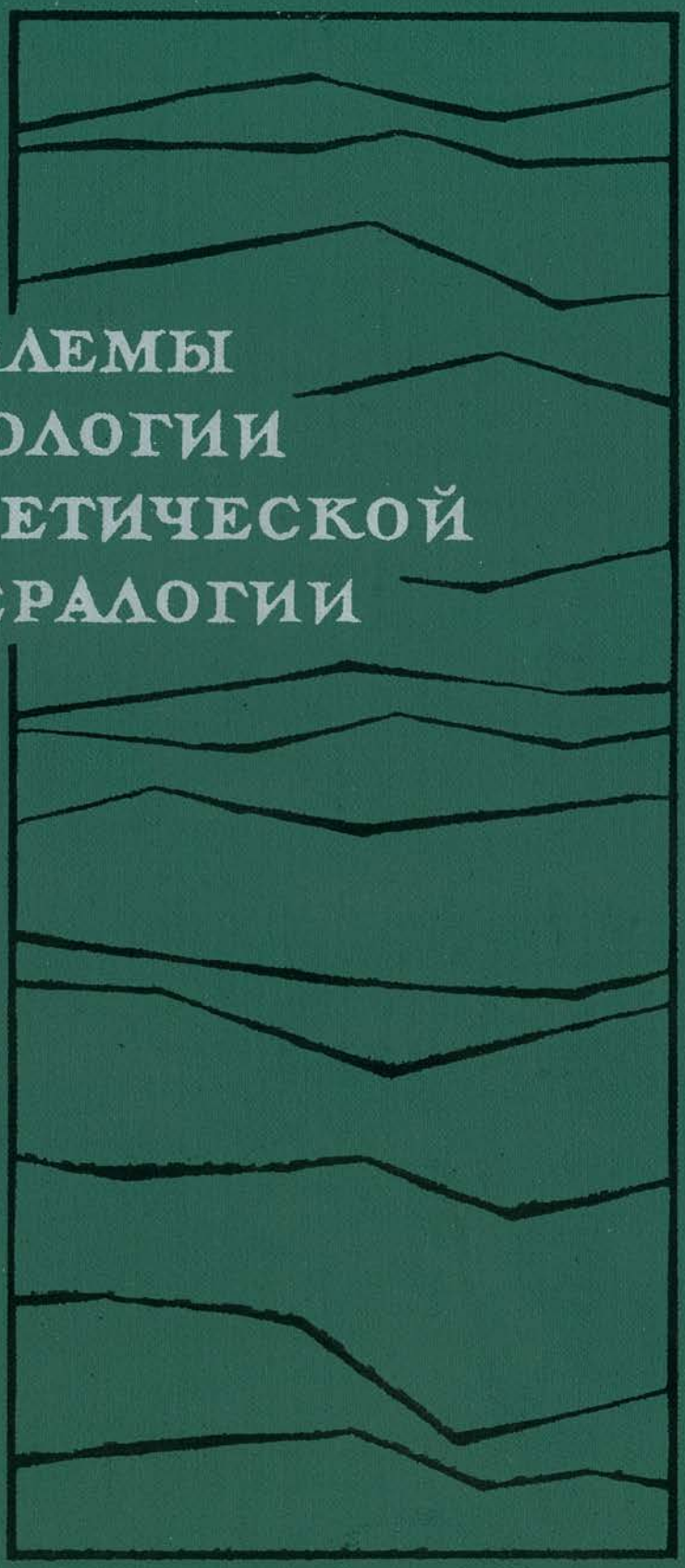
ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ И ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ

I

ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ И ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH
INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

PROBLEMS OF PETROLOGY AND GENETIC MINERALOGY

Volume I

PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
Moskow 1969

ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ И ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ

Том I

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1969

УДК 552,1 : 549.0

ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ И ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ. Т. I. ИЗД-ВО «НАУКА» (В ДВУХ ТОМАХ)

В книге рассматриваются наиболее актуальные проблемы современной петрологии и минералогии: роль глубинных растворов в формировании гранитов и возможное состояние воды в мантии, эклогиты и фазовые переходы в мантии, состав и эволюция подкоровых масс, вопросы образования гипербазитов, кимберлитов, базальтоидов, в частности, траппов Сибирской платформы, щелочных пород и гранитоидов.

Генезис гранитоидов и энергетика интрузивных процессов рассматриваются с привлечением нового экспериментального материала. В ряде статей рассматривается термодинамика эндогенного минералообразования, а также результаты гидротермального синтеза некоторых силикатов.

РЕДКОЛЛЕГИЯ СБОРНИКА:

Н. Л. ДОБРЕЦОВ (ученый секретарь),

Ю. А. ДОЛГОВ, А. М. ДЫМКИН, В. В. ЗОЛОТУХИН,

В. П. КОСТЮК (академик), Ю. А. КУЗНЕЦОВ (ответственный редактор), Г. В. ПИНУС, В. В. ХЛЕСТОВ

2-9-2
430-69 (I)

30 мая 1968 года исполнилось 60 лет со дня рождения крупнейшего советского петролога и минералога академика Владимира Степановича Соболева.

Круг научных интересов юбиляра весьма широк — от сложнейших вопросов кристаллохимии силикатов и многочисленных проблем магматизма, метаморфизма и метасоматоза до строения верхней мантии Земли. Институт геологии и геофизики СО АН СССР, где работает юбиляр, обратился к советским и зарубежным исследователям, занимающимся этими вопросами, с предложением отметить юбилей академика В. С. Соболева участием в специальном сборнике статей, который ныне и представляет эта книга.

Всю подготовительную работу к выпуску сборника вела редколлегия во главе с ее ответственным редактором академиком Ю. А. Кузнецовым. Переводчики статей, присланных зарубежными авторами, указаны в оглавлении. Их редактирование, так же как редактирование остальных статей, осуществлено членами редколлегии.

РЕДКОЛЛЕГИЯ

Bloch

1

ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ПЕТРОЛОГИЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ИНТРАТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ПОТОКОВ ТЕПЛА И ВЕЩЕСТВА КАК АГЕНТОВ МЕТАМОРФИЗМА И МАГМООБРАЗОВАНИЯ

Ю. А. КУЗНЕЦОВ, Э. П. ИЗОХ
Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск

Сейчас очень многие петрологи, занимающиеся метаморфизмом и гранитообразованием, считают, что региональный метаморфизм и образование гранитной магмы — явления внутрикоровые и взаимосвязанные, причем прогрессивный региональный метаморфизм во времени, естественно, предшествует появлению гранитного расплава. Но по таким кардинальным вопросам, как происхождение тепла и растворов, являющихся основными агентами прогрессивного метаморфизма и магмообразования, разногласия весьма велики. Одни исследователи ищут источники метаморфизующих и магмообразующих растворов, являющихся в то же время и основными теплоносителями, в мантии, считая их продуктами дифференциации ее вещества. Другие склонны связывать региональный метаморфизм и образование гранитной магмы с погружением мощных толщ осадков и вулканитов в области высоких температур по мере их накопления и прогибания геосинклинального трога. При этом степень прогревания метаморфизующей толщи определяется глубиной ее погружения и величиной геотермического градиента, а источниками метаморфизующих и магмообразующих растворов, по мысли этих исследователей, являются сами осадочные толщи. Иначе говоря, по этим представлениям, региональный метаморфизм — это «геотермический» метаморфизм без привноса вещества.

В статье предпринята попытка показать, что обе гипотезы действительны для специфических случаев, но образование значительных объемов гранитоидной магмы, способной к интрузиям в верхние слои литосферы, возможно только в случае проникновения в область метаморфизма и магмообразования растворов (эманаций) глубинного, подкорового происхождения.

Региональный геотермический метаморфизм, основными факторами которого являются гидростатическое давление и тепло внутренних частей Земли, зависящие от величины погружения данного слоя по мере накопления более молодых осадочных или других толщ, лучше всего

иллюстрировать на примере двух крайних случаев. Первый случай — это совокупность минеральных преобразований в осадках, которые получили название эпигенеза и метагенеза (Копелиович, 1965; Коссовская и др., 1963). Они наблюдаются в почти горизонтально лежащих платформенных толщах, причем даже в этих условиях образуются гидрослюды и хлориты, т. е. возникает минеральная ассоциация, близкая к метаморфической филлитовой фации.

Другой случай проявления чисто геотермического метаморфизма — толщи кристаллических сланцев гранулитовой и частично амфиболитовой фаций, широко распространенные в пределах всех кристаллических щитов. Поразительно равномерный метаморфизм на громадных площадях, характерная тектоника, выражающаяся в развитии брахиструктур крупного плана и ярко выраженных структур течения, говорящих о достижении вполне пластичного состояния во время метаморфизма, отсутствие крупных гранитоидных интрузий, с которыми можно было бы связать метаморфизм,— все это в совокупности приводит многих исследователей (Кузнецов, 1941; Каденский, 1961; Менерт, 1963; Лутц, 1964; Добрецов и др., 1966) к выводу об образовании гранулитовой фации в условиях высоких температур и давлений, в статической обстановке, т. е. о существенно геотермической природе метаморфического процесса. Все исследователи гранулитовой фации отмечают также, что, несмотря на высокотемпературность метаморфизма гранулитовой фации, количество образующихся при этом анатектических выплавок аплитового или аляскитового состава всегда очень мало и не идет ни в какое сравнение с масштабами анатексиса, проявляющегося в породах амфиболитовой фации. Кристаллические сланцы гранулитовой фации почти всюду залегают в основании геологического разреза докембрия. В. В. Белоусов в своей модели строения коры и верхней мантии высказывает даже предположение, как нам кажется достаточно обоснованное, что в пределах материков породы гранулитовой фации образуют в основании осадочно-метаморфической коры сплошной слой (Белоусов, 1966 $_{1-2}$).

Сложнее обстоит дело с доказательством возможности проявления геотермического регионального метаморфизма в пределах фанерозойских складчатых областей. Теоретически одно погружение осадочных толщ на глубину 10—15 *км* (обычный диапазон геосинклинального прогибания) может вызвать их метаморфизм, примерно соответствующий фации зеленых сланцев. Но доказать, что эти преобразования обусловлены именно геотермическим метаморфизмом, почти всегда невозможно, потому что в этих же толщах практически всегда проявляется и другой вид метаморфизма, связанный с местными поднятиями магматических масс или потоков тепла и интрателлурических растворов, который, вслед за Ридом (Read, 1957), можно назвать плутоническим метаморфизмом.

Области проявления регионального плутонического метаморфизма, в отличие от геотермического, не зависят от стратиграфических границ, степень метаморфизма неравномерна и быстро изменяется от самых слабых изменений до преобразований, соответствующих амфиболитовой фации. Изограды метаморфизма часто пересекают стратиграфические границы и могут иметь антиклиналеподобную форму, но очень часто они явно контролируются зонами глубинных разломов типа зон смятия (Хорева, 1963, 1966). Иногда в центральных или осевых частях области метаморфизма залегают гранитоидные тела, но часто метаморфизм проявляется и вне видимой связи с гранитоидным магматизмом. Такого рода явления описаны Ридом (Read, 1957) и Кеннеди (Kennedy, 1948) в Шотландии, Чаттерджи (Chatterjee, 1961) в Альпах, Мишем (Misch, 1949) в Гималаях, Б. Я. Хоревой (1963, 1966) в Иртышской зоне смятия и на Памире, Г. М. Друговой и А. Н. Нееловым (1960) в Становике, В. А. Рудником и Л. М. Алексеевым (1964) на Дальнем Во-

стоке, Ю. Е. Молдаванцевым и А. С. Перфильевым (1962) на Полярном Урале. Такие примеры можно привести для любой складчатой области мира.

Исключительный интерес представляют данные Чаттерджи (Chatterjee, 1961), относящиеся к региональному метаморфизму в районе Симплонского туннеля в Альпах. Благодаря скрупулезным структурным и микроструктурным наблюдениям им было показано, что региональный метаморфизм в этом районе, выразившийся в образовании пород зеленосланцевой и альмандин-амфиболитовой фации (в частности, с альмандином, ставролитом, кианитом и силлиманитом), во-первых, не сопровождается видимой магматической деятельностью, а во-вторых, проявился после складчатости и надвигов, после проявления сквозных дифференциальных движений, и, следовательно, приурочен не к погружениям, а к периоду воздымания складчатой области. При этом Чаттерджи особо оговаривает, что метаморфизм происходил в геологически очень краткий промежуток времени: примерно на рубеже раннего и среднего олигоцена. Вывод о приуроченности регионального плутонического метаморфизма к эпохам воздымания, а не погружения разделяется многими исследователями (Ферхуген, 1961; Семененко, 1963; Дюфур, 1964; Маракушев, 1965; Misch, 1949; Kennedy, 1948 и др.).

Как показано Чаттерджи, региональный плутонический метаморфизм не может быть связан со значительным погружением и с тектоническими деформациями. Расчеты, проведенные рядом ученых, показывают, что тепло, выделяемое при этих деформациях, недостаточно для рассматриваемых метаморфических явлений. Для этого, как указывают Ф. Тернер и Дж. Ферхуген (1961), необходим более мощный тепловой поток, чем тот, который обеспечивает нормальный геотермический градиент и другие внутрикоровые явления, и поэтому остается обращаться только к каким-то глубинным процессам. Ф. Тернер и Дж. Ферхуген считают наиболее вероятным предположение, что агентом регионального метаморфизма являются большие количества водяного пара, притом ювенильного (глубинного), а не высвобожденного из материала коры. В последнее время идея о значительной роли метасоматических явлений в процессах регионального метаморфизма развивается А. А. Маракушевым (1965), причем для нас особенно интересен его общий вывод о последовательной смене раннего натрового метасоматоза, сопровождающего процессы спилитизации и образование альбит-хлоритовых и глаукофановых сланцев, процессами более позднего — сначала натрово-калиевого, а затем калиевого метасоматоза, сопровождающего образование мигматитов и явления гранитизации.

Тут мы подходим к проблеме регионального метасоматоза, в том числе гранитизации, и гранитного магмообразования в земной коре. Часто полагают, что источником вещества при гранитизации является перераспределение материала коры при ультраметаморфизме: выплавление или высвобождение легкоплавких и легколетучих компонентов, в том числе гранитной эвтектики, из нижних частей «гранитного» слоя коры, т. е. из самых глубокозалегающих метаморфических толщ сиалического состава, и перенос их кверху, в зону гранитизации, мигматизации и анатексиса (Ramberg, 1952; Судовиков, 1964; Менерт, 1963; Белоусов, 1966, и др.).

В принципе подобные явления вряд ли можно отрицать. Однако одними ими трудно объяснить региональную гранитизацию, которая часто достигает грандиозных масштабов, захватывает самые глубинные, в том числе предварительно «обезвоженные» и лишившиеся большей части летучих компонентов зоны земной коры, и к тому же приводит к формированию метасоматических и магматических продуктов самого различного, но для определенных структур и эпох строго определенного

состава (см. далее). Поэтому тут никак нельзя обойтись без представлений о существовании ювенильных подкоровых потоков вещества.

Х. Х. Рид дал наиболее полный обзор истории развития этих представлений. Первоисточником их он считает Ч. Лайеля, который еще в 1838 г. писал, что развитие метаморфизма и появление гранитной магмы в недрах Земли являются следствием одних и тех же плутонических причин (Рид, 1949, стр. 291). Наибольший вклад был сделан геологами французской школы (Фурне, Делесс, Мишель-Леви, Лакруа, Термье, а позднее Демэй, Рагэн, Лоншамбон, Жюнг, Рок и др.), которые ввели в науку, как выражается Х. Х. Рид (1949, стр. 225), понятие о глубинных эманациях, минерализаторах, потоках летучих как о субстанции огромной важности в процессах метаморфизма и плутонизма. Х. Х. Рид пишет, что идеи французской школы затем были подхвачены и углублены геологами скандинавской школы (Эскола, Вегманн, Баклунд, Кранк и др.), которые рассматривали явления гранитизации и мигматизации как результат действия эманаций, диффундирующих из неясных источников кверху, в более высокие горизонты земной коры (Рид, 1949, стр. 252).

Таким образом, идея о том, что гранитные породы земной коры являются, с одной стороны, продуктом преобразования материала самой коры, а с другой — следствием привноса вещества и энергии из более глубинных источников, имеет длительную историю. Сторонниками этой идеи и сейчас являются многие исследователи (Рид, 1949; Holmes, 1944; Bemmelen, 1952; Misch, 1949; Härme, 1958; Коржинский, 1952; Виноградов, 1959, 1962; Barth, 1952; Шейнманн, 1963; Соболев, 1964; Гзовский, 1964; Дюфур, 1964 и др.). С нашей точки зрения, только признав такую двойственную, но диалектически единую природу коровых гранитных масс, можно понять очень многие важные особенности их состава, эволюции во времени и в пространстве, связанной с ними металлогении и т. д.

