможно, что по мере увеличения температуры и давления молеку-

лярный объем граната сравнивается и затем делается больше молекулярного объема продуктов его превращения. В таком случае сначала с увеличением глубины происходило бы увеличение поля устойчивости граната, а затем, начиная с некоторой глубины, шло бы сокращение этого поля, так как давление стало бы препятствовать образованию граната; такое соотношение как раз и выражается диаграммами фиг. 34, 35 и 36, на которых поля существования граната достигают максимума при средних глубинах.

И действительно, оказалось, что известные коэффициенты сжатия и термического расширения граната, пироксенов и плагиоклазов таковы, что повышение температуры и повышение давления ведет к уменьшению объемного эффекта реакции образования граната.

В табл. 3 приводятся температурные коэффициенты  $\alpha$  объемного расширения некоторых силикатов при температуре в  $40^\circ$  (перечисленные из коэффициентов линейного расширения «Справочника технической энциклопедии», т. V, стр. 185: коэффициент объемного расширения равен сумме трех коэффициентов линейного расширения по главным направлениям). В конце добавлены средние коэффициенты объемного расширения для значительного интервала температур (Landolt — Börnstein, III. Erg.-Band, T. 3, стр. 2219).

Таблица 3

$$\alpha_t = 10^6 \cdot \frac{1}{V} \cdot \frac{dV}{dt}$$

Альмандин . . . . .	$\alpha_{40^\circ} = 25.11$	Тоназ . . . . .	$\alpha_{40^\circ} = 15.20$
Пироп . . . . .	$\alpha_{40^\circ} = 24.81$	Фенакит . . . . .	$\alpha_{40^\circ} = 9.77$
Адуляр . . . . .	$\alpha_{40^\circ} = 15.55$	Берилл . . . . .	$\alpha_{40^\circ} = 1.7$
Анортит . . . . .	$\alpha_{20-500^\circ} = 12.0$	Кварц . . . . .	$\alpha_{40^\circ} = 36.2$
	$\alpha_{20-1000^\circ} = 14.9$	Авгит . . . . .	$\alpha_{20-750^\circ} = 27.4$

К сожалению неизвестен коэффициент расширения для гиперстена. Из таблицы видно, что коэффициент расширения у гранатов значительно больше, чем у других изученных силикатов, кроме, быть может, авгита, для которого коэффициент при низких температурах неизвестен. Существенно важно, что в наших уравнениях реакций клинопироксен и кварц стоят по одну сторону с гранатом. С повышением температуры коэффициент расширения, как правило, возрастает, причем мера этого возрастания  $\frac{d\alpha}{dt}$  в свою очередь быстро растет с температурой. Естественно, что растут и средние коэффициенты расширения при возрастании верхнего предела взятого интервала температур. Так, для кварца средний коэффициент расширения между  $0$  и  $573^\circ$  ( $\alpha_{0-573^\circ} = 66.1$ ) вдвое больше коэффициента расширения при  $0^\circ$  ( $\alpha_0 = 33.6$ ) («Справочник технической энциклопедии», т. VI, стр. 109). Почти так же сильно возрастает коэффициент для  $Al_2O_3$ :  $\alpha_{20-100^\circ} = 4.6$ ;  $\alpha_{20-800^\circ} = 8.0$  (Landolt — Börnstein, III Erg.-Band, T. 3, стр. 2219). Для анортита, как мы видели (см. табл. 3), это возрастание менее значительно.

Если бы величина  $\alpha$  не зависела от температуры, то для альмандина ( $\alpha_{40^\circ} = 25$ ) нагревание на  $600^\circ$  увеличило бы объем на  $1.5\%$ . В силу возрастания  $\alpha$  с температурой, расширение в этом случае, возможно, достигает нескольких процентов.

Значения для коэффициентов сжатия  $\beta$  при комнатной температуре (Bridgman, 1928, 292 и «Справочник технической энциклопедии», т. V, стр. 191—192) приводятся в табл. 4.

Таблица 4

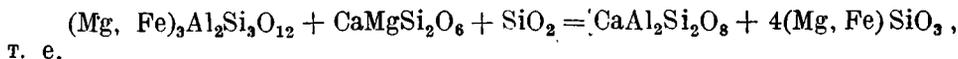
$$\beta = - 10^6 \cdot \frac{1}{V} \cdot \frac{dV}{dp} \quad (t = 25-30^\circ C)$$

Гранат (пироп?) . . . . .	0.54	Лабрадор . . . . .	1.55
Андрадит . . . . .	0.63	Ортоклаз . . . . .	2.08
Энстатит . . . . .	1.00	Флогопит . . . . .	2.34
Диопсид . . . . .	1.06	Кварц . . . . .	2.66

Сжимаемость граната, как мы видим, значительно меньше, чем других силикатов. С увеличением давления сжимаемость уменьшается, но очень незначительно: у силикатов при увеличении давления на 1000 атм.  $\beta$  уменьшается на 1—2%. При повышении температуры сжимаемость увеличивается. Для низких температур возрастание незначительно: из данных Бриджмена для интервала 30—75°C можно вычислить, что на 100° величина  $\beta$  возрастает на несколько процентов (2.5% для граната, 4% для кварца). При более высоких температурах сжимаемость не изучалась и, вероятно, значительно выше. При комнатной температуре сжатие лабрадора под давлением в 3000 атм. (около 12 км глубины) уменьшает его объем (при  $\beta = 1.55$ ) всего на 0.45%.

Приведенные константы показывают, что как с увеличением температуры, так и с увеличением давления объемные эффекты в реакциях образования граната должны уменьшаться. Величина этого уменьшения не может быть вычислена, так как сжимаемость и коэффициенты термического расширения при высоких температурах почти не изучались. Все же изменение объемного эффекта реакции на несколько процентов от первоначального объема при переходе от лабораторных условий к температурам порядка 600° и давлению в несколько тысяч атмосфер вполне вероятно.

Для реакций образования граната объемный эффект весьма велик. Если пользоваться молекулярными объемами, вычисленными Бекке (Becke, 1913, стр. 26) из реальных химических анализов, то для реакции:



(Mg, Fe)-гранат + диопсид + кварц = анортит + гиперстен,

получим возрастание объема на 9.6%. При реакции распада граната (с кварцем) на кордиерит и гиперстен объем увеличивается даже на 20%. Возможно ли, чтобы такой необыкновенно большой объемный эффект при высоких температурах и давлениях метаморфизма снизился до нуля и при последующих увеличениях давления даже изменил свой знак? Сделать такое допущение очень трудно, оно представляется мало вероятным, но не абсурдным. По сравнению со всеми другими минералами магnezияльно-железистые гранаты ведут себя столь странным образом, что возможность существования у них некоторых аномалий (например, ненормально большого расширения при высоких температурах) нельзя считать исключенной.

Из приведенного обзора механических и термических свойств силикатов, конечно, не вытекает, что на больших глубинах образование гранатов происходит с увеличением объема. Но из него видно, что измеренные в комнатных условиях удельные веса минералов не могут служить неоспоримым критерием в данном вопросе. В то же время представление о неизменном увеличении роли граната с глубиной находится в решительном противоречии с геологическими данными. Поэтому мы вправе полагать, опираясь на другие методы определения глубинности, что давление благоприятствует образованию граната лишь до некоторых средних глубин; на более же значительных глубинах дальнейшее повышение давления препятствует образованию граната, сужая поле его устойчивости.

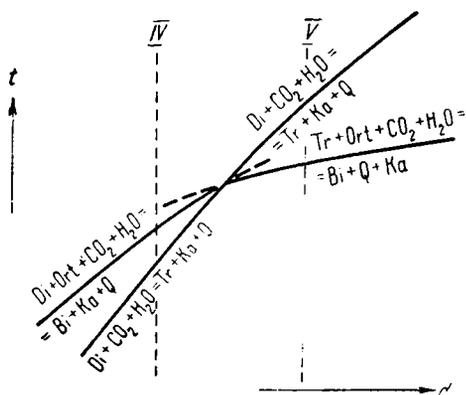
Отсутствие в наиболее глубинных условиях пироксенов с высоким содержанием глинозема (жадеит, хлоромеланит, омфациит, фассаит) обусловлено, вероятно, аналогичными причинами. Эти пироксены абиссофобны, в то время как экалогитовые гранаты с высоким содержанием гроссуляровой молекулы (более 15—20%), а возможно и пиропы, представляют собою минералы средних глубин, неустойчивые в условиях как весьма малых, так и весьма больших глубин.