В этой проблеме существуют спорные и вовсе не решенные вопросы. Наиболее неясным все еще остается вопрос об источнике энергии гранитизации и корового гранитного магмообразования и способе ее передачи в земную кору из глубоких недр. Как и для случая плутонического регионального метаморфизма, причиной повышения температуры нельзя считать тепло, выделяемое при механических деформациях, ни тем более нормальной геотермический градиент, т. е. погружение ложа геосинклиналей. Последнее приходится отвергать еще и потому, что появление в земной коре крупных гранитных масс практически всегда связано не с эпохами геосинклинального прогибания, а с эпохами поднятия складчатых сооружений или уже давно консолидированных устойчивых областей. Известны высказывания, что причиной временного подъема геоизотерм может быть подъем или внедрение высоконагретых основных или даже ультраосновных магм (Holmes, 1932; Wegmann, 1938 и др.). Эти магмы действительно часто во времени предшествуют гранитизации и формированию крупных гранитных масс. Однако объем ультраосновных и основных интрузий, как правило, весьма невелик, признаки значительного их перегрева (против температуры кристаллизации) обычно не фиксируются, притом сами ультраосновные и основные породы испытывают сильный метаморфизм и гранитизацию. Кроме того, явления интенсивного базальтоидного магматизма (например, раннегеосинклинального) чаще всего значительно оторваны во времени от плутонического гранитоидного магматизма и, судя по многим геологическим данным, не находятся в прямой причинной связи. Таким образом, этот источник тепла представляется маловероятным.

Следует добавить, что сам процесс магмообразования в земной коре является эндотермическим, т. е. требует дополнительных, непрерывно

пополняемых источников тепла. Поэтому не остается другой возможности, кроме как считать причиной регионального (плутонического) метаморфизма, регионального метасоматоза и гранитного магмообразования процессы, происходящие в глубинах мантии, т. е. в такой области, о которой мы еще почти ничего не знаем. Однако мы имеем возможность судить о происходящих там процессах по тем воздействиям, которые они оказывают на материал земной коры и на возникающие за счет него магматические продукты.

Перейдем теперь к разбору некоторых конкретных геологических примеров, иллюстрирующих эту простую, но часто скептически встречаемую идею.

Наиболее яркое свидетельство подкорового происхождения агентов регионального метасоматоза — это гранитизация «базальтового» слоя в материковой части земной коры. Один из уникальных случаев выхода «базальтового» слоя на дневную поверхность недавно был описан на Кольском п-ове В. В. Ждановым (1965, 1966$_1$). Здесь, в пределах двух крупных тектонических структур — Печенгского блока и Лапландской зоны, распространены основные двупироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы, по валовому составу близкие к норитам или диоритам, метаморфизованные в гранулитовой фации. Эти породы аналогичны наиболее основным членам так называемой чарнокитовой серии, причем представлены они в почти сплошном развитии. Геофизическими методами здесь установлено, что породы, слагающие Лапландский блок, распространены вплоть до раздела Мохо, а в соседних структурах — продолжаются под мощными толщами кислых кристаллических сланцев и гнейсов, отвечая именно той части коры, которую называют «базальтовым» слоем. В. В. Жданов делает вывод, что весь Лапландский блок является частью «базальтового» слоя, выведенного на поверхность в результате вертикального восходящего движения. И вот оказывается, что среди совершенно «сухих» двупироксеновых кристаллических сланцев, близких по составу к норитам и пироксеновым диоритам, залегают широкие поля мигматитов, внутри которых располагаются небольшие тела гранитов, часто переполненные реликтовыми включениями измененных исходных пород с ненарушенным залеганием. Образование мигматитов и метасоматических гранитов связано с преобразованием упомянутых пород «базальтового» слоя под действием щелочно-кремнекислых растворов (Жданов, 1962$_2$).

Другим примером гранитизации если не «базальтового» слоя, то во всяком случае самых глубоких частей гранитной или, правильнее, метаморфической коры может служить архейский блок южной части Енисейского кряжа (Кузнецов, 1941). Здесь в кристаллических сланцах гранулитовой фации, представленных гранатовыми, кордиерит-гранатовыми, пироксеновыми гнейсами и пироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами, т. е. породами, максимально обезвоженными при метаморфизме и бедными щелочами, обнаружены явления регрессивного метаморфизма, сопровождающие формирование мигматитов, гранитов и пегматитовых жил, возраст которых сейчас достаточно надежно определен как протерозойский. Пироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы на начальных стадиях процесса мигматизации преобразуются в гранатовые амфиболиты, затем, одновременно с образованием порфиробластов микроклина, роговая обманка замещается биотитом, а в случае более энергичной фельдшпатизации исчезает и гранат, также переходящий в биотит. Одновременно порода обогащается кварцем, и в результате возникает порода гранитного состава, но обладающая порфиробластической структурой и гнейсовой текстурой. При усилении того же процесса образуется гранит, судя по широко развитым реликтовым теневым структурам — автохтонный. Примерно такие же изменения пи-

роксен-плагиоклазовых кристаллосланцев и переслаивающихся с ними гранатовых гнейсов можно видеть в экзоконтакте жил слюдяных пегматитов. Все эти преобразования первичных пород гранулитовой фации в слюдяные гнейсы, а также фельдшпатизированные и гранитизированные породы, конечно, могут быть только продуктом интенсивных метасоматических процессов, сосредоточенных вдоль зон смятия и поразивших метаморфический комплекс гранулитовой фации спустя долгое время после завершения главного метаморфического процесса. Сравнение состава первичных и гранитизированных пород показывает, что метасоматический регрессивный метаморфизм был вызван щелочными водными растворами и сопровождался привносом щелочей и кремнезема, выносом железа и магния. Источником растворов не могут быть сами испытывающие регрессивный метаморфизм кристаллические сланцы гранулитовой фации, так как воды в них практически нет, а щелочами они бедны. Под толщей кристаллических сланцев гранулитовой фации нет никаких осадочных пород, которые могли бы дать такие растворы. Следовательно, единственным их источником может быть только мантия, а путями проникновения кверху — зоны смятия или глубинные разломы.

Может быть приведен и еще один пример. Харме (Härme, 1958) описал синкинематические натровые и позднекинематические калиевые граниты Южной Финляндии, средой формирования которых служат одни и те же метаморфические толщи свекофенской формации. Позднекинематические калиевые граниты в этом регионе распространены на очень большой площади: 300 *км* в длину и от 40 до 50 *км* в ширину. Здесь есть реликты более древних пород, хотя, как пишет Харме, трудно найти место, где бы магма калиевых гранитов не оказала своего воздействия. Микроклинизированными, например, оказываются древние натровые граниты, гранитизации подвержены амфиболиты, габбро и другие породы. Харме отмечает, что многие исследователи рассматривают калиевые граниты региона как палингенные. Однако, возражает он, в Южной Финляндии эти граниты настолько широко распространены, что встает вопрос о том, где найти такие исходные для палингенеза породы, которые были бы так богаты калием. В разрезах докембрия Финляндии таких пород нет, и потому представлением о чистом палингенезе обойтись нельзя — нужно предполагать привнос ювенильного калия.

В приведенных примерах метасоматической гранитизации, перерастающей в гранитное магмообразование, невозможно обойтись без предположения о периодическом и притом локализованном на отдельных площадях или узких и протяженных зонах привносе воды и щелочей из каких-то подкоровых источников. На этих же предположениях основывается выдвинутая Д. С. Коржинским (1952) гипотеза образования гранитной магмы и гранитоидных плутонов при посредстве механизма «магматического замещения». По этой гипотезе, зарождение и разрастание очага гранитной магмы обусловлено и поддерживается потоком «сквозьмагматических» растворов, происхождение которых связывается с процессами глубинной дифференциации вещества мантии, причем постоянство химических и иных особенностей непрерывно рождающейся за счет вмещающих пород магмы обеспечивается постоянством привноса вещества и легко протекающими в магме явлениями диффузии. Мы принимаем эти представления Д. С. Коржинского как наиболее строгое и на сегодня единственно возможное объяснение явлений гранитного магмообразования в земной коре. Надо лишь отметить, что термин «сквозьмагматические растворы», на наш взгляд, рациональнее заменить менее определенным, но именно поэтому в настоящее время более оправданным термином «интрателлурические пото-

ки». При этом подразумевается, что интрателлурические потоки вещества и тепловой энергии являются в равной мере агентами как метаморфизма, так и магмообразования, причем сквозьмагматическими они становятся лишь в частном случае — после появления магмы как таковой.

Много материала для обсуждаемой в этой статье проблемы дают многофазные интрузивные серии, которые представляют собой внедренные в верхние части земной коры и при этом рассортированные во времени и в пространстве продукты различных стадий автохтонного корового магмообразования. При сравнительном изучении разновременных членов отдельных серий, а также разных серий одних и тех же регионов могут быть получены ценные сведения о ходе процессов глубинного магмообразования и о путях эволюции тех глубинных явлений, которые являются их причиной (Изох, 1962).

Типичным примером являются интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья: гипербазит-габбро-гранитная хунгарийская серия и габбро-гранодиорит-гранитные нижнеамурская, бачелазская, мяо-чанская, верхнеудоминская и прибрежная серии (Изох и др. 1967). Для первой из них характерно внедрение тесно сближенных структурно и по возрасту (в интервале между валанжином и барремом) интрузивов гарцбургитов, затем габбро, а после них — батолитов высокоглиноземистых гранитов. Последние обогащены слюдами, содержат магматогенные гранат, кордиерит, иногда также андалузит и силлиманит, что указывает на формирование гранитной магмы в условиях недостатка щелочей по сравнению с глиноземом. Хунгарийская серия приурочена к эпохе интенсивной кратковременной раннемеловой (готеривской) складчатости. Интрузивы этой серии распространены только в тех структурно-формационных зонах, которые были консолидированы после упомянутой складчатости и испытали интенсивные восходящие движения.

Следующая по возрасту серия, нижнеамурская (сенон), умеренно натровая. Она приурочена к эпохе замыкания поздних геосинклинальных прогибов и потому распространена преимущественно в них. Состав ее следующий (от пород ранних фаз к поздним): габбро-диориты, кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты и существенно плагиоклазовые граниты, биотитовые граниты, лейкократовые граниты, послегранитовые кварцевые и бескварцевые диорит-порфириты и диабазы. Три следующие серии, бачелазская и мяо-чанская (сенон — датский век) и верхнеудоминская (палеоцен — эоцен), существенно калиевые, формировались они в эпоху общего воздымания территории в послескладчатый период и поэтому распространены на весьма обширных площадях в разных структурно-формационных зонах и среди различных вмещающих пород. В состав этих серий входят (от ранних фаз к поздним): кварц-ортоклазовые габбро, габбро-монцониты, монцониты, кварцевые монцо-диориты, монцо-гранодиориты, граниты, лейкократовые граниты, а также послегранитовые дайки типа отмеченных в предыдущем случае. Последняя серия, прибрежная (эоцен — олигоцен), характеризуется повышенной общей щелочностью, распространена на большом протяжении в восточных зонах Сихотэ-Алиня. В состав ее входят диориты, сиенито-диориты, гранодиориты и граносиениты, граниты и щелочные граниты, а также различные послегранитовые дайки. Размещение интрузивов всех перечисленных серий управляется разломами глубокого заложения, которые сопряжены с крупными глубинными разломами (структурными швами).

Интрузивные серии представляют собой результат внедрения магм меняющегося состава из периодически возникавших глубинных магматических очагов, которые в данном регионе везде находились ниже доступных для наблюдений уровней.

Хунгарийская серия состоит из трех резко различных комплексов пород. Остальные перечисленные выше серии также состоят из существенно различных комплексов: габбро-диоритового, гранитного и лампрофир-диабазового. Первый и третий из них обладают ясно выраженными признаками родства с основной (габбровой) магмой, второй — типично гранитоидный. Последний по объему и распространенности входящих в него пород обычно резко преобладает над породами остальных комплексов тех же серий.

Особенности состава, строения и последовательности формирования многофазных интрузивных серий рассмотренного типа позволяют применить для объяснения их происхождения гипотезу вертикальной миграции фронта магмообразования в пределах верхней мантии и (или) «базальтового» и «гранитного» слоев земной коры. Эта гипотеза выдвигалась ранее многими исследователями (Holmes, 1932; Wager, Mitchell, 1951; Poldervaart, Elston, 1954; Котляр, 1955; Соболев, 1957 и др.). В наиболее развернутой форме эта гипотеза была применена авторами настоящей статьи (Изох и др., 1957; Кузнецов, 1964).

Нас в данном случае больше всего интересует то, что главные, наиболее заметные различия между разновозрастными, но близкими по формационной принадлежности габбро-гранодиорит-гранитными сериями Сихотэ-Алиня (как и многих других регионов), по существу, сводятся к разным содержаниям щелочей или к разным соотношениям калия и натрия в породах. Если эти различия снять, то серии станут практически однотипными. Поэтому есть основания говорить о действии двух механизмов, от которых зависят главнейшие геологические и петрографические черты интрузивных серий: вертикальной миграции фронта магмообразования в пределах одних и тех же оболочек коры (в данном случае «базальтового» и «гранитного» слоев) и привноса щелочей в очаги магмообразования интрателлурическими потоками вещества. Последнее, наряду с другими данными, подтверждается еще и тем, что различия в характере щелочности фиксируются не только в гранитах, но и в породах самых ранних фаз внедрения: габбро, монцонитах, сиенито-диоритах и т. п., т. е. в продуктах кристаллизации более глубинных магм, чем гранитная.

Сказанное является одним из оснований для важного вывода о том, что именно интрателлурические потоки (обладающие устойчивым для каждой эпохи режимом щелочей) не только играют роль возбудителей магмообразования и причины вертикальной миграции верхних частей магматических очагов в земной коре, но одновременно обеспечивают то широко известное явление, которое принято называть «комагматичностью». Последняя, таким образом, отнюдь не должна безоговорочно расцениваться как признак происхождения пород резко различного состава, но сходного типа щелочности из одной родоначальной магмы, как часто пишут или подразумевают.

Интересно в связи с этим, что в хунгарийской и других гипербазит-габбро-гранитных сериях гарцбургиты практически лишены щелочей, габбро очень бедны калием, а граниты хотя и богаты калием, но недосыщены щелочами по отношению к глинозему, что прямо отражено в минеральном парагенезисе гранитов. Вот эти особенности (бедность или недостаток щелочей в породах разных комплексов одной серии) и есть единственный, но отрицательного свойства признак «комагматичности», который объединяет все эти комплексы (Изох, 1965).

Выше речь шла о сериях интрузивов разного состава, внедренных в верхние структурные ярусы, но тем не менее позволяющих судить о ходе процессов магмообразования на более глубоких уровнях. Не менее интересная задача — проследить гранитные комплексы разных серий до глубин, где происходит непосредственное зарождение гранитной

магмы за счет материала земной коры. Легче всего это позволяет проделать формация высокоглиноземистых гранитов, обладающая очень устойчивыми на разных уровнях глубинности особенностями состава. Автохтонные гранитные плутоны этой формации, окруженные обширными полями мигматитов и в разной мере гранитизированных пород и притом сохраняющие реликтовые структуры рамы, известны в архее Украины и Енисейского кряжа, в протерозое Северного Вьетнама и Таймыра, в каледонидах Аппалачей, варисцидах Западной Европы и в других регионах. Примечательно, что высокоглиноземистые минералы (гранат, кордиерит и др.), определяющие формационный тип гранитов, часто обнаруживаются уже в самые ранние стадии магмообразования, в первых эвтектоидных выплавках, в лейкократовой части мигматитов и т. п. Это значит, что магмообразование в данном случае все время происходило в условиях общего недостатка щелочей, тогда как в воде, судя по развитию богатых слюдами гранитов, недостатка не было.

Это относится к тем случаям, когда гранитное магмообразование происходило за счет пород гранулитовой фации (Украина, Енисейский кряж), но при этом, как уже говорилось выше, они неизбежно превращаются в породы амфиболитовой фации метаморфизма.

В очень многих глубоко эродированных складчатых областях, в том числе характеризующихся развитием высокоглиноземистых гранитов, наблюдаются комплексы автохтонных гранитов нормальной или повышенной щелочности. Им часто предшествуют плутоны габбро-диоритового состава, которые представляют собой внедренные (аллохтонные) тела. Поэтому можно думать, что здесь мы имеем дело с относительно наиболее глубокими уровнями проявления габбро-гранодиорит-гранитных интрузивных серий того же типа, которые были рассмотрены выше. Особенно важно, что гранитные магмы здесь зарождаются за счет одних и тех же или сходных по составу метаморфических толщ, но, несмотря на это, в различные эпохи формируются существенно разные по составу граниты: натровые, калиевые, субщелочные или даже щелочные.

В числе примеров можно назвать Алданский щит и Становой хребет (Коржинский, 1939), Финляндию (Härme, 1958; Simonen, 1960; Hietanen, 1947), Карелию и Кольский п-ов (Кратц, 1963; Лыгина, Саранчина, 1964; Масленников и др., 1963 и др.), Восточные Саяны (Митрофанов, 1962), Украинский массив (Семененко, 1958).

В связи с рассматриваемой проблемой необходимо иметь в виду, что состав и строение разрезов метаморфических и метаморфизованных пород на любых доступных наблюдению уровнях земной коры варьируют в значительно меньшей степени и совсем по-иному, чем состав замещающих их метасоматических и магматических гранитоидных масс. С простым плавлением метаморфических толщ, а также с любыми процессами внутрикоровой метаморфической дифференциации наблюдаемое разнообразие коровых гранитоидных магм связать нельзя. Уже одно это обстоятельство, помимо всего прочего, является веским доводом в пользу привноса из подкоровых глубин тех компонентов, которые определяют главные черты различия между разными гранитными комплексами: прежде всего щелочей, воды и других летучих компонентов.