## 21. Изменение парагенетических соотношений с глубиной

§ 88. Выше для первого приближения мы могли полагать, что кривые равновесия для одностепенных реакций, например реакций с поглощением CO<sub>2</sub>, на диаграмме  $t - d$  не пересекаются между собой. На самом деле соотно-

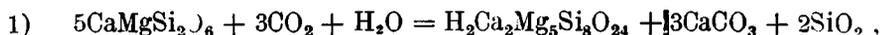
шения сложнее, и эти кривые могут пересекаться. Причина такого пересечения кроется, с одной стороны, в том, что с изменением температуры тепловой эффект различных реакций меняется различным образом в силу различия молекулярных теплоемкостей минералов; с другой стороны, кривые могут пересекаться и потому, что объемный эффект реакции определяется не только поглощением  $\text{CO}_2$ , но и различием молекулярных объемов минералов; поэтому для различных реакций он различен.

§ 89. Такой случай пересечения был установлен мною при сравнительном изучении двух комплексов Восточной Сибири — Алдано-Слюдянского (архей) и менее глубинного Саяно-Станового (см. также Коржишский, 1937—1, стр. 99 и 106). Оказалось, что в архейском комплексе при паложении более низкотемпературных стадий метаморфизма происходит сначала образование

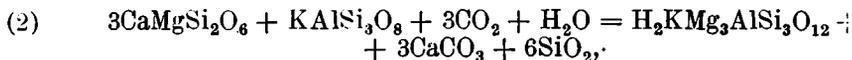
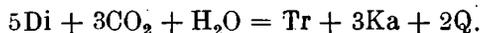


Фиг. 37. Диаграмма температура — глубина. Схема пересечения кривых равновесия для реакций образования тремолита (Tr) и биотита (Bi) в известковых породах.

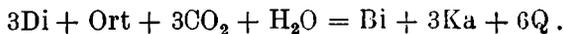
I V — Саяно-Станового комплекса, V — более глубинный Алдано-Слюдянский комплекс.



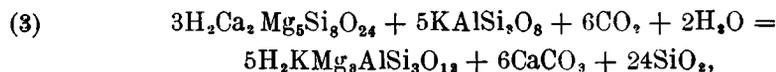
т. е.



т. е.



Точно так же



т. е.



Так как все эти реакции сопровождаются поглощением воды и углекислоты в одинаковом соотношении, то все три кривые равновесия в схеме должны бы иметь на диаграмме  $t-d$  одинаковое направление. Приведенные выше наблюдения заставляют, однако, принять, что эти кривые пересекаются, как показано на фиг. 37, хотя причина этого пересечения неясна.

При детальном изучении парагенезисов в комплексах различной глубинности несомненно будет установлено большое количество такого рода пересечений кривых равновесия, в результате которого выклиниваются поля существования отдельных минералов (как это можно предполагать для ставролита и хлоритоидов) или определенных ассоциаций между минералами.

## *Д. Другие факторы. Общий список минералов*

### **22. Особенности минералообразования у земной поверхности**

§ 90. Выше мы останавливались на тех основных факторах минералообразования, которые, постепенно меняясь с глубиной, обуславливают существование минералогических отличий между образованиями различных горизонтов земной коры. Вблизи земной поверхности условия минералообразования очень резко изменяются, вследствие чего даже магматические и постмагматические процессы, протекающие вблизи земной поверхности, приводят к образованию специфических минералов, отсутствующих на глубине. В особенности своеобразно минералообразование, связанное с воздействием атмосферы, поверхностных и грунтовых вод и органической жизни. Все эти особенности хорошо известны, и лишь детальный анализ мог бы дать что-либо новое. Поэтому мы ограничимся кратким сопоставлением поверхностного и глубинного минералообразований.

§ 91. Температура лав, благодаря окислению их атмосферой, значительно выше, чем глубинных магм (Seifert, 1930, стр. 179), а кристаллизация должна начинаться и заканчиваться при более высоких температурах (вследствие легкого удаления летучих). Поэтому в лавах и их контактах образуются некоторые особо высокотемпературные минералы, неустойчивые при более низких температурах, но сохраняющиеся в силу «закалки». Как неоднократно отмечалось в литературе, сюда относятся следующие минералы: санидин, муллит, клиноэпстатит, пижонит (твердые растворы между клиноэпстатитом и диопсидом), титанапегит, отчасти тридимит.

§ 92. У земной поверхности вследствие быстрого охлаждения растворов, быстрого удаления газов или быстрого высыхания нередко образуются весьма пересыщенные растворы, которые могут осаждать минералы, неустойчивые уже в момент образования и отсутствующие (как метастабильные) в глубинных комплексах. Сюда относятся, например, арагонит, марказит, кристобалит, тридимит, коллоидные минералы (промежуточное коллоидное состояние не исключено, однако, и для глубинных минералов).

§ 93. Глубинное минералообразование (кроме магматического) всегда происходит в присутствии проточных водных растворов, концентрация которых держится в некоторых границах, не допускающих осаждения наиболее легкорастворимых солей. Наоборот, на земной поверхности концентрация растворов ничем не ограничена, и местами возможно полное их высыхание; минералообразование возможно также и в отсутствии водных растворов. В силу этого на земной поверхности происходит образование разнообразнейших легкорастворимых осадочных солей, вулканических возгонов и продуктов выветривания и выщелачивания, совершенно неизвестных в глубинных комплексах.

§ 94. На глубине температура не опускается ниже некоторого предела, обусловленного геотермическим градиентом. Мы видели, что даже в наиболее глубинных комплексах этот нижний предел не особенно высок (вероятно, порядка 150°?), и все же наличие его обуславливает невозможность образования на глубине ряда минералов (ряд минералов группы глини, глаукоцит и пр.).

§ 95. Органическая жизнь поверхности за счет солнечной энергии создает громадное разнообразие эндотермических органических соединений, метастабильных уже в момент образования и, разумеется, отсутствующих при глубинном минералообразовании. Прямое и косвенное воздействие связанной с поверхностной органической жизни создает такое разнообразие в режиме различных химических реагентов (O<sub>2</sub>, органические кислоты и пр.), которое невозможно в глубинных условиях, и приводит к образованию многочисленных специфических для поверхности минералов [самый кислород атмосферы, как показал акад. В. И. Вернадский (1934, стр. 43), является продуктом органической жизни, и потому даже процессы окисления при выветривании косвенно связаны с жизнью].

Воздействие всех указанных в этом разделе факторов, конечно, простирается на некоторую глубину в земную кору, но это проникновение слишком неравномерно, чтобы оно могло служить основанием для выделения фаций глубинности.

### 23. Список минералов, устойчивость которых связана с определенными глубинами

§ 96. В этом списке даны перечисленные в работе минералы, типоморфные для определенных глубин. Совершенно выпущены метастабильные минералы (в частности, аморфные и коллоидные), а также минералы, образующиеся только у земной поверхности. Римские цифры ориентировочно, в качестве первой попытки, показывают фации глубинности, к которым данный минерал приурочен. Значение этих цифр следующее: I — ларнит-мервинитовая фация глубинности; II — геленит-монтichelлитовая; III — периклазовая; IV — волластонит-гроссуляровая; V — безгроссуляровая (§ 43). Порядок расположения соответствует, примерно, тому, в котором минералы приведены в тексте. Названия согласованы с русским переводом Дана (1937).

А. Абиссофобные минералы, разлагаемые на глубине углекислотой:

- I. Ларнит  $\text{Ca}_2\text{SiO}_4$
  - I. Мервинит  $\text{Ca}_3\text{Mg}(\text{SiO}_4)_2$
  - I, II. Монтichelлит  $\text{CaMgSiO}_4$
  - I, II. Геленит  $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$
  - I, II. Мелилит  $\text{Ca}_2(\text{Al}_2, \text{Mg}, \text{Si})\text{SiO}_7$
  - I, III. Периклаз  $\text{MgO}$
  - I—IV. Волластонит  $\text{CaSiO}_3$
  - I—IV. Гроссуляр  $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}$
  - I. Сарколит  $(\text{Ca}, \text{Na})_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
  - I—III. Перовскит  $\text{CaTiO}_3$
  - I—III(?). Гейкилит  $\text{MgTiO}_3$
- 
- I. Спёррит  $2\text{Ca}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{CaCO}_3$
  - I. Тиллеит  $\text{Ca}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{CaCO}_3$
  - I. Скоутит  $\text{Ca}_3\text{Si}_4\text{O}_{11} \cdot 3\text{CaCO}_3$
  - I, II. Кюстерит  $[\text{Ca}(\text{F}, \text{OH})]_2\text{SiO}_3$
  - I, II. Куспидин  $(\text{Ca}, \text{F})_2\text{SiO}_3$
  - I. Гиллебрандит  $\text{Ca}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
  - I. Афиллит  $\text{Ca}_3\text{Si}_2\text{O}_7 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
  - I. Ксонотлит  $5\text{CaSiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
  - I. Риверсайдит  $2\text{CaSiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
  - I. Радиофиллит  $\text{CaSiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
  - I. Крестморит  $4\text{CaSiO}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
  - I. Фошагит  $\text{H}_2\text{Ca}_5\text{Si}_3\text{O}_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
  - I. Гиролит  $\text{H}_2\text{Ca}_2\text{Si}_3\text{O}_9 \cdot \text{H}_2\text{O}$
  - I. Централласит  $\text{Ca}_4\text{Si}_7\text{O}_{18} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
  - I. Окенит  $\text{H}_2\text{CaSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$
  - I. Бульфонтейнит  $\text{Ca}(\text{OH})_2 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{Ca}(\text{OH}, \text{F})_2$
- 
- I. Портландит  $\text{Ca}(\text{OH})_2$
  - I. Гидрокаюмит  $4\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
  - I. Алюмогидрокальцит  $\text{CaH}_2(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{Al}(\text{OH})_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
  - I. Субгидрокальцит  $\text{CaCO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
- 
- I—IV. Везувиан  $\text{Ca}_6[\text{Al}(\text{OH}, \text{F})] \text{Al}_2(\text{SiO}_4)_5$
  - Дюпаркит (близок к везувиану)
  - I—IV. Пренит  $\text{H}_2\text{Ca}_2\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
  - I—III. Пумпеллит  $6\text{CaO} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 7\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
  - I—III. Лавсонит  $\text{H}_4\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$
  - I. Гибшит  $\text{H}_4\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$
  - I. Себоллит  $\text{H}_2\text{Ca}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{16}$
  - I. Плаволит  $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2(\text{SiO}_2, \text{CO}_2) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Кальциевые цеолиты:

- I. Расевинит  $\text{CaO} \cdot 5\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 12\text{SiO}_2 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$  (?)
  - I. Левинит  $\text{CaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
  - I. Лаубанит  $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_4\text{O}_{15} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  (?)
  - I, II. Стеллерит  $\text{CaAl}_3\text{Si}_4\text{O}_{18} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$  (?)
  - I—III. Сколецит  $\text{CaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
  - I—III. Эпидесмин  $(\text{Ca}, \text{Na}_2)\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
- и, возможно, ряд других богатых Ca цеолитов.
- 
- I, II. Пектолит  $\text{HNaCa}_2(\text{SiO}_3)_3$
  - I. Джурупайт  $\text{H}_2(\text{Ca}, \text{Mg})_2\text{Si}_2\text{O}_7$
  - Трускоттит  $2(\text{Ca}, \text{Mg})\text{O} \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
  - I—III. Апофиллит  $\text{KFCa}_4(\text{Si}_2\text{O}_7)_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
  - Лотрит  $3(\text{Ca}, \text{Mg})\text{O} \cdot 2(\text{Al}, \text{Fe})_2 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  (?)
  - I, II. Хуанит  $10\text{CaO} \cdot 4\text{MgO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 11\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
  - I—III. Ильваит  $\text{CaFe}_2^{\text{II}}(\text{Fe}^{\text{III}}\text{OH})(\text{SiO}_4)_2$
  - I. Кальциобитит
  - I—III. Глаукофан  $\text{Na}_2(\text{Al}, \text{Fe})_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3 \cdot (\text{Si}_4\text{O}_{11})_2(\text{OH})_2$
  - I—IV. Антофиллит  $(\text{Mg}, \text{Fe})_7 \cdot (\text{Si}_4\text{O}_{11})_3(\text{OH})_2$
  - I—IV. Куммингтонит  $(\text{Mg}, \text{Fe})_7(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2(\text{OH})_2$
  - I, II. Датолит  $\text{HCaBSiO}_5$
  - I—III. Аксинит  $\text{H}(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{B}(\text{SiO}_4)_4$
  - Таумасит  $\text{CaSiO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot \text{CaSO}_4 \cdot 15\text{H}_2\text{O}$
  - I. Этtringит  $6\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SO}_3 \cdot 33\text{H}_2\text{O}$
  - I. Целестин  $\text{SrSO}_4$
  - I. Ангидрит  $\text{CaSO}_4$
  - II—V. Цоизит  $\text{HCa}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{13}$  — абиссофильный минерал

§ 97. В. Абиссофобные минералы, на глубине неустойчивые в силу восстановления (1) или окисления (2).

(1)

- I. Базальтическая роговая обманка
- I. Псевдобрुकит  $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{TiO}_2$
- Аризонит  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{TiO}_2$
- I. Магнезиоферрит  $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$
- I. Иддингсит  $\text{MgO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
- I. Маккензит  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
- I, II. Алунит  $\text{K}_2\text{Al}_6(\text{OH})_{12}(\text{SO}_4)_4$

(2)

- I. Самородное железо Fe
- I. Иоцит (посидерит) FeO
- Угледороды

§ 98. С. Минералы, требующие определенного общего давления:

- III—V. Дистен
- I, II. Феррокордиерит
- III—V. Альмандин
- III, IV. Fe—Mg—Ca-гранат эклогитов
- I—III. Богатые Al авгиты, например, фассаит, омфацит
- III. Жадеит, хлоромеланит

§ 99. D. Весьма высокотемпературные минералы лав и их контактов:

- I. Санидин
- I. Муллит
- I. Клиноэнстатит
- I. Пижонит
- I. Титанавгит

В табл. 5 дано распределение по фациям глубинности наиболее типичных минералов нашего списка, независимо от температуры образования. В нижних строках даны высокотемпературные метаморфические породы, имеющие химический состав эклогитов и характерные для соответствующих фаций глубинности.

I	II	III	IV	V	
Ларнит, мервинит, спёррит, тиллеит. простые гидросиликаты Са, Са-цеолиты и т. д. Fe, FeO Базальтическая рогообманка, псевдобрукит, магнезиоферрит, иддингсит	Ц о и з и т				
	Дистен, Альмандин				
	Жадеит, хлоромеланит		Fe — Mg — Са-гранаты эклогитов		
	Монтичеллит, геденит, мелилит, кюспидин, кюстерит, датолит, пентолит Алунит Феррокордиерит				
Периклаз, перовскит, лавсонит, пумпеллиит, ильваит, глаукофан Богатые Al авгиты (фассаит, омфацит и др.)					
Волластонит, гроссуляр, везувиан, пренит, антофиллит, кумингтонит					
Типичные метаморфические породы состава кварцевых эклогитов:					
Гиперстеновые роговики (без альмандина)		Эклогиты	Гранатовые амфиболиты	Гиперстеновые плагиогнейсы	

<sup>1</sup> От I к V фации возрастает глубина, общее давление, давление углекислоты и нижний предел давления кислорода, но понижается верхний предел давления кислорода.

#### IV. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

§ 100. Закономерная связь минералообразования с глубиной ставит перед нами плодотворнейшую задачу детального минералогического изучения метаморфических и постмагматических образований различных геологических комплексов, с анализом парагенетических соотношений минералов. Эта работа даст возможность установить детальную и точную шкалу относительных глубин для пород различных температур образования и различного химического состава. Расположив затем всесторонне изученные геологические комплексы по глубинам их формирования, мы получим отчетливую картину зависимости типа различных геологических процессов от их глубинности и характер изменения взаимосвязи этих процессов с изменением глубины; получим, таким образом, разрез через земную кору в зонах складчатости. Пока в нашем распоряжении имеется лишь весьма отрывочный материал, все же позволяющий установить несомненную закономерную зависимость геологических процессов от глубинности и выдвинуть ряд новых геологических проблем.

§ 101. Громадное значение имеет тот факт, что каждый геологический комплекс нередко на громадном протяжении обнаруживает признаки одной и той же глубины формирования, по крайней мере, по простиранию складчатой зоны. Так, архейский комплекс Восточной Сибири во всех своих выходах имеет в точности одни и те же минералогические особенности и те же закономерности парагенезисов (отсутствие волластонита, гроссуляра, отсутствие в содержащих кварц породах парагенезисов клинопироксенов с железо-магнезиальным гранатом и т. д.). А между тем изученные выходы на Алданской плите и в Южном Прибайкалье отстоят друг от друга более чем на 1600 км; такое же постоянство наблюдается для Саяно-Станового комплекса на протяжении более 2000 км (от Енисейского кряжа до Станового хребта); на этом протяжении для Саяно-Станового комплекса (протерозой) характерно отсутствие гиперстена в полевошпатовых породах, обычна ассоциация роговой обманки и клинопироксена с Mg — Fe-гранатом, обычен гроссуляр, встречается волластонит, отсутствует периклаз и пр. Вместе с тем сохраняется и постоянство всех других признаков комплекса: типа гранитов и жильных пород, характера метаморфизма и минеральных месторождений. Постоянство минеральных фаций для архея Феноскандии отметил Эскола (Eskola, 1920). В Казахской степи на громадном протяжении встречаются одни и те же ассоциации палеозойских пород и те же месторождения. Эти факты доказывают необычайно закономерное «всплывание» складчатых комплексов целыми зонами, а не отдельными глыбами, так что эрозионный срез продвигается примерно параллельно первоначальной дневной поверхности. В сущности, покамест даже непонятно, почему это поднятие происходило столь закономерно.