Интрузивные комплексы и серии определенного возраста в различных регионах обычно сохраняют свои петрохимические, геохимические, металлогенические особенности и другие диагностические признаки на весьма обширных площадях, измеряемых часто многими тысячами квадратных километров. Именно благодаря этому обстоятельству оказываются широко принятыми в геологической практике такие понятия, как петрографические и металлогенические провинции и эпохи.

Особого внимания заслуживают факты примерно одновременного проявления однотипных магматических пород или их ассоциаций на площадях планетарного масштаба. Один из таких фактов — распространение позднемеловых калиевых интрузивных серий и калиевых оловоносных гранитов на всем протяжении Тихоокеанского пояса от Чукотки до Вьетнама, притом в самых разнородных тектонических структурах: от древних платформ до областей позднемеловой завершающей складчатости. Этот факт трудно трактовать иначе, как свидетельство устойчивого специфически калиевого характера интрателлурических потоков (агентов корового магмообразования) в пределах крупного сегмента Земли, как явления планетарного масштаба и притом явно эпизодического. В истории Земли подобные явления происходили неоднократно. Можно упомянуть, например, развитие примерно однотипных герцинских (C_2—P) гранитных батолитов почти одновременно в Казахстане, на Урале, Тянь-Шане, Алтае, в Забайкалье (Кузнецов, 1960); раннемезозойской траповой формации на всех древних платформах (Кузнецов, 1964); третичного трахибазальтового магматизма в разных областях Европы и Азии (Афанасьев, 1960) и т. д. К этой же категории явлений, вероятно, относится и неоген-четвертичный базальтоидный магматизм Тихоокеанского пояса.

В приведенных выше примерах распространение однотипных магматических образований по горизонтали несоизмеримо с вертикальной протяженностью известных или допускаемых уровней магмообразования, причем это относится не только к коровым, но и к мантийным магматическим процессам. Поэтому трудно отрешиться от мысли, что причины возбуждения специфических для каждой эпохи процессов магмообразования в верхней мантии и в разных слоях земной коры нужно искать где-то на очень больших глубинах, видимо, порядка не менее нескольких сот километров, во всяком случае соизмеримых с такой же наиболее обычной протяженностью однотипных магматических комплексов или серий в плане.

В связи с интересующей нас проблемой интересно рассмотреть еще один вопрос. Как известно, наиболее общей закономерностью эволюции магматизма во времени является последовательная смена натровых магматических формаций калиевыми, а последних — субщелочными или щелочными. Так, натровые формации (спилито-кератофировая, габбро-плагиогранитная и др.) характерны преимущественно для ранних стадий развития подвижных поясов, калиевые батолитовые граниты (часто, по-видимому, заменяемые батолитами высокоглиноземистых гранитов) для инверсионных стадий, формации повышенной щелочности — для уже консолидированных складчатых областей или областей с относительно устойчивым тектоническим режимом. Такая же последовательность устанавливается и на относительно глубоких уровнях земной коры, где чаще всего сначала формируются автохтонные гранитные плутоны натрового ряда, а затем уже — калиевого. Такую же тенденцию изменения химизма во времени, как было отмечено в начале статьи, обнаруживают и продукты регионального плутонического метаморфизма. Тут особенно важно подчеркнуть, что рассматриваемая закономерность эволюции магматизма относится не только к крупным периодам развития подвижных поясов (тектоно-магматическим циклам), но зачастую и к менее протяженным отрезкам времени, например, в конце тектонического цикла (как в Сихотэ-Алине) или даже в послегеосинклинальный период (как в Северном Вьетнаме и других областях мезо-кайнозойской активизации в Тихоокеанском поясе).

С учетом всего сказанного выше о причинах магматических явлений, мы склонны рассматривать наиболее частый путь эволюции магматических продуктов от натровых к калиевым и затем к высокощелочным

прежде всего как индикатор закономерно и направленно изменяющегося во времени состояния глубоких недр планеты, откуда поступают интрателлурические потоки вещества.

Существует определенная зависимость между типом щелочности интрузивных серий, т. е. составом интрателлургических потоков, как это следует из принятой нами гипотезы, и характером тектонических движений коры. Так, высокоглиноземистые граниты (недосыщенные щелочами) появляются лишь в обстановке кратковременного и весьма напряженного тектогенеза, в том числе складчатости. Для серий повышенной щелочности и собственно щелочных характерно формирование в длительные промежутки времени (Свешникова, 1966; Bailey, 1964), притом, как известно, при относительно спокойном тектоническом режиме, в том числе близком к платформенному. Интрузивные серии нормальной щелочности по этим признакам занимают промежуточную позицию, будучи приурочены к эпохам воздымания крупных областей или отдельных их частей.

Таким образом, намечается определенная корреляция между состоянием глубоких недр планеты, откуда происходят интрателлурические потоки вещества, и типом тектонических движений, вызываемых, по всей вероятности, теми же внутриземными причинами. Исходя из развиваемых нами представлений, тектонические структуры, контролирующие пространственное размещение проявлений гранитоидного магматизма, т. е. глубинные разломы и геоантиклинальные вздутия, являются зонами повышенной проницаемости прежде всего для интрателлурических потоков вещества пульсирующего действия и меняющегося во времени состава. С деятельностью этих потоков связывается усиление привноса тепла, поднятие и сближение геоизотерм, метаморфические и метасоматические преобразования и как крайнее их выражение — возникновение очагов гранитной магмы и образование автохтонных и аллохтонных гранитоидных тел. Все такие флюидо- и магмопроводящие структуры, таким образом, являются как бы отдушинами, по которым продукты дифференциации вещества мантии устремляются в области пониженных давлений — в верхние структурные этажи и к поверхности Земли.

До сих пор речь шла главным образом о явлениях корового магмообразования, преимущественно гранитоидного. Необходимо коснуться также вопроса о мантийном магматизме, к которому современные исследователи относят, в частности, базальтоидный магматизм. В связи с этим особый интерес представляют недавно опубликованные данные В. В. Аверьева (1966), относящиеся к современным гидротермальным системам (термоаномалиям) Камчатки и других областей. Этот автор пишет, что указанные системы непосредственно не связаны с вулканическими аппаратами, часто удалены от них или наложены. По масштабам выноса тепла они не уступают фумарольным полям вулканов и даже превосходят их по мощности, причем в отличие от последних действуют очень долгое время. В. В. Аверьев приходит к выводу, что «формирование термоаномалий в земной коре обусловлено восходящим потоком горячего флюида, генерация которого в общем случае не связана с находящимися здесь магматическими телами, а является следствием самостоятельного глубинного процесса...» (Аверьев, 1966, стр. 16). Он подчеркивает, что гидротермальная деятельность преимущественно (хотя и не обязательно) ассоциирует с кислым вулканизмом и что высокая температура восходящего флюида в недрах термоаномалий, достигающая 600—800°, вполне может обусловить плавление «гранитного» слоя и коровое магмообразование.

Таким образом, и на материале современного вулканизма мы находим подтверждение тем идеям, которые выше были проиллюстрированы на примерах метаморфических и магматических процессов прошлого.

В настоящее время еще нет сколько-нибудь удовлетворительной гипотезы, касающейся процессов дифференциации вещества в глубинах Земли и пригодной для объяснения тех геологических закономерностей, о которых шла речь выше. Построение такой гипотезы можно считать задачей физиков, занятых проблемами перестройки и превращения вещества, причем не только в форме химических соединений, но также в атомарном состоянии, в условиях высоких температур и особенно больших давлений, всегда господствующих в глубоких оболочках Земли. С нашей стороны, казалось важным обратить внимание на существование определенных, вполне фиксируемых связей между подкоровыми процессами (независимо от того, как рассматривать их природу) и прямыми их следствиями — процессами корового тектогенеза, метаморфизма, метасоматоза и магмообразования. Вся сущность приведенных выше рассуждений указывает на то, что эволюция магматических и тектонических явлений, скорее всего, обусловлена изменением состояния вещества внутри Земли.

Таким образом, с нашей точки зрения, магматизм представляет собой составную часть явлений планетарной дифференциации, однако не только и не столько в качестве процесса простого плавления или выплавления, как склонны принимать многие, но скорее в качестве результата воздействия на различные верхние оболочки Земли (включая ее кору) интрателлурических потоков воды или ее составных частей, щелочей и других летучих и легкоподвижных компонентов как главных агентов переноса энергии из генерирующих эти компоненты глубинных частей планеты. С этих позиций, например, формирование гранитного слоя может быть представлено как сложный процесс, в котором участвуют и экзогенные (в том числе осадочная дифференциация), и эндогенные факторы, причем последним принадлежит весьма существенная, если не определяющая роль.

GEOLOGICAL PICTURE OF THE INTRATELLURIC HEAT AND SUBSTANCE FLOWS AS METAMORPHISM AND MAGMA FORMATION AGENTS

Yu. A. KUZNETSOV, E.P. IZOKH

SUMMARY

The problem of heat and solution sources to be the main agents of regional metamorphism and magmaformation in the earth crust is at present far from being solved. Some of investigators are looking for these sources in the mantle, others are trying to connect the regional metamorphism and formation of the granitic magma with submersion of the thick rock series of deposits and volcanites in the high temperature zone as soon as they are accumulated as well as with geosyncline trongh warping. In this paper the authors have made an attempt to show that thcugh the two hypotheses hold true in some specific occurences, the formation of large volumes of granitoid magma capable of intruding intc the upper strata of the lithosphere may occur only in the case of penetration of solutions of deep subcrustal origin in the region of metamorphism and magma formation. This conclusion is based on the connection between the regional metamorphism and granitoid magmatism and the space and time of the uplift rather than with those of submersion as well as multiple metamorphism and metasomatic gra-

nitization phenomena of the granulite facies rocks, occuring at the base of the continental crust. The author's hypothesis provides an indirect evidence for the spread of comagmatic series over the vast areas and also a regular change of different petrochemical types inside series with time which can be explained only by an uplift in the fault zones and generally in the zones of increased permeability of intratelluric heat and solutions changing their composition as soon as the mantle substance undergoes some deep differentiation.

ЛИТЕРАТУРА

Аверьев В. В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью.— В кн. «Современный вулканизм». Т. 1. Изд-во «Наука», 1966.

Афанасьев Г. Д. Некоторые закономерности развития магматизма складчатых областей СССР.— В кн. «Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. Доклады сов. геологов на XXI сессии МГК». Изд-во АН СССР, 1960.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во «Наука», 1966_1.

Белоусов В. В. О возможных глубинных условиях магматизма.— Сов. геология, 1966_2, № 4.

Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Изд-во АН СССР, 1959.

Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 11.

Гзовский М. В. Тектонофизическое сопоставление новейших тектонических движений с сейсмичностью, гравитационными аномалиями, магматизмом и глубинными процессами в пределах СССР.— В кн. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». Изд-во «Наука», 1964.

Добрецов Н. Л., Ревердато В. В., Соболев В. С. и др. Фации регионального метаморфизма СССР. Новосибирск, изд-во «Наука», 1966.

Другова Г. М., Неелов А. Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта.— Труды ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 11.

Дюфур М. С. О возрасте метаморфических образований в складчатых областях.— В кн. «Материалы по геологии Памира». Вып. 2. Душанбе, 1964.

Жданов В. В. О двух типах земной коры без «гранитного» слоя на севере Балтийского щита.— Сов. геология, 1965, № 5.

Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. Изд-во «Наука», 1966_1.

Жданов В. В. Гранитовые формации запада Кольского полуострова и их связь с формированием земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1966_2, № 8.

Изох Э. П. Происхождение и металлогеническая специализация щелочноземельных серий интрузий (на примере районов Дальнего Востока).— Геол. и геофиз., 1962, № 8.

Изох Э. П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1965.

Изох Э. П., Колмак Л. М., Наговская Г. И., Русс В. В. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1957, **21**.

Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их происхождение и рудоносность. Изд-во «Наука», 1967.

Каденский А. А. Геология и петрология Южной части Анабарского щита. Изд-во АН СССР, 1961.

Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. Изд-во «Наука», 1965.

Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового.— В кн. «Стратиграфия СССР». Т. I. Изд-во АН СССР, 1939.

Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.

Коссовская А. Т., Шутов В. Д., Дриц В. А. Глинистые минералы — индикаторы глубинного изменения терригенных пород.— В кн. «Геология, петрология и минералогия осадочных образований». Изд-во АН СССР, 1963.

Котляр В. Н. О магматических комплексах и оруденении.— Сов. геология, 1955, № 43.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии.— Труды ЛАГЕД АН СССР, 1963, вып. 16.

Кузнецов Ю. А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа.— Материалы по геологии Зап. Сибири, 1941, № 15 (57).

Кузнецов Ю. А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области.— Геол. и геофиз., 1960, № 1.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
Лути Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. Изд-во «Наука», 1964.
Лыгина В. В., Саранчина Г. М. Геологическое строение и особенности метаморфизма кристаллических пород северной части Карельского перешейка (окрестности пос. Кузнечное).— В кн. «Вопросы магматизма и метаморфизма». Т. 2. Изд-во ЛГУ, 1964.
Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. Изд-во «Наука», 1965.
Масленников В. А., Бондаренко Л. П., Прияткина Л. А. и др. Граниты северо-восточной части Кольского полуострова.— Труды ЛАГЕД АН СССР, 1963, вып. 15.
Менерт К. Новое о проблеме гранитов. ИЛ, 1963.
Митрофанов Ф. П. Протерозойские гранитоиды Тункинских гольцов Восточного Саяна.— В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР». Вып. 8. Улан-Удэ, 1962.
Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С. Проявления метаморфизма в связи с глубинными разломами на Полярном Урале.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 4.
Рид Х. Х. Размышления о граните.— В кн. «Проблемы образования гранита». ИЛ, 1949.
Рудник В. А., Алексеев Л. М. Новые данные по геологии хребта Джагды-Тукурингра на Дальнем Востоке.— В кн. «Материалы по региональной тектонике СССР». Изд-во «Недра», 1964.
Свешникова Е. В. Вулкано-плутонические формации щелочных магм.— Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 9.
Семененко Н. П. Общая характеристика магматических комплексов, их состава и петрогенезиса (Украинский кристаллический массив).— В кн. «Геология СССР». Т. 5, ч. I. Госгеолтехиздат, 1958.
Семененко Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Изд-во АН УССР, 1963.
Соболев В. С. Современные петрологические теории и гипотезы в области образования магматических пород.— Записки Всес. мин. об-ва, 1957, **86**, вып. 2.
Соболев В. С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии.— Геол. и геофиз., 1964, № 1.
Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрогенезиса. Изд-во ЛГУ, 1964.
Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
Ферхуген Дж. Распределение температур и тепловой поток при региональном метаморфизме.— В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Изд-во АН СССР, 1961.
Хорева Б. Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. Госгеолтехиздат. 1963
Хорева Б. Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах.— Геотектоника, 1966, № 6.
Шейнманн Ю. М. Типы магм и их связь с тектоникой.— В кн. «Тезисы докладов III Всес. петрогр. совещания». Изд-во СО АН СССР, 1963.
Bailey D. K. Crystal warping — a possible tectonic control of alkaline magmatism.— J. Geophys. Res., 1964, **69**, N 6.
Barth T. F. W. Orogeny and geochemistry.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1952, **32**.
Bemmelen R. W. van. The endogenic energy of the Earth.— Amer. J. Sci., 1952, **250**, p. 104.
Chatterjee N. D. The alpine metamorphism in the Simplon Area, Switzerland and Italy.— Geol. Rundschau, 1961, **51**, H. 1.
Härme M. Examples of the granitisation of plutonic rocks.— Bull. Commiss. geol. Finlande, 1958, N 180.
Hietanen A. Archean geology of the Turku district in southwestern Finland.— Bull. Geol. Soc. America, 1947, **58**, N 11.
Holmes A. The origin of igneous rocks.— Geol. Mag., 1932, **69**, N 822.
Holmes A. Principles of physical geology. Edinburg, Nelson, 1944.
Kennedy W. Q. On the significanse of thermal structure of the Scotish Highlands.— Geol, Mag., 1948, **85**, N 4.
Misch P. Metasomatic granitisation of batholitic dimensions. Pt. 1. Syncinematic granitisation in Nanga Parbat area, Northwest Hymalayas.— Amer. J. Sci., 1949, **247**.
Poldervaart A., Elston W. E. The calc-alkaline series and the trend of fractional crystallization of basaltic magma.— J. Geol., 1954, **62**, N 2.
Ramberg H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Univ. Chicago Press, 1952.
Read H. H. The granite controversy. Thomas Murby Co. London, 1957.
Simonen A. Petrographic provinces of the plutonic rocks in the Svecofennides of Finland.— Rept. 21st Internat. Geol. Congr., pt. 13. Copenhagen, 1960.
Wager L. R., Mitchell R. L. The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma.— Geochim. et cosmochim. acta, 1951, **1**, N 2.
Wegmann C. E. Geological investigation in southern Greenland, pt 1.— Medd. Grønland, 1938, **113**, N 2.

СОСТОЯНИЕ H_2O В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

И. КУШИРО
Токийский университет, Япония

ВВЕДЕНИЕ

Большинство базальтов содержит небольшое количество H_2O. Хотя часть H_2O в базальтах может быть результатом контаминации поднимающейся магмы или близповерхностных изменений, маловероятно, чтобы вся H_2O в базальтах имела такую природу. Поскольку большинство базальтовых магм образуется в верхней мантии, наиболее вероятно, что H_2O присутствует там, хотя, возможно, и в малых количествах. Перидотитовые включения в базальтах иногда содержат амфибол (Lausen, 1927; White, 1966; Kuno, 1966) и слюду (Wilshire, Binns, 1961). Некоторые эклогитовые включения в кимберлитах также содержат слюду (Williams, 1932), хотя частично слюда может возникнуть при вторичных процессах в земной коре. Поскольку перидотитовые и эклогитовые включения, вероятно, происходят из верхней мантии, эти факты говорят о присутствии в ней H_2O.

Представляет интерес вопрос о состоянии H_2O в верхней мантии. Ниже обсуждаются два возможных состояния. Во-первых, вода содержится в форме гидроксил-ионов или в комбинированной форме в кристаллической структуре водных минералов; во-вторых, вода присутствует в интерстициях между кристаллами или во включениях в кристаллах. Данная проблема обсуждается при помощи расчета объемов для различных водусодержащих минералов, которые могут присутствовать в верхней мантии, и продуктов их разложения при высоких давлениях с использованием значений удельных объемов H_2O в этих условиях.

ОБРАЗОВАНИЕ ВОДУСОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛОВ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Некоторые перидотитовые включения в базальтах содержат небольшие количества амфибола. Это говорит о том, что амфибол может образоваться в породах перидотитового состава, если давление H_2O достаточно высоко. Недавно Куно (Kuno, 1966) описал роговую обманку в перидотитовом включении из Ичиноме-гата (Северная Япония), анализ которой приведен в табл. 1. Состав роговой обманки, включая H_2O, пересчитан на компоненты верхней мантии согласно методике Куширо и Куно (Kushiro, Kuno, 1963). Как показано в таблице, эта роговая обманка состоит примерно из 30% оливинового компонента и 70% пироксенового компонента. Это, следовательно, наводит на мысль, что амфибол может образоваться в верхней мантии, если она состоит из оливинов и пироксенов, сходных с присутствующими в перидотитовых включениях, и если давление H_2O достаточно высоко.

Йодер и Тилли (Yoder, Tilley, 1962) показали, что эклогиты Гленелга (Шотландия) перекристаллизованы в пироксеновые горнблендиты при субсолидусных температурах и при давлении H_2O больше 2,5 *кбар*, но до 10 *кбар*. Они также показали, что четыре образца различных базаль-

тов кристаллизовались в виде амфиболитов при давлении H_2O до 10 *кбар*. Эти экспериментальные результаты означают, что при высоких давлениях H_2O из базальтового состава образуется амфибол.

Из данных экспериментов и полевых наблюдений следует, что амфибол появляется в верхней мантии, состоящей из перидотитов и эклогитов. Возможность присутствия амфибола в верхней мантии предполагалась Рингвудом и Аксбургом (Ringwood, 1962; Oxburgh, 1964).

Таблица 1. **Химический и нормативный состав паргасита из перидотитового включения (Ичиноме-гата, Северная Япония)**

Химический состав		Нормативный состав	
компоненты	вес. %	компоненты	мол. %
SiO_2	44,21	$NaFeSi_2O_6$	2,8
TiO_2	0,76	$NaAlSi_2O_6$	13,5
Al_2O_3	16,70	$CaTiAl_2O_6$	1,5
Fe_2O_3	1,44	$CaAl_2SiO_6$	17,3
FeO	3,22	$CaSiO_3$	14,3
MnO	0,10	$MgSiO_3$	19,4
MgO	18,78	$FeSiO_3$	1,9
CaO	11,88	Mg_2SiO_4	26,6
Na_2O	3,18	Fe_2SiO_4	2,6
K_2O	0,10	Сумма	99,9
H_2O^+	0,54		
H_2O^-	0,07		
P_2O_5	0,05		
Сумма	100,93		

Слюды также являются возможными водусодержащими минералами верхней мантии, как следует из их присутствия в перидотитовых и эклогитовых включениях в базальтах и кимберлитах. Эксперименты (Yoder, Tilley, 1962) показывают также, что щелочной базальт Киаухоу (Гавайи) при давлении H_2O до 10 *кбар* перекристаллизовался в амфиболит, содержащий небольшое количество слюды. Однако содержание щелочей, в частности калия, должно быть очень мало в верхней мантии, так что даже если слюда присутствует, то количество ее должно быть очень невелико.

Другими водными минералами, могущими образоваться в верхней мантии, являются серпентин, тальк, брусит и лавсонит, хотя возможность их существования здесь невелика.

РАЗЛОЖЕНИЕ ВОДНЫХ МИНЕРАЛОВ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И СОСТОЯНИЕ ВОДЫ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Большинство водных минералов при высоких температурах распадается на безводные минералы и воду. Некоторые уравнения этих реакций даны в табл. 2. Следует отметить, что тальк распадается на энстатит + антофиллит + H_2O при малых давлениях H_2O, а реакция с образованием энстатита, кварца и H_2O (см. табл. 2, 7) будет иметь место при давлениях выше 22 *кбар* (Greenwood, 1963). Поскольку термическое расширение и сжимаемость твердых фаз в этих реакциях для широкого интервала температур и давлений весьма мала по сравнению с соответствующими характеристиками воды, то изменение объема в реакциях зависит главным образом от мольного объема воды (V_{H_2O}). В табл. 2 поэтому изменение объема показано только как функция V_{H_2O}.

Таблица 2. **Разложение некоторых водусодержащих минералов на безводные минеральные ассоциации $+H_2O$**

Реакция разложения	Объемный эффект (ΔV)
Антофиллит$=7En+Qz+H_2O$ (1)	$-22{,}1+V_{H_2O}$
Антофиллит$+Fo=9En+H_2O$ (2)	$-25{,}8+V_{H_2O}$
Тремолит$=2Di+3En+Qz+H_2O$ (3)	$-24{,}9+V_{H_2O}$
Чермакит$=2An+Fo+En+H_2O$ (4)	$+16{,}2+V_{H_2O}$
Эденит$=2Di+\frac{3}{2}Fo+\frac{1}{4}Ab+\frac{3}{4}Ne+H_2O$ (5)	$-9{,}5+V_{H_2O}$
Флогопит$=\frac{1}{2}Ks+\frac{1}{2}Lc+\frac{3}{2}Fo+H_2O$ (6)	$-11{,}1+V_{H_2O}$
Тальк$=3En+Qz+H_2O$ (7)	$-18{,}1+V_{H_2O}$
Брусит$=MgO+H_2O$ (8)	$-13{,}0+V_{H_2O}$

ΔV—объемный эффект реакции слева направо; V_{H_2O}—мольный объем H_2O; $\Delta V-V_{H_2O}$—объемный эффект для твердых фаз при комнатной температуре и 1 *атм*.

Удельные объемы воды при высоких давлениях и температурах определены Кеннеди и сотрудниками (Kennedy, 1957; Holser, Kennedy, 1958, 1959), а также Райсом, Уолшем и Шарпом (Rice, Walsh, 1957; Sharp, 1962). В последних двух работах удельные объемы воды приведены для интервала давлений от 1 *атм* до 250 *кбар* и температур от 120 до 1000° С. Эти данные могут быть использованы для вычисления изменений объемов в реакциях с участием свободной воды в условиях верхней мантии. На рис. 1 показаны удельные объемы воды при 300, 500, 750 и 1000° С в интервале давлений от 1 *атм* до 50 *кбар* (по данным Rice, Walsh, 1957).

На основе рис. 1 изменения объема реакций из табл. 2 могут быть рассчитаны для широкого интервала температур и давлений. При низких давлениях и высоких температурах мольный объем H_2O очень велик, и, следовательно, объемный эффект для всех реакций из табл. 2 положителен, т. е. объемы водусодержащих минералов меньше, чем для соответ-

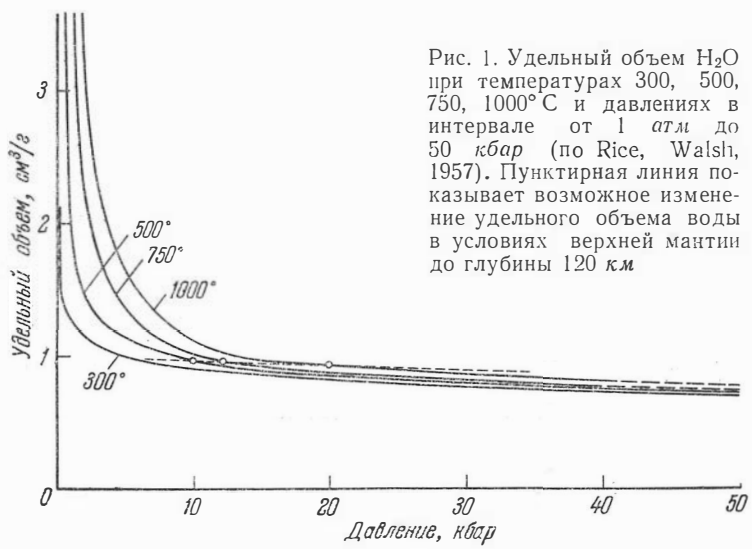


Рис. 1. Удельный объем H_2O при температурах 300, 500, 750, 1000° С и давлениях в интервале от 1 *атм* до 50 *кбар* (по Rice, Walsh, 1957). Пунктирная линия показывает возможное изменение удельного объема воды в условиях верхней мантии до глубины 120 *км*

ствующих безводных минералов+H_2O. При высоких давлениях, однако, мольный объем H_2O становится относительно малым и изменение объема для некоторых реакций имеет отрицательное значение. Например, при давлениях выше 7 *кбар* и температуре 800° С ΔV для реакции (*1*) отрицательный, т. е. объем антофиллита больше, чем у ассоциации энстатит+ +кварц+H_2O. Следовательно, для кривой разложения антофиллита, определенной Гринвудом (Greenwood, 1963) при давлениях до 4 *кбар*, ожидается отрицательный наклон при давлениях выше 7 *кбар* (Гринвуд экстраполировал эту кривую до 7 *кбар* и 790° С). Реакции (*3*) и (*7*) также имеют отрицательный объемный эффект при высоких давлениях, т. е. объемы тремолита и талька больше, чем для соответствующих безводных ассоциаций+H_2O. Грин и Рингвуд (Green, Ringwood, 1966) отметили это в отношении тремолита. С другой стороны, реакции (*5*), (*6*) и (*8*) имеют положительный объемный эффект даже при высоких давлениях (до 50 *кбар* и 750° С), а реакция (*4*) сопровождается увеличением объема независимо от присутствия H_2O.

При высоких давлениях некоторые безводные ассоциации малых давлений, образующиеся при разложении водусодержащих минералов, превращаются в безводные ассоциации высоких давлений. Минеральные ассоциации правой части табл. 2 в реакциях (*4*), (*5*) и (*6*), исключая воду, переходят в безводные ассоциации высоких давлений. Гипотетические уравнения, показывающие разложение различных водусодержащих

Таблица 3. Разложение водусодержащих минералов на безводные ассоциации высоких давлений +H_2O

Реакция разложения	Объемный коэффициент (ΔV)
Чермакит=$2CaAl_2SiO_6$+*En*+*Qz*+H_2O (*9*)	$-18,0+V_{H_2O}$
Чермакит+*Fo*=*2Gar* (*Py_2Gr_1*)+*En*+H_2O (*10*)	$-34,4+V_{H_2O}$
Эденит=$2Di+\frac{3}{2}Fo+\frac{1}{2}Jd+\frac{1}{2}Ne+H_2O$ (*11*)	$-18,1+V_{H_2O}$
Эденит+*En*=*2Di*+*2Fo*+*Jd*+H_2O (*12*)	$-24,2+V_{H_2O}$
Глаукофан=*2Jd*+*3En*+*Qz*+H_2O (*13*)	$-6,8+V_{H_2O}$
Глаукофан+*Fo*=*2Jd*+*5En*+H_2O (*14*)	$-16,2+V_{H_2O}$
Тремолит$_1$ Чермакит$_1$+*2Fo*=*2Di*+*6En*+*2Gar* (*Py_2Gr_1*)+H_2O (*15*)	$-63,3+2V_{H_2O}$
Тремолит$_1$ Эденит$_4$=*10Di*+*4Jd*+*7Fo*+*En*+$5H_2O$ (*16*)	$-124,9+5V_{H_2O}$
Чермакит$_1$ Эденит$_1$=*2Di*+*Jd*+*Fo*+*2Gar* (*Py_2Gr_1*)+$2H_2O$ (*17*)	$-58,4+2V_{H_2O}$
Паргасит=0,149*Ac*+2,715*Jd*+0,078$CaTiAl_2O_6$+0,917$CaAl_2SiO_6$+ +0,754*Di*+0,272*En*+0,102*Fs*+1,410*Fo*+0,140*Fa*+H_2O (*18*)	$-21,5+V_{H_2O}$
Паргасит*=0,149*Ac*+0,715*Jd*+0,078$CaTiAl_2O_6$+0,917*Gar***+ +0,048*En*+1,410*Fo*+0,149*Fa*+H_2O (*19*)	$-26,1+V_{H_2O}$
Флогопит=$\frac{3}{2}Fo+\frac{1}{4}Sa+\frac{3}{4}Ks+H_2O$ (*20*)	$-12,6+V_{H_2O}$
Флогопит=*Jd*+*Ky*+H_2O (*21*)	$-28,5+V_{H_2O}$
Амезит=*Sp*+*En*+$2H_2O$ (*22*)	$-41,6+2V_{H_2O}$
Лавсонит+*Fo*=*Gar* (*Py_2Gr_1*)+$2H_2O$ (*23*)	$-27,6+2V_{H_2O}$

* Паргасит из перидотитового включения, Ичиноме-гата (см. табл. 1). ** Гроссуляра 60,7; пиропа 35,6; альмандина 3,7 мол. %.

минералов в безводные ассоциации высоких давлений и воду, даны в табл. 3 вместе с их объемными эффектами. Как показано в таблице, объемы всех амфиболов, за исключением глаукофана, превышают объемы соответствующих безводных ассоциаций более чем на 18 *см^3/моль* амфи-

бола, т. е. эти амфиболы имеют бо́льшие объемы, чем безводные ассоциации $+H_2O$ в условиях, где удельный объем H_2O меньше 1,0 (т е. при давлениях выше 10 *кбар* при 750° С и выше 13 *кбар* при 1000° С). Хотя глаукофан имеет меньший объем, чем безводная ассоциация высоких давлений жадеит $+$ энстатит $+$ кварц $+H_2O$, по крайней мере до 50 *кбар* он реагирует в присутствии форстерита с образованием парагенезиса жадеит $+$ эклогит $+H_2O$, как показано в реакции *14* (см. табл. 3). Объемный эффект этой реакции отрицателен при давлении выше 20 *кбар* при 750° С. Паргасит, встречающийся в перидотитовых включениях в базальтах (см. табл. 1), также имеет объем больше, чем две различные безводные ассоциации $+H_2O$ при давлениях выше 10 *кбар* и 1000° С, как показывают реакции (*18*) и (*19*) в табл. 3. Плотность определена по графику зависимости плотность — состав (отношение $Mg/Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn$) для амфиболитов ряда паргасит — феррогастингсит (Deer et al., 1963). Флогопит имеет меньший объем, чем соответствующая безводная ассоциация $+H_2O$ до 50 *кбар* при 750° С. Однако, если для $KAlSi_3O_8$ существует модификация высоких давлений (Kume et al., 1966), то смена знака объемного эффекта должна произойти менее чем при 50 *кбар* и 750° С. Лавсонит является плотным водусодержащим минералом, но в присутствии форстерита он, вероятно, будет реагировать с образованием граната пироп-гроссуляровой серии $+H_2O$ при высоких давлениях, как показано в реакции (*23*). Объемный эффект этой реакции становится отрицательным при давлениях выше 50 *кбар* P_{H_2O} и 1000° С.

На рис. 2 и 3 представлены обобщенные фазовые диаграммы, показывающие верхний предел (со стороны высоких температур и давлений) полей устойчивости водусодержащих минералов, которые могут присутствовать в верхней мантии. На рис. 2 показан верхний предел полей устойчивости водусодержащих минералов, продукты разложения которых в условиях верхней мантии не переходят, а на рис. 3 — соответственно переходят в безводные ассоциации высоких давлений. Следует

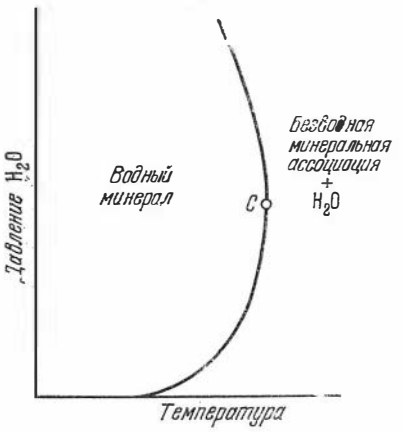


Рис. 2. Обобщенная диаграмма, показывающая верхний предел поля устойчивости (кривую разложения) водусодержащих минералов, которые могут присутствовать в верхней мантии. Их продукты разложения не переходят в безводные минеральные ассоциации высоких давлений. *С* — точка, в которой объемный эффект реакции разложения равен нулю

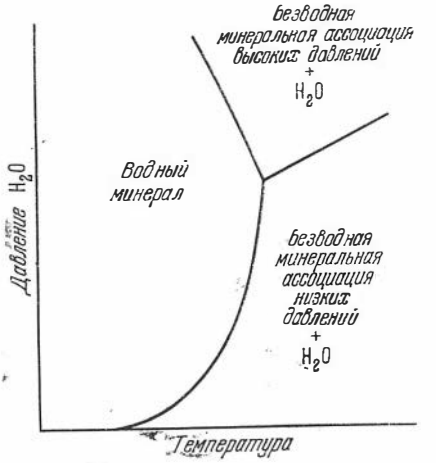


Рис. 3. Обобщенная диаграмма, показывающая верхний предел поля устойчивости водусодержащих минералов, которые могут присутствовать в верхней мантии. Их продукты разложения переходят в безводные минеральные ассоциации высоких давлений

отметить, что эти диаграммы рассчитаны исходя из предположения, что поля устойчивости водусодержащих минералов не пересекаются линиями солидуса. Такие минералы, как антрофиллит и тремолит, должны иметь верхние пределы полей устойчивости, сходные с показанными на рис. 2, хотя точка C, в которой $\Delta V=0$, различна для каждого минерала. Например, точка C для антофиллита должна быть примерно при 7 *кбар* и 790° С, а для тремолита — при 6 *кбар* и 920° С.