§ 102. Ряд проблем ставит связь степени этого поднятия с возрастом и типом складчатости. Так, наиболее глубинная безгроссуляровая фация с гиперстеновыми гнейсами представлена исключительно архейскими комплексами. Этот факт нельзя объяснить одной длительностью поднятия, так как в местах налегания на архей осадочных пород протерозоя видно, что поднятие в основном закончилось уже к протерозою, когда размывались примерно те же породы, что и сейчас. Вообще, повидимому, каждое поднятие завершается до начала следующего периода — цикла, так что в каждый тектонический период зона складчатости имеет свое опускание и, после складчатости, свое самостоятельное поднятие, независимое от предыдущей истории области. Только так можно объяснить тот факт, что не всегда более древние гранитоидные интрузии данного региона оказываются более глубоко эродированными, т. е. более глубинными: так, нижнепротерозойские «Котовские гранитоиды» Западного Прибайкалья имеют характер средних глубин образования, прилегающие же к ним более молодые (Саяно-Становые) граниты и метаморфические образования имеют весьма глубинный характер. Исключительное поднятие некоторых (не всех) архейских комплексов, вероятно, связано

с особой мощностью тектоно-магматических процессов архея, а не с продолжительной их эрозией. Все эти проблемы требуют специального изучения.

§ 103. Мощные пологие надвиги (Альпы, Норвегия) характерны для геологических комплексов средних глубин; часто эти комплексы характеризуются глаукофановыми сланцами (с лавсонитом, пумпеллином) и эклогитами, о которых говорилось выше. Вероятно, эта связь объясняется тем, что в моменты наибольшего сжатия при складкообразовании на небольших глубинах горизонтальные трещины зажимаются с наименьшей силой и по ним легче всего происходят подвижки. Вероятно, массивы гранитов («батолиты»), занимающие иногда в комплексах средней глубинности громадные площади, при замечательной однородности, являются именно пологими интрузивными залежами, использующими эти пологие трещины (как это для отдельных массивов доказал Г. Клосс). В весьма глубоких комплексах надвиги неизвестны, а граниты дают согласную иньекцию в метаморфизованных породах, без образования крупных однородных массивов. Характер иньекции указывает на приближение к условиям «гидростатического давления».

Обычное мнение о глубинном характере «кристаллических щитов» вполне подтверждается минералогически, что дает нам объективное представление о строении глубоких частей складчатых зон. Имея такой разрез через складчатые зоны, мы видим несостоятельность гипотезы о бездонных батолитах, образующихся путем обрушения кровли: гранитная магма скорее просачивается через глубинные толщи пород, как через сито (см. интереснейшую статью Е. Р. Andrews, 1931).

§ 104. Состав и характер дифференциации гранитоидов связан с глубиной: в общем состав гранитоидов тем более кислый, чем глубже эрозионный срез. Явления дифференциации затухают с глубиной. Замечательно, что в наиболее глубоких комплексах совершенно отсутствуют лампрофиры, столь обычные для жильной свиты гранитоидов меньших глубин.

§ 105. При сопоставлении тектонических и магматических процессов различного возраста нередко упускают из вида глубину эрозионного среза, которая очень часто тем больше, чем древнее комплекс. Отсюда получают необоснованные выводы об особом (кислом) составе докембрийских магм, об особом обилии интрузий в архее и т. д. Однако встречающиеся иногда в докембрии гранитоидные формации малых глубин имеют тот же характер, что и в палеозое (так, упомянутые нижнепротерозойские Котовские гранитоиды имеют довольно меланократовый характер, сильно дифференцированы, сопровождаются лампрофирами и т. д., имея облик, типичный для более молодых интрузий).

§ 106. Интрузии малой глубинности, во всяком случае в гранитовой и геленит-монтichelлитовой фации глубинности, характеризуются «нормальным контактовым метаморфизмом» с образованием роговиков. Интрузии на значительных глубинах всегда сопровождаются образованием кристаллических сланцев. В промежуточных фациях образование роговиков или кристаллических сланцев в значительной степени зависит от местных тектонических условий и характера породы.

§ 107. Громадное значение имеет проблема глубины образования различных месторождений полезных ископаемых. Многочисленные правильные и ошибочные гипотезы, высказанные по этому поводу, скорее всего могут быть проверены и обоснованы изложенным минералогическим методом.

Рядом авторов правильно отмечается, что для месторождений малых глубин особенно характерно наложение низкотемпературных стадий жильного процесса на высокотемпературные («telescoping»). В глубинных же условиях низкотемпературные стадии процесса проявляются обособленно. В силу этого, например, высокотемпературные типы пегматита, без наложения постмагматических явлений, характерны для наиболее глубоких комплексов, а сложные пегматиты с сильным развитием средне- и низкотемпературных явлений характерны для малых глубин, как это установлено А. Е. Ферманом (1932, стр. 438); неправильно было бы заключать отсюда об отсутствии низко-

температурных явлений в глубинных условиях, — просто они иначе и в другом месте проявляются.

Некоторые типы месторождений приурочены к определенным фациям глубинности, не образуясь на большей или меньшей глубине. Так, промышленные оловянные и вольфрамовые месторождения приурочены к комплексам небольших глубин, отсутствуя в типичных глубинных комплексах («кристаллических щитах»), причем вольфрамовые месторождения, повидимому, отсутствуют и в близких к поверхности условиях. Замечательно, что все промышленные месторождения флогопита приурочены к наиболее глубинной фации — безгроссуляровой, характеризующейся гиперстеновыми гнейсами (месторождения Восточной Сибири, Канады, о. Мадагаскара, о. Цейлона). Для этой фации характерно отсутствие жильных и контактовых металлических месторождений (за исключением рассеянной вкрапленности молибдена в диопсидовых породах Канады). Так, в архейском комплексе Восточной Сибири, несмотря на обилие контактов мраморов и доломитов с гранитами, нигде не наблюдается проявления рудного метасоматоза, хотя сами граниты богаты магнетитом.

Промышленные мусковитовые месторождения, повидимому, отсутствуют или нехарактерны для безгроссуляровой фации, а приурочены к менее глубинной волластонит-гроссуляровой фации глубинности, в которой вместо гиперстеновых гнейсов появляются гранат-роговообманковые гнейсы. Эти месторождения отсутствуют на небольших глубинах, например в комплексах с эклогитами и глаукофановыми сланцами, а тем более в комплексах с роговиками без альмадина.

§ 108. Те прогнозы, которые делают геологи при поисках и разведках полезных ископаемых, основаны на методе аналогий, на сопоставлении с лучше изученными месторождениями и комплексами пород. Разумеется, это заключение по аналогии может быть удачным только в том случае, если оба месторождения действительно аналогичны, т. е. образовались в очень сходных условиях, в частности в условиях одинаковых глубин. В настоящее время правильность таких сопоставлений основывается только на опытности и «геологическом чутье» исследователя, т. е. является делом искусства, так как еще не существует определенных, точно сформулированных правил для таких сопоставлений. Несомненно, что в ближайшее время геологический прогноз будет переведен из области искусства в область точной науки, и я не сомневаюсь в том, что минералогический метод определения глубинности образования будет необходимым элементом такого научного геологического прогноза. Установив по минералогическим признакам фацию глубинности данного геологического комплекса пород или данного месторождения, мы легко сможем найти ему аналоги среди хорошо изученных образований той же самой или весьма близких фаций глубинности.

§ 109. Но, разумеется, значение метода не ограничивается правильным отысканием аналогов. Главное значение метода в том, что он дает возможность подойти индуктивным образом к разрешению проблемы зависимости хода различных геологических процессов от глубины. Имея перед глазами результаты всестороннего изучения различных геологических комплексов, расположенных по возрастающей глубинности, мы сможем открыть наиболее сложные закономерности, о существовании которых невозможно даже подозревать, пока мы исходим только из грубых схем возможной роли глубины.