Чермакит, эденит, паргасит, роговая обманка, флогопит, парагонит и амезит должны иметь поля устойчивости, сходные с показанными на рис. 3, хотя тройная точка различна для каждого минерала. Если диаграммы правильны, геотермы в верхней мантии должны проходить через поля устойчивости этих водусодержащих минералов. Следует отметить, что пересечение геотерм и кривых разложения может иметь место при давлениях выше чем для точки C или тройной точки. Следовательно, водусодержащие минералы могут быть устойчивы до бо́льших давлений, чем соответствующие нулевому объемному эффекту реакций разложения. Паргасит в перидотитовых включениях (см. табл. 1), следовательно, может быть устойчив в наивысших горизонтах верхней мантии. Если даже линия солидуса пересекает поле устойчивости некоторых водусодержащих минералов, можно ожидать, что эти минералы должны распадаться на безводные ассоциации $+H_2O$. Таким образом, предполагается, что водусодержащие минералы, возможные в верхней мантии, с увеличением глубины становятся неустойчивыми и распадаются на безводные ассоциации малых или высоких давлений $+H_2O$.

Поля устойчивости водусодержаших минералов зависят от парциального давления воды (P_{H_2O}). Рис. 2 и 3 показывают поля устойчивости для случая равенства общего давления P_{total} и P_{H_2O}. Если P_{H_2O} меньше P_{total}, верхние пределы полей устойчивости водусодержащих минералов снижаются по сравнению со случаем $P_{total}=P_{H_2O}$, и разложение этих минералов имеет место при меньших температурах (для постоянного давления) и меньших давлениях (для постоянной температуры). Следовательно, водусодержащие минералы в случае $P_{H_2O}<P_{total}$ будут разлагаться на безводные ассоциации $+H_2O$ в более высоких горизонтах верхней мантии, чем в случае $P_{H_2O}=P_{total}$.

Из этих рассуждений следует, что все возможные в верхней мантии водусодержащие минералы должны разлагаться на безводные ассоциации высоких давлений $+H_2O$ в относительно глубоких горизонтах верхней мантии и что свободная вода должна присутствовать в верхней мантии. Хотя условия температур и давлений разложения возможных водусодержащих минералов пока неизвестны, можно ожидать, что большинство этих минералов разлагаются в верхней мантии на глубинах между несколькими десятками километров и средней частью области B, по Буллену (Bullen, 1953).

Представляет интерес состояние H_2O, выделяющейся при разложении водусодержащих минералов. Если количество H_2O достаточно, чтобы образовать самостоятельную фазу, то в условиях верхней мантии вода будет представлять надкритический флюид, как следует из экспериментов Бриджмена (Bridgman, 1937). Пунктирная линия на рис. 1 показывает возможное изменение удельного объема H_2O в условиях верхней мантии. Удельный объем H_2O близок, но несколько меньше 1 *см*^{3}/*г* в верхней мантии по крайней мере до глубины 150 *км* (50 *кбар*). Следует отметить, что такой надкритический флюид может растворять существенные количества различных элементов или силикатов. Этот водный флюид может присутствовать в интерстициях между кристаллами или внутри кристаллов в виде включений.

Водный флюид, находящийся в интерстициях, может мигрировать вверх, поскольку водный флюид имеет меньшую плотность, чем окружающие кристаллы, и обладает высокой подвижностью. Следовательно,

H_2O со временем будет исчерпана в глубоких горизонтах верхней мантии, а также в средней и нижней мантии. H_2O, мигрирующая вверх из более глубоких горизонтов, будет фиксироваться в кристаллах вблизи нижней части горизонта, в котором устойчивы водусодержащие минералы. Поэтому возможно, что последние могут концентрироваться на некотором горизонте верхней мантии. Этот горизонт может также быть обогащенным компонентами, относительно хорошо растворенными в водном флюиде (например, щелочами).

Автор благодарит проф. Х. Куно, проф. А. Миаширо и проф. Накамура из Токийского университета за полезную дискуссию, а также проф. Л. Кларка из Университета Мак-Гилл за критическое обсуждение рукописи во время его пребывания в Токио. Автор считает себя обязанным Научному фонду Номура за поддержку настоящих исследований.

STATE OF H_2O IN THE UPPER MANTLE

IKUO KUSHIRO

SUMMARY

H_2O is probably present in the upper mantle,although its amount may be small. If H_2O is present and H_2O pressure in sufficiently high, hydrous minerals such as amphibole and mica would be expected to form in shallower levels of the upper mantle. However, such hydrous minerals most likely break down into anhydrous, high pressure mineral assemblages plus H_2O with increasing depth even if H_2O pressure is high. In the relatively deep levels of the upper mantle, H_2O may exist in interstices between crystals or as inclusions in crystals in the state of a supercritical fluid with specific volume less than 1,0 *cc/gm*. Such fluid may dissolve considerable amounts of various elements and migrate upwards through the mantle to a layer where hydrous minerals are stable.

ЛИТЕРАТУРА

Bridgman P. W. The phase diagram of water to 45,000 *kg/cm*^{2}.— J. Chem. Phys., 1937, **5**, p. 964—966.

Bullen K. E. An introduction to the theory of seismology. Cambridge Unic. Press, 1953.

Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. Rock-forming minerals, v. 2. N. Y., John Wiley & Sons Inc., 1963.

Green D. H., Ringwood A. E. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications.— Geochim. et cosmochim acta, 1966, **30**.

Greenwood H. J. The synthesis and stability of anthophyllite.— J. Petrol., 1963, **4**, p. 317—351.

Holser W. T., Kennedy G. C. Properties of water. Pt. IV. Pressure-volume-temperature relations of water in the range 100-400° C and 100-1400 *bars*.— Amer. J. Sci., 1958, **256**, p. 744—754.

Holser W. T., Kennedy G. C., Properties of water. Pt V. Pressure-volume-temperature in the range 400—1000° C and 100—1400 *bars*.— Amer. J. Sci., 1959, **257**, p. 71—77.

Kennedy G. C. Properties of water Pt I. Pressure-volume-temperature relations in steam to 1000° C and 100 *bars* pressure.— Amer. J. Sci., 1957, **255**, p. 724—730.

Kume S., Matsumoto T., Koizumi M. Dense form of germanate orthoclase ($KAlGe_3O_8$).— J. Geophys. Res., 1966, **71**, p. 4999—5000.

Kuno H. Mafic and ultramamic nodules from Ichinomegata, Japan. Volume of ultramafic rocks. P. J. Wyllie (ed.). McGraw-Hill, 1966.
Kushiro I., Kuno H. Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks.— J. Petrol., 1963, **4**, p. 75—89.
Lausen C. The occurrence of olivine bombs near Globe, Arizona.— Amer. J. Sci., 1927, **14**, p. 293—306.
Newton R. C., Kenedy G. C. Some equilibrium reactions in the join $CaAl_2Si_2O_8$—H_2O.— J. Geophys. Res., 1963, **63**, p. 2967—2983.
Oxburgh E. R. Petrological evidence for the presence of amphibole in the upper mantle and its petrogenetic and geophysical implications.— Geol. Mag., 1964, **101**, p. 1—19.
Rice J. M., Walsh J. M. Equation of state of water to 250 *kilobars*.— J. Chem. Phys., 1957, **26**, 824—830.
Ringwood A. E. A model for the upper mantle.— J. Geophys. Res., 1962, **67**, p. 857—867.
Sharp W. E. The thermodynamic functions for water in the range —10 to 1000° C and 1 to 250,000 *bars*. Univ. Calif. Lawrence Radiation Lab., Publ., 7118, 1962.
White R. W. Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii.— Contribs. Mineral. and Petrol., 1966, **12**, p. 245—314.
Williams A. F. The genesis of the diamond. London. Ernst Benn Ltd., 1932.
Wilshire H. G., Binns R. A. Basic and ultrabasic xenoliths from volcanic rocks of New South Wales.— J. Petrol., 1961, **2**, p. 185—208.
Yoder H. S., Jr. The NgO—Al_2O_3—SiO_2—H_2O system and the related metamorphic facies.— Amer. J. Sci., 1952, Bowen Vol., p. 569—627.
Yoder H. S., Jr., Tilley C. E. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems.— J. Petrol., 1962, **3**, p. 342—532.

МЕТОД ПЕТРОЛОГИИ[1]

У. С. ФАЙФ
Манчестерский университет, Англия

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время мы приближаемся к поворотной точке в нашем подходе к изучению горных пород. Совершенствование исследовательских методик, позволяющее делать все более точные описания, прогресс в нашем понимании петрогенезиса ведут ко все большему превращению петрологии в основную науку о Земле и общих проблемах геодинамики. Сейчас, по-видимому, лишь немногие из петрологических проблем не могут быть решены нами в удовлетворительных пределах. Методы дифракции частиц в сочетании с современной вычислительной техникой позволяют решать наиболее сложные структурные проблемы в весьма короткие сроки. Аналитическая техника, использующая рентгенометрические данные, радиоактивность, так же как и классические методы, могут применяться в любых масштабах.

В изучении многих петрологических проблем слабым звеном является то обстоятельство, что геолог ограничен в своих исследованиях поверхностной зоной. Обстановка геологических процессов становится все более неопределенной по мере того, как речь заходит о все больших глубинах земной коры. Задача расшифровки тектонической и эрозионной истории может включать большие неопределенности, связанные со степенью сложности таких процессов. Чтобы восполнить этот пробел, мы должны использовать каждый доступный метод, и здесь экспериментальные исследования оказывают большую пользу. Многие методики выглядят малоприменимыми, но и для них существуют потенциальные возможности. Метод определения абсолютного возраста, например, до сих пор использовался лишь для выяснения возраста формаций в целом, а не отдельных геологических событий. Однако нет сомнения, что такое явление, как сохранение аргона в породах, может быть использовано для изучения степени нагрева, деформаций и т. п. Палеомагнитные исследования, а также эксперименты по устойчивости минералов, могут найти огромное применение при обосновании последовательности геологических событий.

Мы имеем аппаратуру для изучения почти всех процессов в земной коре, а в ряде случаев даже и в верхней мантии. Такая аппаратура не дороже, чем оборудование для рентгенометрических и рентгеноспектральных установок, и со временем должна стать стандартной частью оборудования, доступного всем изучающим петрологию.

Конечно, существует еще ряд проблем. Коррозия может ограничивать некоторые исследования, в частности касающиеся экономической геологии. Мы еще не можем надежно контролировать степень окисления в течение долгих периодов времени, но я уверен, что и такие проблемы могут быть решены.

[1] В основу статьи положен текст лекции, прочитанной в Лондонском Минералогическом обществе в январе 1967 г.

Нуждаются в восполнении и некоторые теоретические пробелы. Наши знания о термодинамике материалов в условиях стресса недостаточны, а о высокотемпературных растворах практически равны нулю. Не имеют должного применения у нас и методы термодинамики неравновесных процессов.

Обсудим сначала основную петрологическую проблему, на которой до настоящего времени фиксировалось наибольшее внимание.

Минеральная ассоциация A образуется из другого состояния B: из расплава, твердой фазы или из раствора. В большинстве случаев мы знаем, что время порядка 10^6 лет является достаточным для такого перехода. Мы хотим знать, какие из основных переменных ($P_{\text{общ}}$, $P_{\text{стресс}}$, $P_{\text{флюида}}$, T и т. д.) контролируют это превращение и какие пределы существуют для таких переменных. На первый взгляд, вообще нет необходимости касаться концепции равновесия, но петрологические наблюдения приводят нас к убеждению, что наиболее стабильные состояния часто реализуются в минералообразующих процессах. Эти состояния «закаливаются», и многие процессы являются необратимыми в течение тектонических движений, приводящих к подъему и обнажению пород на земной поверхности. Немногие геологические данные свидетельствуют о том, что процессы погружения и подъема могут быть катастрофически быстры. Необратимость метаморфических процессов зачастую приписывают влиянию каталитических факторов (присутствие флюида и «деформационный катализ»), которые действуют на прогрессивной стадии и отсутствуют при регрессивных явлениях. Во всяком случае мы должны иметь в виду, что наблюдаемая нами картина отражает последнее «реактивное состояние», а не обязательно всю прогрессивную стадию. Имеется много доказательств того, что упомянутые каталитические факторы действуют и их присутствием или отсутствием можно объяснить наблюдаемые факты. Но не будем забывать и о существовании неравновесных процессов, которые устанавливаются, например, по таким явлениям, как зональность. Экспериментатор, собирающийся изучать медленные процессы быстро, не должен упускать из виду этого обстоятельства, явившегося причиной неудовлетворительности многих ранних экспериментальных работ.

МЕТОДИКА

Предположим, нам известно, что в ходе некоторого процесса имеет место реакция $A \rightarrow B$. Как мы ее изучаем? Наиболее просто было бы взять A и B и наблюдать их обратимые превращения, фиксируя скорость и условия этих превращений. Однако такие процессы часто слишком медленны, и поэтому в течение долгого времени общим методом был синтез из некоторого третьего состояния R с соответствующим составом, но с большей «реактивностью» (стекло, гель и т. п.). Установлено, что A и B могут быть получены из R и часто за вполне подходящее время. Но каково значение такого эксперимента? Предположим, что наша система характеризуется соотношением свободной энергии фаз, показанным на рис. 1. Очевидно, что и A и B могут образоваться спонтанно и характер продукта при малой длительности эксперимента зависит от скорости зародышевания и роста фаз. Но если эта скорость в обратимом превращении $A \rightarrow B$ невелика, нет оснований считать, что изменения в области, где фазы будут расти, как-либо отражают равновесные отношения. Кроме того, поскольку существует общая корреляция между скоростью реакции и изменением свободной энергии, имеются основания предполагать, что такая критическая реакция будет самой медленной из всех стадий. Таким образом, если данная методика используется для построения диаграмм фазовых равновесий, то предварительно должно быть доказано, что критические реакции обратимы за время типичных

экспериментов. В противном случае очевидно, что синтез не имеет значения, за исключением приготовления исходных материалов. Попытки преодолеть это препятствие с помощью различных методик, рассчитанных на повышение «реактивности» (измельчение материала и т. п.), подчинены той же цели.

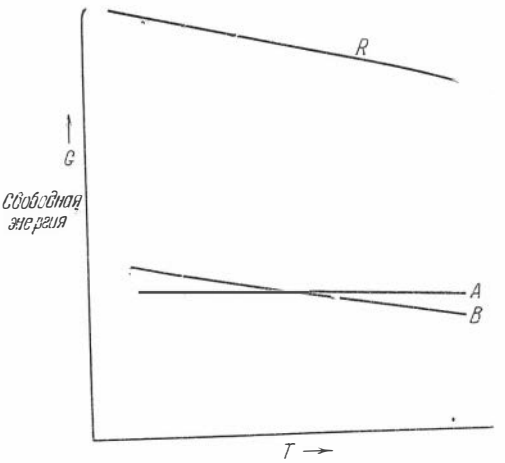


Рис. 1. Схематическое изображение типичных отношений свободных энергий в экспериментах по синтезу

R — свободная энергия реагирующих материалов; *A* и *B* — требуемые фазы

Какой метод остается, если скорость реакции весьма мала? Во-первых, стадия зародышевания может быть обойдена за счет использования смесей *A* и *B* (см., например, Fyfe, 1962; Newton, $1966_{1,2}$). В некоторых случаях, когда скорость роста одной из фаз невелика, могут использоваться методики, основанные на изучении малых (частичных) изменений. Такой способ применен при исследовании реакции диаспор=корунд+пар (Fyfe, Hollander, 1964), для которой направление и степень превращения определялись по малым изменениям веса большого монокристалла корунда, помещенного в порошок диаспора. Аналогичная методика использована позднее при изучении полей устойчивости цеолитов (Campbell, Fyfe, 1965) и мусковита (Evans, 1965). Важным выводом из опытов упомянутых авторов является то, что скорость растворения, по-видимому, редко бывает очень низкой, т. е. редко бывает контролирующим фактором.

Если все ступени превращения, кроме растворения, медленны, то измерения растворимости могут оказать пользу, поскольку мы знаем, что наиболее устойчивая фаза будет иметь наименьшую растворимость в любом из растворителей. Этот метод был использован для изучения относительной устойчивости кальцита и арагонита (Jamieson, 1953), а также (Weill, 1966) при исследовании растворимости андалузита, силлиманита и дистена в расплавленном криолите. Преимущество расплавленных солей состоит в относительно большей растворимости, так что ее различия для отдельных фаз, отражающие малые различия свободной энергии, легче обнаруживаются.

Если другие методы дают ошибки или сложны, могут быть использованы калориметрические методики, основанные на измерениях теплот реакций и теплосодержаний, из которых могут быть получены свободные энергии реакций. Значение таких измерений хорошо иллюстрируется данными, относящимися к устойчивости жадеита (Kracek et al., 1951). Главная трудность калориметрических методов заключается в получении достаточной точности в отношении необходимых величин в том случае, когда разложение идет с трудом, в частности, для многих силикатов. Современное использование калориметрии в расплавленных солях (Holm, Kleppa, 1966) привело к увеличению точности измерений на порядок, но еще и сейчас проблема точности продолжает оставаться существенной.

Предположим, что фазовые отношения двух ассоциаций таковы, как показано на рис. 1, и что мы хотим определить значение температуры равновесия из калориметрических данных. Энтропии типичных минералогических реакций лежат в пределах 0,5—10 $кал \cdot моль^{-1}/град^{-1}$. Чтобы

фиксировать эту границу с точностью ±10° С, мы должны иметь свободные энергии реакций, измеренные с точностью в пределах ±5—100 *кал · моль*$^{-1}$. В настоящее время (см. Robie, 1966) неопределенности в ΔG обычно на порядок выше, чем указанные пределы. Отсюда следует, что калориметрические методы имеют значение главным образом для реакций с газами при низких давлениях, характеризующихся большими изменениями энтропии (порядка 40 *кал · моль*$^{-1}$/*град*$^{-1}$), а также для получения приблизительных конфигураций фазовых диаграмм. Но не будем забывать, что из надежных эспериментальных фазовых диаграмм мы можем получить очень точные термодинамические данные по минералам.

Сказанное выше применимо к калориметрическим определениям полных фазовых диаграмм, но не относится к некоторым частным определениям. Так, благодаря энтропийным и объемным данным мы можем проверять и экстраполировать экспериментально установленные линии равновесий и часто со значительной точностью (±10%). Например, кривые распада в опытах Эванса (Evans, 1965) и Вельде (Velde, 1966) частично совпадают, но различаются по наклонам. Я думаю, что данные Эванса более совершенны благодаря использованию энтропийных и объемных характеристик. Другим примером является построение кривой равновесия анальцим+кварц=альбит+вода (Campbell, Fyfe, 1965), основанное на одной экспериментальной точке. Как считают авторы, учет этой точки является приемлемым, и остальная часть диаграммы будет по термодинамическим данным построена более точно, чем это может быть достигнуто прямыми экспериментами. Я хочу подчеркнуть, таким образом, что в подобных исследованиях сочетание небольшого числа надежно установленных фазовых границ и термодинамических данных может привести к более удовлетворительным результатам, чем сотни плохо определенных точек.

Кроме того, при применении энтропийных данных существенно, имеем ли мы надежные сведения по атомной структуре. Если явления упорядочения — разупорядочения потенциально возможны в твердых фазах, то могут быть введены поправки к энтропиям, вычисленным из теплосодержаний.

Петрологи-экспериментаторы слишком мало используют термодинамический анализ фазовых диаграмм. Это положение хорошо иллюстрируется отсутствием анализа равновесий расплав — твердое. Благодаря современной вычислительной технике возможен анализ сложных случаев, и хотя в настоящее время методы могут быть полуэмпирическими, мы способны гораздо полнее изучать природу твердых растворов, силикатных расплавов и их структуры. Отличные примеры таких исследований имеются в недавних работах Блэндера и Топела (Blander, Topel, 1966), Смита (Smith, 1965), Кудо и Уэйлла (Kudo, Weill, 1966).

Ниже обсуждается несколько примеров современных экспериментальных исследований, представляющих интерес для петрологов, занимающихся изучением метаморфических пород.

УСТОЙЧИВОСТЬ АЛЮМОСИЛИКАТОВ

Немногие из проблем метаморфической петрологии сейчас привлекают столько внимания при полевых и лабораторных исследованиях, как вопрос об устойчивости полиморфных модификаций Al_2SiO_5: кианита, силлинамита и андалузита. В настоящее время для них существуют многочисленные варианты фазовых диаграмм, охватывающих широкую область P—T-условий, и экспериментально определенные положения тройной точки, колеблющиеся в интервале от 8 *кбар* и 300° С до 12 *кбар* и 600° С и 2 *кбар* и 400° С. Таким образом, в отношении давления на-

грузки или глубинности экспериментатор указывает полевому геологу, что тот, найдя тройную ассоциацию, может предполагать глубины погружения от 6 до 36 *км*. Едва ли следует при этом осуждать геолога за очень громкий смех. Что делают экспериментаторы? Безнадежно ли положение?

Попытаемся критически разобрать все имеющиеся данные и методы.

Из данных по объемам (Skinner et al., 1961) и теплосодержаниям (Pankratz, Kelley, 1964) мы знаем, что вид фазовой диаграммы должен быть таков, как это показано на рис. 2. Имеется также много свидетельств, показывающих, что петрологи признают правильной такую общую форму диаграммы. Энтропийные данные ясно показывают, что для пары андалузит-силлиманит энтропия реакции мала настолько (около 0,5 *кал · моль*$^{-1}$/*град*$^{-1}$), что для методов, фиксирующих их фазовые отношения, необходима исключительно высокая чувствительность. Также ясно, что в этом случае примеси могут сильно влиять на фазовую границу, и этот факт следует иметь в виду.

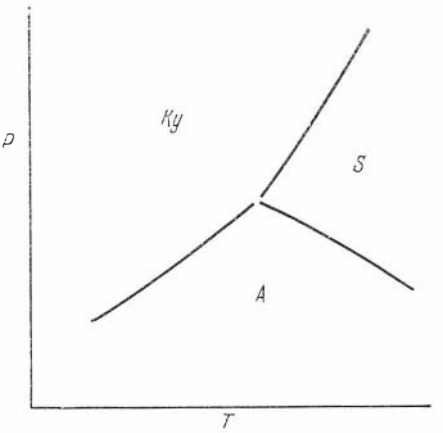


Рис. 2. Вид фазовых отношений в системе Al_2SiO_5, выведенных исключительно из энтропийных и объемных данных

Обратимый переход кианит⇄силлиманит был описан Кларком, Робертсоном и Берчем (Clark et al., 1957; Clark, 1961). Из их данных мы можем заключить, что эти фазы находятся в равновесии при 1400±10° С и 22,5±1 *кбар*. Ниже 1300° С Кларк не смог добиться реакций с достаточно большими скоростями, так что необходима значительная экстраполяция для перенесения этих данных в область, интересующую петрологов. Для построения данной диаграммы Кларк использовал эксперименты по синтезу, но такая процедура вызывает сомнения, поскольку синтез осуществляется в области, где прямые реакции медленны, и я буду игнорировать эти данные.

Несколько современных исследований включают использование методов наковальни и плоского сжатия (Khitarov et al., 1963; Bell, 1963). В таких аппаратах основной проблемой является точное знание градиента давления по поверхности наковальни. Калибровочные эксперименты (Harris et al. 1960) показали, что такие градиенты могут быть весьма большими и что деформация наковальни велика.

Прежде чем данные, полученные с помощью аппаратов такого типа, смогут серьезно обсуждаться, потребуется много экспериментов для сравнения с результатами других методик. И мало утешения в том, что давления перехода в системе кальцит — арагонит, найденные Даккилом и Роем (Dachile, Roy, 1961) и Симмонсом и Беллом (Simmons, Bell, 1963), различаются при низких температурах на 100%. Подобная аппаратура пока имеет большое значение только для получения общих суждений о давлениях фазовых переходов, но неприменима при точных определениях положения фазовых границ до тех пор, пока проблема калибровки не будет исследована более тщательно.

Ньютон (Newton, 1966$_{1-2}$) изучал прямой обратимый переход в реакциях силлиманит⇄кианит и андалузит⇄кианит при температурах около 750° С. Калибровка давлений в этих экспериментах прекрасна, и этот результат является, вероятно, наибольшим достижением автора. Но анализ данных Ньютона показывает, что значение его экспериментов в оп-

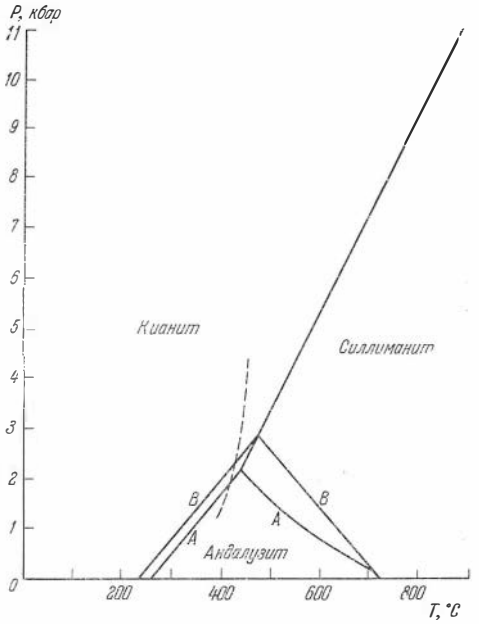


Рис. 3. Фазовые отношения в системе Al_2SiO_5 (Fyfe, 1967).

Пунктирной линией показан верхний предел устойчивости пирофиллита (Керрик, устное сообщение). Два поля устойчивости андалузита (*A* и *B*) соответствуют средним и максимальным значениям энтропии

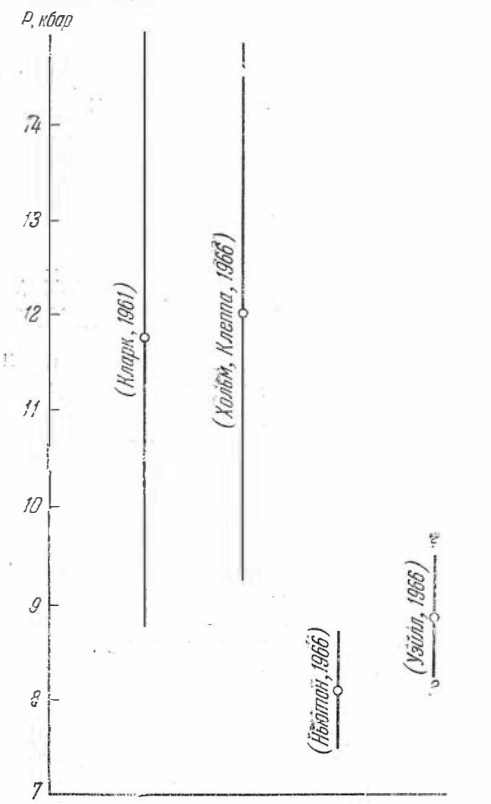


Рис. 4. Диаграмма, показывающая возможные ошибки определения давления для киалит-силлиманитового равновесия при 750° С

определении положения равновесия андалузит⇄силлиманит сомнительно и ошибки могут быть очень большими (Fyfe, 1967). На диаграмме рис. 3 данные Ньютона использованы для населения силлиманит-кианитовой границы.

Уэйлл (Weill, 1966) изучал растворимость всех трех полиморфных модификаций в расплавленном криолите при 1010 и 800° С. Такой метод возможен благодаря очень малой скорости зародышевания стабильной фазы. Этим путем получены прямые данные об относительной устойчивости фаз при соответствующих температурах. Уэйлл вывел также величины свободных энергий, пользуясь моделью Темкина для расплавленных солей. При таком методе имеется некоторая степень неопределенности, но данные, полученные Уэйллом, находятся в хорошем согласии с прямыми экспериментами Ньютона, и наше доверие к этой методике может значительно возрасти. На рис. 3 андалузит-силлиманитовая фазовая граница базируется на измерениях Уэйлла.

Хольм и Клеппа (Holm, Kleppa, 1966) продемонстрировали исключительную полезность калориметрии в расплавленных слоях при изучении теплот растворения всех трех полиморфных модификаций. Это, несомненно, наилучшие из калориметрических измерений по данным минералам, но, в частности, для андалузит-силлиманитового равновесия их точность все же недостаточна. Для соответствующей реакции при 968° К выведенная свободная энергия составляет 190 ± 410 *кал* · *моль*$^{-1}$. Из-за малого изменения энтропии возможная ошибка соответствует колебаниям температуры фазового перехода в ± 800° С.

На рис. 4 для перехода силлиманита в кианит при 750° С показаны возможные ошибки определения давления из различных экспериментов (вычислены автором). Если взять в расчет эти пределы неопределенности, становит-

ся ясно, что противоречия между различными результатами могут быть в значительной мере кажущимися, а не действительными, и это означает, что необходимо приводить величины возможных ошибок представляемых данных.

Наконец, нужно отметить, что при приложении этих данных к природным объектам следует показать (в частности, для перехода андулазит⇄силлиманит), что превращение является моновариантной реакцией между модификациями идентичного состава. Кажется вероятным, что это не может быть строго справедливо, но пока имеется мало данных, касающихся этого аспекта проблемы.

На рис. 3 показано также вероятное положение линии равновесия: пирофиллит⇄андалузит+кварц+вода, найденное Керриком (личное сообщение, Калифорнийский университет, Беркли) с помощью методики, основанной на определении изменений веса монокристалла. Эти данные указывают на более ограниченное поле устойчивости пирофиллита, чем в предыдущих работах, основанных на синтезе.

ГЛАУКОФАН-ЛАВСОНИТОВЫЕ СЛАНЦЫ И СООТВЕТСТВУЮЩАЯ МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ФАЦИЯ

Полевые и экспериментальные исследования последних десяти лет привели к накоплению новых и, пожалуй, совершенно неожиданных данных об условиях метаморфизма глаукофан-лавсонитовой фации. Наличие метаморфических процессов этого типа в геосинклинальных осадках громадных глобальных поясов представляет сейчас интригующую проблему, возможно являющуюся ключом к проблемам развития океанического дна и континентального дрифта.

Многие исследователи, изучавшие эти породы, находились под впечатлением их пространственных ассоциаций с серпентинитами, и это приводило к заключению, что данные породы являются продуктом приповерхностного метасоматизма. Следующая цитата (Taliaferro, 1943, p. 143) иллюстрирует такое заключение, основанное на длительных и тщательных исследованиях: «Эти сланцы не являются продуктом динамометаморфизма, идущего на больших глубинах, а представляют собой пневматолитовые контактовые образования, которые могут формироваться на очень малых глубинах». Сейчас мы придерживаемся иного взгляда (Essene et al., 1965), но сомнительно, чтобы одно геологическое картирование смогло бы вскрыть значение минеральных превращений, сопровождающих метаморфизм глаукофановых сланцев.

Видимо, определенный интерес представляет проследить экспериментальные работы, которые частично стимулировали возобновление внимания к этой проблеме. Иодер (Yoder, 1950) изучал систему нефелин — альбит при относительно низких давлениях и не нашел поля устойчивости для минерала жадеита. В этих исследованиях часть области ниже 500° С занята цеолитом анальцимом, так что можно было предположить, что если $P_{об\,щ}$ выше P_{H_2O}, то возможно образование жадеита.

Крачек (Kracek et al., 1951) осуществил исследование теплоты этой реакции, а Адамс (Adams, 1953) использовал его данные, чтобы показать, что жадеит может быть фазой высоких давлений и что неудачи Иодера при попытке синтезировать этот минерал можно объяснить неправильным выбором области давления. Исследования Григгса, Файфа и Кеннеди (Griggs et al., 1955), использовавших установку плоского сжатия, показали, что такое заключение, вероятно, правильно, а более тщательные эксперименты Бёрча и Ле-Комта (Birch, Le Comte, 1960) подтвердили, что температура порядка 200° С и давление около 10 *кбар* не-

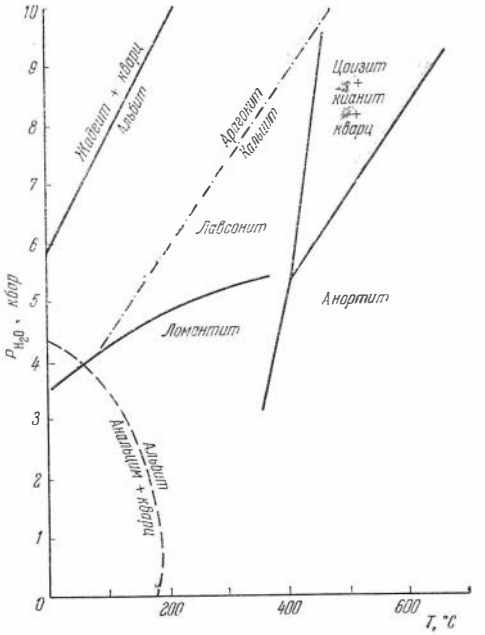


Рис. 5. Фазовые отношения в фации глаукофан-лавсонитовых сланцев

обходимы для получения превращения альбит→жадеит+кварц. Это предполагает глубину погружения осадков порядка 30 *км*.

Полевые исследования показали, что, когда осадочные породы погружены на такую глубину, наблюдается серия прогрессивных изменений (см. Crawford, Fyfe, 1965). На самой низкой ступени может спорадически появляться цеолит (ломонтит), но цеолитовая фация развивается лишь зачаточно.

Основными реакциями являются:

1. Обломочный плагиоклаз→ →лавсонит+альбит.
2. Кальцит→арагонит.
3. Альбит→жадеит+кварц.