§ 110. Мне кажется, что задача определения относительной глубинности формирования каждого изучаемого геологом комплекса пород не менее важна, чем определение его возраста, и поэтому поискам характерных минералов и парагенезисов должно уделяться не менее внимания, чем поискам фауны. В предлагаемой работе я ограничился только наиболее показательным случаем типоморфных минералов, которые с изменением глубины становятся совершенно неустойчивыми. Хотя мы и насчитали около 85 таких минералов, но, конечно, такие случаи относительно редки; эти характерные минералы могут быть встречены далеко не в каждой породе, а для доказательства не-

устойчивости какого-либо из них в данном месторождении при всех температурах требуется очень большой материал. Возможности метода чрезвычайно расширяются, если мы примем во внимание парагенетические соотношения минералов, а также химический состав некоторых минералов в определенных характерных парагенезисах, т. е. предельные составы минералов, зависимость которых от глубины мы видели на примере граната. Такое расширение дает принципиальную возможность определения не только температуры, но и относительной глубины образования почти для любой равновесной ассоциации нескольких минералов, т. е. почти для любого куска кристаллической породы.

## У. ГЛАВНЕЙШИЕ ПОЛОЖЕНИЯ (ТЕЗИСЫ)

1. Глубинное минералообразование равновесно в том смысле, что каждый минерал в момент своего образования равновесен сам по себе и по отношению к раствору и минералам, с которыми он соприкасался; равновесны, следовательно, и ассоциации минералов, образовавшихся одновременно и в соприкосновении друг с другом. Это утверждение, основанное на наблюдениях, подразумевает, в частности, неприменимость к глубинному минералообразованию правила ступенчатых реакций Оствальда и структурно-химических представлений об особо устойчивых ядрах. Только с приближением к поверхности, в связи с явлениями переохлаждения и пересыщения магмы и растворов, наблюдается выделение неравновесных образований (§§ 12—16).

2. Физико-химическими факторами равновесия для всякого метаморфического и метасоматического минералообразования являются исключительно следующие: 1) температура, 2) общее (равномерное) давление, 3) состав исходной породы, 4) состав раствора, присутствующего при минералообразовании. Стресс не есть фактор равновесия, т. е. не может влиять на минералогический состав, хотя и представляет собою мощный геологический фактор метаморфизма и может обусловить перекристаллизацию (§§ 17—19).

3. Представление о взаимнооднозначной связи температуры и глубины должно быть отброшено, так как даже в комплексах наиболее глубинного типа метаморфический и магматический процессы всегда заканчиваются образованием низкотемпературных минералов. Поэтому классификации метаморфических пород Грубенмана — Ниггли и минеральных месторождений Линдгрена должны рассматриваться как температурные классификации, не имеющие отношения к проблеме глубинности (§ 5).

4. Анализ и сопоставление минеральных образований заставляет нас признать, что всякое метаморфическое, магматическое и постмагматическое образование силикатов, за исключением случая вулканических формаций, происходит в присутствии жидкого раствора, в котором упругость пара воды зависит только от температуры и не зависит ни от глубины, ни от первичного содержания воды, ни от расположения относительно источника этих растворов. В связи с этим температура равновесия для каждой из реакций с участием воды для указанных случаев постоянна и не зависит от глубины (§§ 20—25).

5. Эти водные растворы насыщены углекислотой, так что ювенильная углекислота присутствует при всех минералообразовательных процессах внутри земной коры, причем ее давление правильно возрастает с глубиной, а при данной температуре и глубине поддерживается на постоянном уровне, независимом от местных источников углекислоты (§§ 26—30).

6. Все эти особенности режима воды и углекислоты при всяком метаморфизме, найденные путем анализа закономерностей минералогического состава, указывают на отсутствие таких явлений метаморфизма силикатовых пород, которые были бы обусловлены одним погружением и тектоническими воздействиями. Естественный метаморфизм силикатовых пород всегда обусловлен воздействием магмы или постмагматических растворов (§ 30).

7. Теоретическое рассмотрение показывает возможность следующего хода застывания магмы: по мере кристаллизации магма без перерыва пере-

ходит в жидкий водный раствор, который только в вулканических условиях нацело переходит в газовую фазу, а в более глубоких условиях сохраняет жидкое состояние до полного охлаждения. Вместе с тем, на любых глубинах в некотором интервале температур происходит дистилляция с обогащением из жидкости газовой фазы, богатой наиболее летучими компонентами (CO<sub>2</sub> и др.). Выделение из жидкости этих особо летучих компонентов, по видимому, резко понижает растворимость в ней аллюмосиликатов, вследствие чего процесс вскипания жидкости создает резкое отличие постагматического раствора, бедного глиноземом, от магмы (§§ 31—34).

8. В силу возрастания с глубиной давления углекислоты, на диаграмме температура — глубина кривые равновесия для реакций карбонатизации идут наклонно и должны пересекаться с кривыми равновесия реакций гидратации и с линией максимальной температуры метаморфизма, которые идут примерно параллельно оси глубин. В силу этого пересечения кривых, с изменением глубины происходит выклинивание полей устойчивости для ряда кальциевых и магниевых водных и безводных минералов (§§ 28, 52—54).

9. Последовательность разложения минералов с образованием карбонатов при возрастании давления углекислоты можно предвидеть теоретически двояким образом: 1) путем термодинамического расчета, исходя из величин тепловых эффектов этих реакций; 2) на основании связи, существующей между диаграммой состав — парагенезис и последовательностью метасоматических реакций. В частном случае, если при данной температуре устойчивы несколько минералов или ассоциаций минералов, по составу отличающихся исключительно лишь содержанием кальция, то давление углекислоты, необходимое для разложения этих минералов или ассоциаций с образованием кальцита, тем больше, чем меньше в них содержание кальция (§§ 36—42).

10. С помощью упомянутых методов устанавливается следующая последовательность разложения высокотемпературных минералов, начиная с легко разлагаемых: ларнит — мервинит — монтичеллит и геленит — периклаз — волластонит — гроссуляр. Этот ряд и положен в основу выделения фаций глубинности. И действительно, геологические данные показывают, что первые минералы ряда известны исключительно только в формациях типичного гипабиссального облика (§§ 43—51).

11. Для давления (лучше, летучести или химического потенциала) кислорода при всяком минералообразовании внутри земной коры существуют верхний и нижний пределы, постоянные для данной температуры и давления. В метаморфических породах даже в соседних прослойках может происходить колебание упругости (летучести) кислорода в этих пределах, в зависимости от первичного содержания кислорода; но если первичное содержание обуславливает более высокую или более низкую упругость кислорода, то всегда происходит ее выравнивание путем взаимодействия с метаморфизирующими растворами (§ 61).

12. Верхний предел для давления кислорода с глубиной понижается, будучи на глубине невообразимо низок по сравнению с давлением атмосферы. Поэтому ряд минералов вулканических и гипабиссальных комплексов на глубине неустойчив, разлагаясь с выделением кислорода (§§ 62—67).

13. Существование нижнего предела для давления кислорода обусловлено универсальным присутствием при минералообразовании углекислоты, способной отдавать кислород при достаточно низком падении упругости последнего. Данные для реакции Будауара ( $2CO = CO_2 + C$ ) показывают, что этот нижний предел с глубиной (давлением) должен повышаться. В силу этого некоторые из минералов вулканических формаций на глубине неустойчивы, подвергаясь окислению, например Fe и FeO (§§ 68—72).

14. Существование верхнего предела для летучести или химического потенциала при минералообразовании внутри земной коры можно отметить, помимо O<sub>2</sub>, также для щелочей, S, Cl, F, B, P и некоторых других элементов (§§ 73—74).

15. Возрастание с глубиной общего давления также является существенным фактором, обуславливающим различный наклон и пересечение кривых равновесия разнообразных реакций на диаграмме температура — глубина, чем объясняется приуроченность некоторых минералов и некоторых ассоциаций минералов к определенным фациям глубинности — например, отсутствие дистена и альмандина в самых верхних фациях (§§ 75—76).

16. Объемные эффекты реакций между твердыми фазами с повышением давления, а особенно температуры, могут изменить не только свою величину, но и знак. Поэтому удельные веса, определенные при комнатных температурах, не всегда могут служить достаточно надежным основанием для суждения о влиянии на данную реакцию увеличения глубины. Такое изменение знака объемного эффекта, повидимому, имеет место для реакций образования железо-магнезиального граната за счет гиперстена с плагноклазом или кордиеритом. Химическое поле устойчивости железо-магнезиальных гранатов достигает максимума в эклогитовой фации глубинности, которую на основании присутствия в ней «абиссофобных» минералов, разлагаемых на глубине углекислотой (воластонит, пумпеллит, лавсонит), и в согласии с геоблогическими данными, необходимо относить к средним глубинам; дальнейшее увеличение глубины, как и ее уменьшение, неблагоприятно для реакции образования граната. В пользу такого мнения свидетельствует также высокий коэффициент термического расширения граната и его малый коэффициент сжатия (§§ 77—87).

17. Уже сейчас, несмотря на новизну проблемы, может быть указано большое количество минералов (свыше 85 по списку §§ 96—99), связанных в своем распространении определенными глубинами, главным образом, в силу возрастания с глубиной давления углекислоты, в силу изменения с глубиной режима кислорода, возрастания давления и, наконец, в силу достижимости особо высоких температур в вулканических комплексах. В дальнейшем выявление ассоциаций минералов, устойчивых лишь в условиях определенных глубин, сделает возможным весьма широкое применение минералогического метода определения глубины образования (§§ 88—99).

18. Наблюдается закономерная связь между глубиной формирования складчатых комплексов горных пород, установленной минералогическим методом, и характером тектонических, магматических и минералогических явлений в них. Изучение этой связи имеет большое значение для научного прогноза при поисках и разведках месторождений полезных ископаемых (§§ 100—110).

---

KORJINSKY D. S.

## FACTORS OF MINERAL EQUILIBRIA AND DEPTH FACIES OF METAMORPHISM

### S u m m a r y

The present paper is a widened exposition of the address done before the XVII Session of the International Geological Congress in Moscow. The abstract of the manuscript, presented to the Organizing Committee of the Congress — see Korjinsky 1937 (with a translation in English). In the present paper there are grounded following main conclusions:

1. The deep-seated minerals and associations are stable in the meaning of the term, that each mineral, at the moment of its formations, was stable in itself and was in equilibrium with the minerals and solutions, with which it was contacting; therefore, stable are the associations of minerals, which were formed simultaneously and in contact with each other.

This statement, based on observations, presumes in particular the unadaptability of Ostwald's rool of gradual reactions to the deep-seated formation of minerals, as well as of the structural-chemical conceptions on especially stable molecules («nuclea»). Only with approximation to the surface, in connection with phenomena of overcooling and oversaturation of magmas and solutions, there is observed the deposition of unstable formations (§ 12—16).

2. Physico-chemical factors of equilibrium for each metamorphic and metasomatic formation of minerals are exclusively as follows: 1) temperature, 2) general (equal) pressure, 3) composition of the original rock, 4) composition of the solution, present at the mineral formation. The stress does not be an equilibrium factor, i. e. it cannot affect the mineralogical composition, although it is a mighty geological factor of metamorphism and it can cause the recrystallisation (§ 17—19).

3. The idea that temperature depends on depth is to be rejected, because even in complexes of the most deep-seated type, the metamorphic and the magmatic process is always concluded by the formation of low-temperatured minerals. Therefore, classifications of metamorphic rocks given by Grubenmann-Niggli and of mineral deposits done by Lindgren are to be considered as classifications after the temperature principle, having nothing to deal with the problem of depth (§ 5).

4. The analysis and comparison of mineral formations leads us to the assumption, that each metamorphic, magmatic and postmagmatic formation of silicates, with exception of the case of volcanic formation, occurs in presence of liquid solution, the vapour pressure of water of which is conditioned only by temperature, and don't depend on depth, primary water content, and position relatively to the source of these solutions. In connection with this, the equilibrium temperature for each of these reactions with participation of water is constant for the above mentioned cases and don't depend on depth (§ 20—25).

5. These hydrous solutions are saturated with carbon dioxide, and thus the juvenil carbon dioxide is present in all the mineral-formation processes

within the earth crust, its pressure being regularly increasing with depth; at given  $t^\circ$  and depth it remains at a constant level, independently of local carbon dioxide sources (§ 26—30).

5. The above mentioned peculiarities of  $H_2O$  and  $CO_2$  regime at each case of metamorphism, deduced by analysis of the regularities of mineral composition, show the absence of such metamorphic phenomena at silicate rocks, which would be conditioned only by submergence and tectonic action. The natural metamorphism of silicate rocks is always conditioned by magmatic influence or by that of postmagmatic solutions (§ 30).

7. The theoretical examination shows the possibility of the following process of magma consolidation: along with the crystallization, the magma without interruption passes to a liquid hydrous solution, which only under volcanic conditions is totally transgredient to the gaseous phase, while in more deep-seated conditions it conserves a liquid state till the absolute cooling. At the same time, at every depth, at a certain temperature interval, there occurs a distillation with isolation of a gaseous phase out of the liquid, the former being richer with highly volatile components ( $CO_2$  and other). The expulsion out of the liquid of these highly volatile components is evidently decreasing sharply the solubility of aluminosilicates in the liquid, and consequently the process of liquid's boiling displays a sharp difference between the postmagmatic solution, poor with alumina and the very magma (§ 31—34).

8. In virtue of the increase of  $CO_2$  pressure along with depth, on diagram temperature — depth the equilibrium curves for carbonatization reactions go obliquely and are to intersect with the equilibrium curves of hydratation reactions, and with the line of maximal temperature of metamorphism, which are going parallelly the depths axe. In virtue of this intersection of the curves, together with the depth alteration there occurs a thinning out of the stability fields for a set of calcium and magnesium hydrous and anhydrous minerals (§ 28, 52—54).

9. The sequence of minerals decomposition with formation of carbonates at rising  $CO_2$  pressure may be foreseen theoretically by two methods: 1) by thermodynamical calculation, basing upon the values of thermal effects of these reactions, and 2) basing on the connection, existing between the diagram: composition — paragenesis and the sequence of metasomatic reactions. In the particular case, if at a given temperature several minerals or several mineral associations are stable, after their composition distinguished exclusively by Ca content, — then  $CO_2$  pressure, necessary for the decomposition of these minerals or associations accompanied by calcite formation, is the more, the less is their Ca content (§ 36—42).

10. By aid of the above mentioned methods, there is established the following sequence of decomposition of high-temperated minerals, to begin with easily decomposed ones: larnite — merwinite — monticellite and gehlenite — periclase — wollastonite — grossular. This sequence is just put as foundation stone to distinguish the depth facies. Indeed geological data sustain that the first minerals of the sequence are exclusively known in formations of typical hypabyssal appearance (§ 43—51).

11. For the pressure (or better, for the fugacity or chemical potential) of oxygen at every formation of minerals within the earth crust there exist an upper and a lower limit constant for the given temperature and pressure. In metamorphic rocks even in neighbouring interbeds there may occur a variation of pressure (of fugacity) of oxygen within these limits, in correspondence with the primary oxygen content, but if the primary content is conditioning a higher or a lower pressure of oxygen — there will always occur an equalization of it by the interaction with the metamorphosing solutions (§ 61).

12. The upper limit for oxygen pressure (fugacity) is decreasing with depth, being inconceivably low at the depth, in comparison with the atmospheric pressure. Therefore, a set of minerals of volcanic and of hypabyssal complexes

Typical minerals, ordered after depth-facies independent of temperature of formation <sup>1</sup>

I	II	III	IV	V	
Larnite, Merwinite, Spurrite, Tilleyite, Hydrous silicates of Ca, Ca-zeolites etc. Fe, FeO Basaltic hornblende <sup>†</sup> Pseudobrookite, Magnesioferrite, Iddingsite etc.	Z o i s i t e				
				Disthene, Almandite	
			Fe — Mg — Ca - garnets of eclogites		
			Jadeite, Chloromelanite		
Monticellite, Gehlenite, Melilite, Cuspidite, Custerite, Datolite, Pectolite Alunite Ferrocordierite					
Periclase, Perovskite, Lawsonite, Pumpellyite, Ilvaite, Glaucophane Al-augite (Fassaite, Omphacite etc.)					
Wollastonite, Grossular, Vesuvianite, Prehnite, Anthophyllite, Cummingtonite					
Typical metamorphic rocks with composition of quartz-eclogites:					
Hypersthene hornfels without almandite			Eclogites	Garnet-amphibolites Hypersthene-plagioclase-gneisses	

<sup>1</sup> From facies I to V grow depth, general pressure, pressure of CO<sub>2</sub> and lower limit of pressure of O<sub>2</sub>; but the upper limit of pressure of O<sub>2</sub> decreases.

are unstable at the depth, suffering a decomposition with oxygen outlet (§62—67).

13. The existence of the lower limit for  $O_2$  pressure is conditioned by the universal presence of  $CO_2$  in minerals formation,  $CO_2$  being able to render its oxygen at low enough decrease of pressure of the latter. Data of Boudoir's reaction ( $2CO = CO_2 + C$ ) show, that this lowermost limit is to be increasing with depth (pressure). In virtue of this facts, several of the minerals of the volcanic formations are unstable at the depth, where they are suffering oxydation (for instance Fe and FeO) (§ 68—72).