На рис. 5 суммировано большинство существующих данных по этим реакциям (взяты из Crawford, Fyfe, 1965; Cambell, Fyfe, 1965). Следует отметить тот поразительный факт, что наблюдаемая последовательность изменений хорошо согласуется с экспериментальными наблюдениями.

Изучение скоростей реакций, так же как и экспериментальные исследования, дополняет наши знания об условиях метаморфизма. Браун, Файф и Тернер (Brown et al., 1962) показали, что, если арагонит, кристаллизовавшийся в поле его устойчивости, сохраняется при разгрузке (падения давления), то термальный градиент на стадии разгрузки должен быть порядка 10 *град/км* или менее. Этот результат был подтвержден более поздними детальными исследованиями (Davis, Adams, 1965). Мы можем, таким образом, заключить, что данный тип метаморфизма проявляется, когда осадки погружаются на большие глубины в областях с минимальным термальным градиентом, и что такие области находились по границе почти всего Тихого океана и притом в сопоставимые геологические эпохи.

Многие детали еще требуют изучения, и имеется много весьма интересных минералогических и метасоматических процессов, нуждающихся в исследовании. Но переход данного типа пород при повышении температуры в эклогиты (Essene et al., 1965) едва ли является неожиданным, если учесть соответствующие давления. Недавние исследования Эссене и Файфа показали также, что пироксены омфацитового типа широко распространены во всех типах ассоциирующих пород, включая осадки. Железистый силикат, дирит, обнаруженный недавно, вероятно, является первым природным диамагнитным железистым силикатом (Carmichael et al., 1966). Появление его находит объяснения благодаря исследованиям Стрэнса (Strens, 1966), наблюдавшего в бариевожелезистом силикате, джиллеспите, спаривание спинов под действием давления.

ДАВЛЕНИЕ ВОДЫ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

Почти все процессы прогрессивного регионального метаморфизма включают прогрессивную дегидратацию минералов. В простых случаях, когда нет явлений окисления-восстановления, переменными, контроли-

рующими эти реакции дегидратации, при отсутствии стресса служат $P_{общ}$ P_{H_2O} и T. Петрологические наблюдения ясно показывают, что P_{H_2O} и $P_{общ}$ не являются абсолютно независимыми переменными. Если бы это было так, то существовал бы минералогический хаос, а не постоянная последовательность превращений в больших объемах пород. Мы можем, таким образом, уверенно считать, что в широком интервале $P_{флюид}$ является определенной функцией $P_{общ}$, и если флюид представляет почти чистую воду, то и P_{H_2O} является определенной функцией $P_{общ}$. Данные по глубоким скважинам также свидетельствуют, что давление флюида приближается к литостатическому. Это говорит в пользу того, что вода диффундирует от места реакции лишь тогда, когда ее давление соответствует давлению нагрузки. Все подобные выводы кажутся приемлемыми, поскольку трудно представить, как скорость диффузии воды при ее очень низком парциальном давлении может значительно превышать скорости диффузии любых компонентов в твердых фазах. Однако пока нет соответствующих количественных данных. Трудно также представить, чтобы в условиях дегидратации и перекристаллизации породы обладали значительной прочностью, если учесть недавние исследования Рэлифа и Патерсона (Raleigh, Paterson, 1965).

Если минералогия пород достаточно сложна и если эти породы содержат несколько пар минералов, стабильность которых является функцией соответствующих переменных, то возможно единственное решение. Уонс и Югстер (Wones, Eugster, 1965) изучали эту проблему методом, который, по нашему мнению, наиболее правилен и наиболее перспективен в отношении получения необходимой информации.

Они рассматривали реакции типа: биотит + кислород $\rightleftarrows$ магнетит + + калишпат + H_2O. Такая ассоциация часто присутствует в породах амфиболитовой фации. При умеренных давлениях состояние равновесия для нее является функцией P_{O_2}, P_{H_2O} и T. Если шпинелевая ассоциация в породах позволяет хорошее определение парциального давления кислорода и если возможно определение T и $P_{общ}$, то могут быть оценены пределы значений P_{H_2O}.

Уонс и Югстер использовали свои данные по устойчивости биотитов при изучении амфиболитов Адирондака (США). Они пришли к заключению, что если температура была 600° С, то P_{H_2O} составляло около 10 *бар*. Конечно, давление нагрузки должно иметь величину на несколько порядков выше. В этом случае либо флюид содержал помимо воды очень много других компонентов (CO_2 ?), либо давления нагрузки и воды были резко различными.

Эти результаты представляют большой интерес, а использованный метод заслуживает серьезного внимания. Но недостатком является отсутствие каких-либо попыток оценить возможные ошибки таких заключений. Представляют ли приведенные 10 *бар* интервал 10±1 или 10±1000? Я предполагаю, что неопределенность должна быть очень велика, и надеюсь, что в ближайшие несколько лет мы увидим дальнейшие детальные работы по этой проблеме. С помощью электронного микроанализатора мы можем изучать химизм сложных ассоциаций, имеющих большое значение для таких целей, и будем надеяться, что многие другие системы также дадут требуемые результаты.

МЕХАНИЗМ ПЕРЕХОДА АРАГОНИТ → КАЛЬЦИТ

Немногие минеральные превращения привлекали внимание столь продолжительно, как условия осаждения и перекристаллизации этих двух полиморфных модификаций, известных минералогам с открытия Клапрота в 1788 г. Первичный кальциевый карбонат, осаждающийся

в поверхностных условиях (неорганическим путем или организмами), может содержать одну или обе полиморфные модификации. В течение многих лет известно, что присутствие некоторых посторонних ионов (Mg^{2+}, SO_4^{2-}, Sr^{2+} и др.) способствует образованию арагонита, тогда как другие способствуют формированию кальцита. Небольшое повышение температуры тоже способствует осаждению арагонита, как и многие организмы. Хорошо известно также, что арагонит намного менее распространен в древних карбонатных породах, но было отмечено его сохранение в течение 300 млн. лет при условии изоляции гидрофобными органическими соединениями. Сотни работ описывают химические факторы этого превращения, но пока нет общего объяснения.

Тесная ассоциация двух фаз в поверхностных условиях может быть принята как свидетельство приблизительного равенства степени устойчивости этих фаз в данных условиях. Но эксперименты показывают (Jamieson, 1953; Crawford, Fyfe, 1965), что при низких давлениях арагонит метастабилен, и прежде чем он станет стабильным относительно кальцита в интервале допустимых «геологических» температур, необходимо погружение приблизительно до 15 *км*. Таким образом, поверхностный арагонит образуется как метастабильная фаза, и его появление контролируется степенью пересыщения среды и относительными скоростями зародышевания и роста. В связи с этой проблемой были предприняты систематические эксперименты (Fyfe, Bischoff, 1965), которые теперь существенно расширены Бишоффом. Некоторые данные о факторах, контролирующих переход арагонит → кальцит при низких давлениях и температурах, могут быть обобщены.

1. Соли можно разделить на два класса: ингибиторы и катализаторы.
2. Ингибиторы, такие как Mg^{2+} и SO_4^{2-}, снижают скорость зародышевания и (или) роста кальцита. Они, адсорбируясь на поверхности кальцита, эффективно блокируют точки роста на гранях кальцита.
3. Почти все соли ускоряют переход, и их эффективность пропорциональна корню квадратному величины ионной силы ($\sqrt{I}$). Растворы таких солей, как NaCl, KCl, $NaNO_3$ и др., при равных концентрациях имеют практически одинаковое влияние.
4. Повышение P_{CO_2} или концентрации иона кальция и снижение pH ускоряет переход.
5. В сухих условиях переход не наблюдается при низких температурах даже за миллионы лет.
6. Зародышевание кальцита происходит на поверхности арагонита.
7. И зародышевание, и рост кальцита зависят от тех же факторов.

Все эти данные могут быть выражены более точным количественным способом, если постулировать, что скорость (K) перехода в водной среде подчиняется соотношению:

$$K \propto (Ca^{2+})(HCO_3^-)\sqrt{I}$$

или

$$K \propto (CaHCO_3^+)\sqrt{I}.$$

Учитывая исследования по росту других кристаллов, можно предположить как весьма вероятное, что комплексный ион $CaHCO_3^+$ играет активную роль.

Влияние ионной силы требует объяснения. Имеется много стадий, на которых мог бы сказаться эффект Дебая — Хуккеля. Хорошо известно, что все реакции между ионами одинаковой валентности ускоряются при повышении ионной силы. На кристаллической поверхности такая ситуация должна, вероятно, возникать за счет сложности ее геометрии, могущей обусловливать местную некомпенсацию валентностей. Но ионная сила может также сказываться на таких процессах, как отделение воды у реагирующих на поверхности гидратированных ионов или

даже на росте критических размеров зародышей и ступеней роста. Такие эффекты хорошо известны в коллоидной химии.

Сравнение наблюдений над природным осаждением карбонатов в океанах и различных типах пресных и соленых озер показывает хорошую корреляцию с лабораторными экспериментами. Кажется очевидным, что реакции в океанах являются преобладающими благодаря влиянию Mg^{2+} как ингибитора и, вероятно, благодаря способности морских животных изменять его концентрацию в клетках, где происходит осаждение карбоната.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В примерах, обсужденных выше, я попытался показать значение прямых экспериментов как средства для понимания природных проблем. Я подчеркнул необходимость для экспериментаторов определения этих данных в отношении точности и пределов применимости к более сложным природным условиям. Но совершенно ясно одно: если соответствующие группы петрологов смогут комбинировать различные подходы и методики, лишь немногие проблемы не будут нами решены или по крайней мере не станут действительно понятными.

AN APPROACH TO PETROLOGY

W. S. FYFE

SUMMARY

The general petrological problems and the one on which most attention has been focussed up to the present are considered in the paper — A mineral assemblage «A» is known to be formed from some other state «B» o solid, liquid or solution. In many cases the time available or involved is of the order of 10^6 years. The aim is to know what fundamental variables (P_{depth}, P_{stress}, $P_{\text{varpoй}}$, T etc.) control this transformation and what the limits are on such variables. The solution of this problem is hard especially for solid reactions having fundamentally sluggish reaction rates. The method of investigation for this case is discussed. The nucleation step can be by-passed by using mixtures «A» and «B». In some cases if the growth rate of the phase is the slow step, techniques can be used to study small amounts of change. If all steps except solution rates are sluggish, measurements of solubility can be used as we know that in a given solvent, the most stable mineral assemblage will have the lowerst solubility. If other methods fail or are difficult one may use calorimetric methods to provide heats of reaction and heat capacities from which the free energies of reaction can be obtained. A few examples of the recent experimental studies of interest to the metamorphic petrologist are considered in the paper: the stability of aluminosilicates; the glaucophane-lawsonite-schist and related metamorphic facies; water pressure during the metamorphism; the mechanism of the aragonite — calcite reaction. In the examples, an attempt was made to indicate the value of direct experiment as an aid in the understanding the natural problems.

ЛИТЕРАТУРА

Adams L. H. A note on the stability of jadeite.— Amer. J. Sci., 1953, **251**, p. 299—308.
Bell P. M. Aluminium silicate system: experimental determination of the triple point.— Science, 1963, **139**, p. 1055—1056.
Birch F., Le Comte P. Temperature-pressure plane for albite composition.— Amer. J. Sci., 1960, **258**, p. 209—217.

Blander M., Topol L. E. The topology of phase diagrams of reciprocal molten salt systems.— J. Inorg. Chem., 1966, **5**, p. 1641—1645.
Brown W. H., Fyfe W. S., Turner F. J. Aragonite in California glaucophane schists, and the kinetics of the aragonite-calcite transformation.— J. Petrol., 1962, 3, p. 566—582.
Campbell A. S., Fyfe W. S. Analcime-albite equilibria.— Amer. J. Sci., 1965, **263**, p. 807—816.
Carmichal L. E. S., Fyfe W. S., Machin D. L. Low spin ferrous iron in the iron silicate deerite.— Nature, 1966, **211**, p. 1389.
Clark S. P. A redetermination of equilibrium relations between kyanite and sillimanite.— Amer. J. Sci., 1961, **259**, p. 641—650.
Clark S. P., Robertson E. C., Birch F. Experimental determination of kyanite-sillimanite equilibrium relations at high temperatures and pressures.— Amer. J. Sci., 1957, **255**, p. 628—640.
Crawford W. A., Fyfe W. S. Lawsonite equilibria.— Amer. J. Sci., 1965, **263**, p. 262—270.
Dachille F., Roy R. Influence of displacive shearing stresses of the kinetics of reconstructive transformations effected by pressure in the range 0—100,000 *bars*.— Proc. 4th Internat sympos. Reactivity Solids. Amsterdam, Elsevier, 1961, p. 502.
Davis L. H., Adams L. H. Kinetics of the calcite-aragonite transformation.— Geophys. Res., 1965, **70**, 433—441.
Essene E. J., Fyfe W. S., Turner F. J. Petrogenesis of Franciscan glaucophane schists and associated metamorphic rocks, California.— Beitr. Mineral. und Petrogr., 1965, **11**, S. 695—704.
Evans B. W. Application of a reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite plus quartz.— Amer. J. Sci., 1965, **263**, p. 647, 667.
Fyfe W. S. On the relative stability of talc, anthophyllite, and enstatite.— Amer. J. Sci., 1962, **260**, p. 460—466.
Fyfe W. S. Stability of Al_2SiO_5 polimorphs.— Chem. Geol., 1967, 2, N 1.
Fyfe W. S., Bischoff J. L. The calcite-aragonite problem.— Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists. Spec Publ., 1965, N 13, p. 3—13.
Fyfe W. S., Hollander M. A. Equilibrium dehydration of diaspore at low temperatures.— Amer J. Sci., 1964, **262**, pg. 709—712.
Griggs O. T., Fyfe W. S., Kennedy G. C. Jadeite, analcite and nepheline-albite equilibrium.— Bull. Geol. Soc. America, 1955, **66**, p. 1569.
Harris R. E., Vaisnys R. J., Stromnerg H., Jura G. Resistance and thermal gap measurements do 400,000 atmospheres. Progress in very high pressure research. Bundy, Hibbard and Strong (eds.). N. Y. John Wiley, 1960, p. 165—172.
Holm J. L., Kleppa O. L. The thermodynamic properties of the aluminium silicates.— Amer Mineral., 1966, **51**, p. 1608—1622.
Jamieson J. C. Phase equilibria in the system calcite-aragonite.— J. Phys. Chem., 1953, **21**, p. 1385—1390.
Khitarov N. I., Pugin V. A., Pin Chao, Slutskii A. B. Relations between andalusite, kyanite and sillimanite of moderate temperatures and pressures.— Geochemistry (U. S. S. R., Engl. transl.), 1963, p. 235—244.
Kracek F. C., Neuvonen J. J., Burley G. A. thermadynamic study of the stability of jadeite.— J. Wash. Acad. Sci., 1951, **41**, p. 373—383.
Kudo A. M., Weill D. F. Plagioclase magma equilibrium: a quantitative approach.— Abstrs. Geol. Soc. America, San Francisco Meet, 1966, p. 115—116.
Newton R. C. The kyanite-sillimanite equilibrium at 750° C.— Science, 1966_1, **151**, p. 1222—1225.
Newton R. C. Kyanite-andalusite equilibrium from 700°—800° C.— Science, 1966_2, **153**, p. 170—172.
Pankratz L. B., Kelley K. K. High-temperature heat contents and entropies of andalusite, kyanite and sillimanite.— Rept Invest., U. S. Bur. Mines, 1964, N 6370.
Raleigh C. B., Paterscon M. S. Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications.— J. Geophys. Res., 1965, **70**, p. 3965—3985.
Robie R. A. Thermodynamic properties of minerals.— Mem. Geol. Soc., America, 1966, N 97, p. 437—458.
Simmons G., Bell P. Calcite-aragonite equilibrium.—Science, 1963, **139**, p. 1197—1198.
Skinner B. J., Clark S. P., Appleman D. F. Molar volumes and thermal expansions of andalusite, kyanite and sillimanite.— Amer. J. Sci., 1961, **259**, p. 651—668.
Smith F. G. Computation of liquids relationships in multicomponent binary salt systems.— Canad. Mineralogist, 1965, **8**, p. 141—148.
Strens R. G. J. Pressure-induced spin-pairing in gillespite, $BaFe^{2+}$ Si_4O_{10}.—Chem. Communs, p. 777, 1966.
Taliaferro N. L. The Franciscan-Knoxville problem.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1943, **27**, p. 109—219.
Velde B. Upper stability of muscovite.— Amer. Mineralogist, 1966, **51**, p. 924.
Weill D. F. Stability relation in the Al_2O_3—SiO_2 system calculated from solubilities in the Al_2O_3—SiO_2—Na_3AlF_6 system.— Geochim. et cosmochim. acta, 1966, **30**, p. 223—237.
Wones D. R., Eugster H. P. Stability of biotite: experiment, theory and application.— Amer. Mineralogist, 1965, **50**, p. 1228—1271.
Yoder H. S. The jadeite problem.— Amer. J. Sci., 1950, **248**, p. 312—324.