14. The existence of the upper limit for the fugacity or chemical potential in the mineral formation within the earth crust may be indicated not only for  $O_2$ , but for the alkalis, too, S, Cl, F, B, P and for several other elements (§ 73—74).

15. The increase of general pressure with depth is also an essential factor, controlling a different declivity and intersection of the equilibrium curves of various reactions on diagram temperature — depth, what is explaining the adaptance of several minerals and of several mineral associations to certain (definite) depth facies (for instance — the absence of disthene and of almandite in the uppermost facies) (§ 75—76).

16. Volume's effects of reactions between solid phases with pressure increase, and especially with temperature increase, may alter not only the size, but even the sign (+ or -). Therefore the specific gravities, defined at room conditions are not always a sufficiently sure ground for the statement of influence on a given reaction of depth increase. Such alteration of the sign of voluminal effect is evidently present in reactions of iron—magnesian garnet formation on the account of hypersthene with plagioclase or cordierite. The field of chemical stability of Fe-Mg-garnets attains its maximum in the eclogite depth facies, which on the base of presence within of «abyssophobe» minerals, decomposed at depth by carbon dioxide (wollastonite, pumpellyite, lawsonite) and in accordance with geological data it is necessary to refer to medium depths; a further depth increase, as well as its decrease is unfavourable for garnet formation reactions. For this opinion is also the high coefficient of thermic dilatation of garnet and its small compression coefficient (§ 77—87).

17. Even yet, notwithstanding with the novelty of the problem, there may be shown a large amount of minerals (more than 85 according to the list § 96—99), in their distribution being connected with definite depths, mainly because of the increase of  $CO_2$  pressure along with depth, and, too, in virtue of the alteration of oxygen regime with depth, of increase of pressure, and, finally, in virtue of attainability of especially high temperatures in volcanic complexes. The future detection of mineral associations, stable only under conditions of definite depths, will make possible a very extent application of the mineralogical method to the determination of the depth of the formation of minerals (§ 88—99).

18. There is observed a regular relation between the depth of forming of folded complexes of rocks, established by the mineralogical method, and the character of tectonic, magmatic and mineralogenic phenomena within them. The study of this relations is of great importance for the scientific prognosis during the prospecting of mineral deposits (§ 100—110).

In conclusion we give a table of presumable distribution of several more common minerals according to depth facies, independently of the temperature of their formation. The vertical column I corresponds to the minimal deep «larnite — merwinite» facies, II — to the «monticellite — gehlenite» facies; III — to the periclase one; IV — to the wollastonite — grossular facies; V — to the most deep-seated grossular-free facies.

Below the table there are given high temperatured metamorphic rocks (by their composition approximatively corresponding to eclogites containing quartz), being characteristic for the corresponding depth facies.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аникеев Н. П. 1936. Геология и минералогия Ангаро-Илимских железорудных месторождений. Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, в. 19, 1—169.
- Берг Г. 1933. Геохимия месторождений полезных ископаемых. Изд. ОНТИ.
- Богданов И. Ф. 1935. Химические процессы при высоких давлениях. М. Изд. Акад. Наук.
- Вернадский В. И. 1927. История минералов земной коры, т. I, в. 2.
- Вернадский В. И. 1934. Очерки геохимии. 4-е изд. ОНТИ.
- Вернадский В. И. и Курбатов С. И. 1937. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. Изд. ОНТИ.
- Винчелл А. Н. 1933. Оптика и микроскопия искусственных минералов. Изд. ОНТИ.
- Вольский А. Н. 1935. Теория металлургических процессов, ч. I. Изд. ОНТИ.
- Гольдшмидт В. М. 1933. Типы семейств изверженных пород. Сб. «Основные идеи геохимии», в. 1, 15—23. Изд. ОНТИ.
- Гутенберг Б. 1935. Строение земли. Изд. ОНТИ.
- Заварицкий А. Н. 1928. Коренные месторождения платины на Урале. Геол. ком. Матер. по общ. и прикл. геол., в. 108.
- Зверев В. Н. 1931. Материалы для характеристики Томмотского золотоносного района. Тр. Главн. геол.-развед. управл., в. 26.
- Коржинский Д. С. 1935-1. Термодинамика и геология некоторых метаморфических реакций с выделением газовой фазы. Зап. Мин. о-ва, 64, в. 1, 1—20.
- Коржинский Д. С. 1935-2. Пересечение Станового хребта по Амуро-Якутской магистрали и его геологические комплексы. Тр. ЦНИГРИ, в. 44.
- Коржинский Д. С. 1936-1. Архейские мраморы Алданской плиты и проблема фаций глубинности. Тр. ЦНИГРИ, в. 71.
- Коржинский Д. С. 1936-2. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. Тр. ЦНИГРИ, в. 86.
- Коржинский Д. С. 1936-3. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1, 35—60.
- Коржинский Д. С. 1936-4. Парагенетический анализ кварцсодержащих бедных кальцием кристаллических сланцев архейского комплекса Ю. Прибайкалья. Зап. Мин. о-ва, 65, в. 2, 247—277.
- Коржинский Д. С. 1937-1. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений В. Сибири. Сб. «Слюды СССР». Изд. ЦНИГРИ, 93—114.
- Коржинский Д. С. 1937-2. Зависимость минералообразования от глубины. Зап. Мин. о-ва, 66, в. 2, 369—384.
- Коржинский Д. С. 1937-3. Кристаллические толщи юго-западного Прибайкалья. Путеводитель экскурсий Межд. геол. конгр. 1937 г. Сибирская экскурсия. Вост. Сибирь, 63—68.
- Куплетский Б. М. 1932. Петрография Кольского полуострова. Петрография СССР, сер. I, в. 1. Изд. Акад. Наук.
- Ларсен Е. и Берман Г. 1937. Определение прозрачных минералов под микроскопом. Изд. ОНТИ.
- Лефвинсон-Лессинг Ф. Ю. 1931. Петрография. Л. 2-е изд.
- Лефвинсон-Лессинг Ф. Ю. 1936. Введение в историю петрографии. М. Изд. ОНТИ.
- Линдгрэн В. 1934. Минеральные месторождения, в. 1—3. Изд. ОНТИ.
- Лодочников В. Н. 1934. Краткая петрология без микроскопа. Изд. ОНТИ.
- Лодочников В. Н. 1936. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные. Тр. ЦНИГРИ, в. 38.
- Льюис Дж. и Рендалл М. 1936. Химическая термодинамика. Изд. ОНТИ.
- Мейстер А. К. 1910. Горные породы и условия золотоносности южной части Енисейского округа. Геол. иссл. в золотон. обл. Сибири, в. 9.
- Наковник Н. И. 1936. Вторичные кварциты и их руды. Тр. ЦНИГРИ, в. 58.
- Пилипенко П. П. 1930. К геологии и минералогии Слюдянского района. Мин. сырье 5, 10, 1345—1366.
- Ранкин Д. А. — Райт Ф. Е. 1935. Тройная система  $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ . Л. Изд. «Силикатная ассоциация».

- Рожков Б. Н., Моор Г. Г. и Ткаченко Б. В. 1936. Материалы по геологии и петрографии Анабарского массива. Тр. Аркт. ин-та, 64.
- Саранчина Г. 1936. Комплекс нефелино-мелилитно-монтицеллитовых пород массива Патын в районе Горной Шории Зап. Сибири. Учен. зап. Ленингр. унив., 9, 46—60.
- Смирнов С. С. 1928. Материалы к геологии и минералогии Южного Прибайкалья. Геол. ком. Матер. по общ. и прикл. геол., в. 83.
- Соболев В. С. 1935. Редкий тип контактового метаморфизма известняков. Зап. мин. о-ва, 64, в. 1, 162—165.
- Соболев В. С. 1936-1. Геолого-петрографический очерк района р. Илимпей. Изв. Геогр. о-ва, 67, в. 6, 671—699.
- Соболев В. С. 1936-2. Петрология трапсов Сибирской платформы. Тр. Аркт. ин-та, 43.
- Справочник физич., химич. и технолог. величин. Техническая энциклопедия. Изд. Советская энциклопедия, 1930, 5; 1931, 6; 1933, 10.
- Столяр М. Я. 1934. Геология и золотоносность Учуро-Чюльбинского района Якутской АССР. Тр. Научно-иссл. и-та геол. и мин., в. 5.
- Улих Г. 1933. Химическая термодинамика. Изд. ОНТИ.
- Усов М. А. 1925 и 1932. Фации и фазы интрузивов. Томск.
- Усов М. А. 1935. Геология рудных месторождений Зап.-Сиб. края. Томск.
- Ферсман А. Е. 1932. Пегматиты. I. Гранитные пегматиты. Тр. СОПС Акад. Наук.
- Хитаров Н. И. и Иванов Л. А. 1936. К геохимии хрома в надкритических условиях. Проблемы сов. геол., 6, 12, 1098—1100.
- Чирвинский П. Н. и Орлов Н. 1914. К минералогии Кавказа и Крыма. Ежегодн. по геол. и мин. России, 16, в. 9, 246—263.
- Чирвинский П. Н. 1936-1. Фосалласит из Хибинской тундры. Сб. Акад. Наук В. И. Вернадскому к 50-летию деятельности, т. I, М. 757—763.
- Чирвинский П. Н. 1936-2. Новейшие успехи в изучении минералов Хибинских и Ловозерских тундр. Природа, 8, 94.
- Шенк Г. 1935. Физико-химия металлургических процессов, ч. I. Научно-техн. изд. Украины.
- Шубникова О. М. и Юферов Д. В. 1934. Справочник по новым минералам 1922—1932. Л. Изд. ОНТИ.
- Шубникова О. М. 1936. Новые минералы, открытые в 1933—34 гг. Тр. Ломоносовск. ин-та Акад. Наук, в. 7, 305—339.
- Эйтель В. 1936. Физическая химия силикатов. Л.
- Эскола П. 1936. Минеральные фации горных пород. Переводы по геол. и пол. ископ. Центр. геол. библи. Л., 61 (литогр.).
- Adams F. — Barlow A. 1910. Geology of the Haliburton and Bancroft Areas, Province of Ontario. Canada. Dep. of Mines. Geol. Surv. Branch. Memf., 6.
- Andrews E. P. 1931. Igneous intrusions and ore deposits of the zone of flowage. Econ. Geol., I, 1—23.
- Bäcklund H. G. 1936. Zur genetischen Deutung der Eklogite. Geol. Rundschau, 27, 1, 47—61.
- Becke F. 1913. Ueber Mineralbestand und Struktur der krystallinischen Schiefer. Denkschr. d. k. Akademie der Wissenschaften. Math.-Nat. Kl., Wien, 75, 1, 1—54.
- Bowen N. L. — Schairer I. F. 1935. The system MgO — FeO — SiO<sub>2</sub>. Am. Journ. Sci. 5 ser., 29, 170, 151—217.
- Bridgman P. W. 1939. The linear compressibility of thirteen natural crystals. Am. Journ. Sci., 15, 287—297.
- Buddington A. F. 1935. High-temperature mineral associations at shallow—to moderate depths. Econ. Geol., 30, 3, 205—222.
- Dana E. S. 1932. A Textbook of mineralogy. New York.
- Daly J. W. 1935. Paragenesis of the mineral assemblage at Crestmore Riverside country, California. Am. Min., 20, 9, 638—659.
- Dunham K. C. 1933. A Note on the texture of the Crestmore contact rocks. Am. Min., 18, 11, 474—477.
- Eitel W. (in Gemeinschaft mit W. Irmer u. L. Veldé). 1920. Das Vorkommen tellurischen Eisens im Basalte des Bühls bei Kassel, seine Begleitminerale und Genesis. Abhandl. Senkenbergischen Naturf. Gesellschaft, 37, 2.
- Eskola P. 1915. Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk etc. Summary: On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijarvi region. Bull. Comm. Geol. de Finl., 44.
- Eskola P. 1920. The mineral facies of rocks. Norsk. Geol. Tidsskrift, 6, 1—2, 141—194.
- Eskola P. 1921. On the eclogites of Norway. Videnskaps. Skrift I. Math.-Nat. Kl., 8.
- Eskola P. 1929-1. On mineral facies. Geol. Föreningens Förhandlingar, 51, 2, 377, 157—172; Ref. N. Jahrb., 1934, 1, 2, 160—162.
- Eskola P. 1929. On the role of pressure in rock crystallization. Bull. Comm. Geol. de Finl., 85, 77—83.
- Goldschmidt V. 1911. Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Videnskapsskr. I. Math.-Nat. Kl., 1.
- Goldschmidt V. 1912. Die Gesetze der Gesteinsmetamorphose, mit Beispielen

- Grubenmann U., Niggli P. 1924. Die Gesteinsmetamorphose. Berlin.
- Harker A. 1932. Metamorphism. London.
- Hintze C. 1936. Handbuch der Mineralogie. Neue Mineralien (Ergänzungsband) Lief. 1, 2. Berlin.
- Korjinsky D. S. 1937. Dependence of mineral stability on the depth. Mem. Soc. Russe de Min., 66, 2, 385—396.
- Landolt-Börnstein. Physikalisch-chemische Tabellen, III. Erg.-Band, 1935, t. 1; 1936, t. 3.
- Lindgren W. 1913—1928. Mineral-deposits. New York.
- McLintock. 1932. On the metamorphism produced by the combustion of hydrocarbons in the tertiary sediments of South-West Persia. Min. Mag., 23, 139, 207—226.
- DeLury J. S. — Lane H. C. 1935-1. Radioactivity and geothermal gradients. Pan. Am. Geol., 64, 2, 99—106.
- DeLury J. S. — Spivak J. 1935-2. Concomitance of diverse geothermal gradients. Pan. Am. Geol., 64, 3, 185—192.
- Niggli P. 1920. Die Leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Leipzig.
- Quitow H. W. 1935. Diabas-Porphyrite und Glaukophangesteine in der Trias von Nordkalabrien. Nachr. Gesellschaft d. Wissensch. zu Göttingen. Math.-phys. Kl. Gr. IV. Geol. Min. N. F., I, 9, 83.
- Quitow H. W. 1936. Pumpellyit, ein häufiges Hydrothermal- und Sekundärmineral in basischen Gesteinen. Zbl. f. Min. A, 2, 39—46.
- Rosenbusch H. — Osann A. 1923. Elemente der Gesteinlehre. Stuttgart.
- Rosenbusch-Mügge. 1927. Mikr. Physiogr. Min. und Gesteine. Stuttgart. I, 2.
- Seifert H. 1930. Geologische Thermometer. Fortschr. f. Min., Krist., Petr., 14, 2, 167—291.
- Sobolev V. S. 1935. The iron ore deposits of the Ilimpeia river, eastern Siberia. Econ. Geol., 30, 7, 783—791.
- Stark M. 1936. Kalksilikatgesteine bei Galzignano in den Euganeen. N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., A, 71, 2, 342—361.
- Taylor I. H. 1935. A contact metamorphic zone from the Little Belt Mountains, Montana. Am. Min., 20, 2, 120—128.
- Tilley C. E. 1929. On larnite and its associated minerals from the limestone contact-zone of Scawt Hill, Co. Antrim. Min. Mag., 22, 125, 77—86.
- Tilley C. E. 1930. Scawtite, a new mineral from Scawt-Hill, Co. Antrim. Min. Mag., 22, 128, 222—224.
- Tilley C. E. 1933. Portlandite, a new mineral from Scawt-Hill, Co. Antrim. Min. Mag., 23, 142, 419—420.
- Tilley C. E. 1934. Hydrocalumite, a new mineral from Scawt-Hill, Co. Antrim. Min. Mag., 23, 146, 607—615.
- Tilley C. — Harwood H. 1931. The dolerite-chalk contact of Scawt-Hill, Co. Antrim. The production of basis alkali-rocks by the assimilation of limestone by basaltic magma. Min. Mag., 22, 132, 439—468.
- Turner F. I. 1935. Contribution to the interpretation of mineral facies in metamorphic rocks. Am. Journ. Sci., 5 ser., 29, 173, 409—421.
- Van-Hise C. R. 1904. A treatise on metamorphism. U. S. Geol. Surv. Mon., 47.
- Väyrynen H. 1923. Petrologische Untersuchungen der granito-dioritischen Gesteine Süd-Ostbothniens. Bull. Com. Geol. Finl., 57.
- Weinschenk E. 1906. Ueber Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer. Abh. d. k. Bayer. Akad. d. Wiss. II Kl., 22, 3, 729—798.
- Winchell A. N. 1931. The microscopic characters of artificial inorganic solid substances or artificial minerals. New York.
- Winchell A. N. 1933. Element of optical mineralogy, p. II, 3 ed. New York.
- Wright F. E. 1908. On three contact minerals from Velardena, Durango, Mexico (Gehlenite, Spurrite and Hillebrandite). Am. Journ. Sci., 4 ser., 26, 156, 545—54.