ГЕРМАНАТЫ КАК МОДЕЛЬ СИЛИКАТОВ, УСТОЙЧИВЫХ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ

А. Е. РИНГВУД
Отдел геофизики и геохимии Национального университета Австралии, Канберра

Широко распространено мнение, что исследование фазовых переходов в твердых телах при высоких давлениях имеет большое значение для понимания свойств и структуры пород верхней мантии. Идеальным способом изучения этих фазовых переходов, очевидно, следует считать экспериментальное моделирование P — T-условий, существующих в мантии, и исследование поведения силикатов при этих условиях. Однако на этом пути имеются препятствия, связанные с ограниченными возможностями экспериментальной аппаратуры, которая не может воссоздавать термодинамические условия, отвечающие глубинам более 600 *км*. Для моделирования глубинных частей мантии необходима другая аппаратура. Здесь обнаруживаются также и другие трудности. При давлениях ниже 150 *кбар* большинство превращений в силикатах идет достаточно медленно, чтобы осуществить «закалку» в аппаратах высокого давления и сохранить модификации высокого давления при снижении его до атмосферного, что облегчает прямое их изучение оптическим и рентгеноструктурным методами. Однако недавние эксперименты в нашей лаборатории при давлениях более 150 *кбар* заставляют предполагать, что в этой области существуют важные фазовые переходы с образованием модификаций, которые не могут быть «закалены» и немедленно превращаются при снижении давления в модификации, устойчивые при низких давлениях. Исследование таких явлений требует применения новой техники, которая позволит изучать свойства веществ непосредственно в аппарате высокого давления.

Использование германатов в качестве модели для силикатов, устойчивых при высоких давлениях, позволяет миновать эти ограничения. Благоприятно также, что германаты ведут себя в кристаллохимическом отношении подобно силикатам, что впервые было отмечено в классической работе Гольдшмидта (Goldschmidt, 1931). Оба элемента — и кремний, и германий — легко образуют четырехвалентные ионы, которые обладают сходством внешних электронных оболочек и радусов (Si^{4+} = =0,42 Å, Ge^{4+}=0,49 Å; Ahrens, 1952, а также личное сообщение). Соответственно кристаллохимия силикатов очень напоминает кристаллохимию германатов, особенно для кислородных соединений. Хотя некоторые исключения и встречаются, все же соответствующие силикаты и германаты обычно взаимно изоструктурны и при повышенных температурах обнаруживают полную серию твердых растворов. Чтобы иллюстрировать это положение, по литературным данным составлен список изоструктурных германатов и силикатов, обнаруживающих большое разнообразие структур (табл. 1). Этот список неполный, при более тщательных поисках можно найти много других примеров.

На основании сказанного можно предположить, что если будет синтезирован германат с новой структурой, то весьма вероятно, что при не-

Таблица 1. **Список изоструктурных силикатов и германатов**

Соединения Si	Соединения Ge	Тип структуры	Соединения Si	Соединения Ge	Тип структуры
SiO_2	GeO_2	Кварц	$ZrSiO_4$	$ZrGeO_4$	Циркон
SiO_2	GeO_2	Рутил	Li_4SiO_4	Li_4GeO_4	—
$MgSiO_3$	$MgGeO_3$	Пироксен	$ScSi_2O_7$	$SeGe_2O_7$	Тортвейтит
$FeSiO_3$	$FeGeO_3$	»	$Bi_4Si_3O_{12}$	$Bi_4Ge_3O_{12}$	Эвлит
$CoSiO_3$	$CoGeO_3$	»	$BaTiSi_3O_9$	$BaTiGe_3O_9$	Бенитоит
$MnSiO_3$	$MnGeO_3$	»	$NaAlSi_3O_8$	$NaAlGe_3O_8$	Полевой шпат
$CaMgSi_2O_6$	$CaMgGe_2O_6$	Диопсид	$KAlSi_3O_8$	$KAlGe_3O_8$	»
$CaSiO_3$	$CaGeO_3$	Волластонит	$CaAl_2Si_2O_8$	$CaAl_2Ge_2O_8$	»
$SrSiO_3$	$SrGeO_3$	Псевдоволластонит	$BaAl_2Si_2O_8$	$BaAl_2Ge_2O_8$	»
Li_2SiO_3	Li_2GeO_3	—	$KAlSi_2O_6$	$KAlGe_2O_6$	Лейцит
Na_2SiO_3	Na_2GeO_3	—	$NaAlSi_2O_6$	$NaAlGe_2O_6$	Жадеит
Mg_2SiO_4	Mg_2GeO_4	Оливин	$NaAlSiO_4$	$NaAlGeO_4$	Нефелин
Ca_2SiO_4	Ca_2GeO_4	»	$3NaAlSiO_4 \cdot NaCl$	$3NaAlGeO_4 \cdot NaCl$	Содалит
Mn_2SiO_4	Mn_2GeO_4	»	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	$Ca_3Al_2Ge_3O_{12}$	Гранат
$CaMgSiO_4$	$CaMgGeO_4$	»	$Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$	$Ca_3Cr_2Ge_3O_{12}$	»
Ni_2SiO_4	Ni_2GeO_4	Шпинель	$Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$	$Ca_3Fe_2Ge_3O_{12}$	»
Co_2SiO_4	Co_2GeO_4	»	$Cd_3Al_2Si_3O_{12}$	$Cd_3Al_2Ge_3O_{12}$	»
Fe_2SiO_4	Fe_2GeO_4	»	$Mn_3Al_2Si_3O_{12}$	$Mn_3Al_2Ge_3O_{12}$	»
Zn_2SiO_4	Zn_2GeO_4	Фенакит	$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$	$Mg_3Ge_2O_5(OH)_4$	Серпентин
Be_2SiO_4	Be_2GeO_4	»	$Ni_3Si_2O_5(OH)_4$	$Ni_3Ge_2O_5(OH)_4$	»
			$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	$Mg_3Ge_4O_{10}(OH)_2$	Тальк

которых благоприятных $P-T$-условиях должен быть устойчив и соответствующий ему изоструктурный силикат. Таким образом, открытие фазового перехода в каком-либо германате способно служить указанием на существование аналогичного фазового перехода в изоструктурном силикате при соответствующих $P-T$-условиях.

Хотя сами эти соотношения полезны, имеется еще одно важное обстоятельство, ценное для изучения мантии Земли. Очевидно, что германаты часто могут рассматриваться как модель высокого давления для соответствующих силикатов. Если какой-либо германат обнаруживает фазовый переход при определенном давлении, то изоструктурный ему силикат часто обнаруживает подобный переход при более высоком давлении. Обратные соотношения не наблюдались. Более того, в случаях, когда для силиката обнаруживается полиморфизм при высоком давлении, то соответствующий ему германат, если он не обнаруживает тот же полиморфизм, часто имеет только структуру полиморфа высокого давления. Примеры подобных соотношений приведены в табл. 2.

Причины этого состоят в простых принципах кристаллохимии. Структуры ионного типа в большой степени определяются отношениями ионных радиусов составляющих ионов. В особенности это приложимо к окислам, в которых критическими параметрами являются обычно отношения ионных расстояний между малыми катионами (например, Si^{4+} = = 0,42 Å, Mg = 0,66 Å) и большими кислородными анионами (O^{2-} = = 1,42 Å), занимающими большую часть объема кристалла. Когда кристалл сжат при высоком давлении, радиусы составляющих ионов сокращаются в разной степени, что изменяет отношения ионных радиусов и тип структуры. Превращение в новую твердую фазу может произойти, когда отношение ионных радиусов достигает некоторого критического значения.

В отношении кислородных соединений очевидно, что большие анионы кислорода относительно более сжимаемы, чем маленькие катионы, и, следовательно, при сжатии отношение ионных радиусов (R катиона/R кислорода) возрастает. Аналогичное взаимоотношение устанавливается между атомными радиусами и сжимаемостью в щелочных металлах (рис. 1), где видно, что линейная сжимаемость C возрастает с радиусом R по закону $C \approx R^n$, где $n > 1$. Например, отношение радиусов щелочных металлов к цезию увеличивается с давлением. В результате этой закономерности в кислородных соединениях, когда в них устанавливается фазовый переход, полиморф высокого давления почти всегда будет относиться к классу структур, характеризуемых более высоким отношением радиусов катиона к аниону, чем в структуре низкого давления. Такие соотношения удерживаются даже тогда, когда не наблюдается изменений в координационных числах катионов, как, например, при переходе оливина в шпинель.

Применяя эти результаты к силикатам и к германатам, можно ожидать, что в процессе сжатия отношения радиусов R_{Si}/R_O и R_{Ge}/R_O будут возрастать. Превращение в новую фазу высокого давления происходит, когда это отношение радиусов достигает критической величины. Так как при нулевом давлении радиус Ge^{4+} (0,48 Å) немного больше радиуса Si^{4+} (0,42 Å), германаты требуют меньших давлений для данного

Таблица 2. **Сравнительная устойчивость изоструктурных германатных и силикатных фаз и фазовых ассоциаций**

Тип структуры	Германат	Условия устойчивости	Силикат	Условия устойчивости	Литературный источник
Рутил	GeO_2	P=0, 1007°C	SiO_2	95 *кбар*, 1000°C	Robbins, Levin (1959); Stishov, Popova; (1961) Jeffery et al. (1966)
Гранат	$Ca_3Al_2Ge_3O_{12}$	P=0, 100°C	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	15 *кбар*, 800—1000°C	Tauber et al. (1958); Pistorus, Kennedy (1960)
Шпинель	Ni_2GeO_4	P=0, 650°C	Ni_2SiO_4	18 *кбар*, 650°C	Ringwood (1962)
»	Co_2GeO_4	P=0, 700°C	Co_2SiO_4	70 *кбар*, 700°C	Ringwood (1963)
»	Fe_2GeO_4	P=0, 800°C	Fe_2SiO_4	38 *кбар*, 600°C	Ringwood (1958_2)
»	Mg_2GeO_4	P=0, 800°C	Mg_2SiO_4	150 *кбар*, 800°C	Dachille, Roy (1960); Ringwood, Major (1966_1)
Жадеит	$NaAlGe_2O_6$	13 *кбар*, 1000°C	$NaAlSi_2O_6$	20 *кбар*, 1000°C	Ringwood, Hibberson (unpubl.), Robertson et al. (1957)

Непропорциональные реакции	P, *кбар*	T, °C	Литературный источник
$NaAlSi_3O_8 \rightarrow NaAlSi_2O_6 + SiO_2$	25	1000	Birch, Le Comte (1960)
$NaAlGe_3O_8 \rightarrow NaAlGe_2O_6 + GeO_2$	15	1000	Ringwood, Hibberson (unpubl.)
Альбит → жадеит + кварц, рутил			
$2FeSiO_3 \rightarrow Fe_2SiO_4 + SiO_2$	100	900	Ringwood, Major (1966_1)
$2FeGeO_3 \rightarrow Fe_2GeO_4 + GeO_2$	10	700	Ringwood, Major (1966_1)
Пироксен → шпинель + рутил			
$2CoSiO_3 \rightarrow Co_2SiO_4 + SiO_2$	100	900	Ringwood, Major (1966_2)
$2CoGeO_3 \rightarrow Co_2GeO_4 + GeO_2$	10	700	
Пироксен → шпинель* + рутил			

* Деформированная структура шпинели (?). Нормальная структура шпинели устойчива для состава $(Mg_{0,85}Fe_{0,15})SiO_4$ при 150 *кбар* и 900°C.

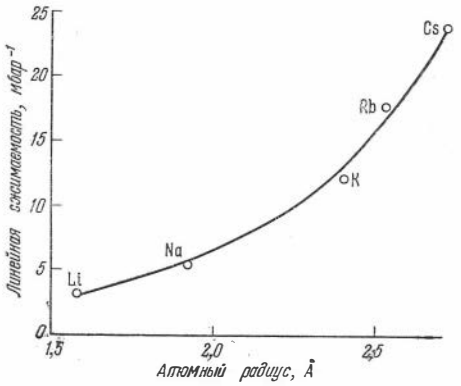


Рис. 1. Линейная сжимаемость щелочных металлов, отнесенная к атомному радиусу

перехода, чем силикаты. С другой стороны, так как их начальное отношение радиусов высоко, то германаты могут кристаллизоваться при нулевом давлении в форме таких структур, которые в силикатах возникают только при высоких давлениях.

По этим причинам изучение германатов в качестве моделей силикатов, устойчивых при высоком давлении, делает возможным получение информации о фазовых переходах, которые имеют место в силикатах при давлениях значительно более высоких, чем в состоянии достичь современная экспериментальная техника. Существует несколько путей, где использование германатов в качестве моделей может дать известные преимущества. Первый — чисто качественный: систематическое изучение при высоком давлении устойчивости германатов, изотипичных главным силикатным минералам. Почти во всех случаях, которые мы исследовали при давлениях до 100 *кбар*, германаты были трансформированы в более плотные модификации. По причинам, рассмотренным выше, можно с высокой степенью вероятности ожидать, что силикаты будут превращаться в аналогичные кристаллические фазы при намного более высоких давлениях. Это очень ценная помощь в исследованиях. Кроме того, по аналогии с германатами могут быть оценены различные важные свойства, особенно плотность, силикатов высоких давлений. Это используется при интерпретации свойств нижних частей мантии.

Необходимо остановиться на существенном предостережении. Структурное соответствие между германатами и силикатами очень тесно, но оно не универсально. Значительно число случаев, когда силикаты не характеризовались аналогией с германатами (например, коэсит) и наоборот. В связи с этим отмеченные выше соотношения следует рассматривать в плане вероятностного подхода. Они наиболее эффективны при построении моделей, например, структуры мантии, которые затем должны быть всесторонне критически испытаны с других позиций. Нужно подчеркнуть, что этими методами ни в коей мере не предполагается заменить прямые исследования устойчивости твердых веществ при высоких давлениях. Тем не менее когда непосредственные методы исследования невозможны из-за технических трудностей, косвенные методы могут иметь большую ценность.

Многие фазовые переходы в германатах включают полное или частичное изменение координационного числа иона германия от 4 до 6. В чистом GeO_2 эта перемена координации имеет место уже при атмосферном давлении при температуре 1007° С (Robbins, Levin, 1959). Однако в сложных германиево-окисных соединениях германий встречается почти исключительно в четверной координации при атмосферном давлении (исключая гидроксил- и фторсодержащие разновидности). Это значит, что комбинация основного окисла с GeO_2 в форме германата ведет к стабилизации германия в тетраэдрической координации. Прямые доводы в пользу такого поведения германиевых соединений в общем виде были сформулированы Уэйлом (Weyl, 1951, 1956).

Для перевода Ge в германатах из четвертной в шестерную координацию требуется более высокое давление, чем при осуществлении того же перехода в GeO_2. Это обусловлено большей устойчивостью групп

GeO_4^{4-} в германатах, чем в GeO_2. Данное обобщение приемлемо и по отношению к силикатам. Отсюда следует, что в силикатах фазовые переходы при высоких давлениях, ведущие к переходу Si в шестерную координацию, требуют в общем более высоких давлений, чем давления, необходимые для перехода от четверной к шестерной координации в чистом SiO_2. Таким образом, кривая равновесия стишовит — коэсит является пределом наиболее низкого давления для перехода от четверной к шестерной координации в силикатах. За время проведения большого количества исследований в нашей лаборатории не было найдено никаких исключений из этого правила.

Взаимоотношения между силикатами и германатами могут также исследоваться с использованием количественных оценок. Так как имеет место значительное сходство между ионами германия и кремния и существуют полные серии твердых растворов, которые обнаруживают изоструктурность между германатами и силикатами, представляется вероятным, что при высоких температурах термодинамическое поведение германат-силикатных твердых растворов не отступает от идеальности (Ringwood, 1958_1). Это открывает путь к использованию равновесий в твердых растворах между германатами, обладающими структурами «высокого давления» (например, шпинель), и силикатами, характеризующимися структурами «низкого давления» (например, оливин). На практике такой метод был впервые применен Рингвудом (Ringwood, 1956, 1958_1) при анализе равновесий в системе $Ni_2GeO_4 — Mg_2SiO_4$. При 1500° С и атмосферном давлении были экспериментально определены составы сосуществующих твердых растворов шпинелей и оливинов. Разница свободных энергий ΔG между оливином и гипотетической формой шпинели Mg_2SiO_4 равна $RT \ln \frac{a_1}{a_2}$, где a_1 — активность Mg_2SiO_4 в твердом растворе оливина, a_2 — активность Mg_2SiO_4 в шпинели. Допуская термодинамическую идеальность, a_1 равно $[Mg]^2[Si]$, где [Mg] — атомная доля $\frac{Mg}{(Mg + Ni)}$, [Si] — атомная доля $\frac{Si}{(Si + Ge)}$ в оливине. Аналогично, a_2 равно $[Mg]^2[Si]$ в шпинели (Tempkin, 1945). Значение ΔG, вычисленное таким образом, может быть приравнено количественно к $P \cdot \Delta V$, где P — давление, ΔV — разница молярного объема между оливином и гипотетической формой шпинели Mg_2SiO_4. Последняя может быть получена экстраполяцией параметров решетки твердых растворов или из других кристаллохимических соотношений.

Используя данный метод, Рингвуд (Ringwood, 1956) смог вычислить давление для оливин-шпинелевого перехода в чистом Mg_2SiO_4 при 1500° С. Оно оказалось равно 175 ± 55 *кбар*. Эта оценка недавно была подтверждена (Ringwood, Major, 1966_1) прямым синтезом шпинелевой модификации из магнезиального оливина при $P = 150—170$ *кбар* и T около 1000° С. Другой пример использования метода осуществлен в процессе изучения системы $Ni_2GeO_4—Ni_2SiO_4$ (Ringwood, 1962). Результатом этой работы явилось предсказание существования поля устойчивости шпинели Ni_2SiO_4 (несмотря на предварительное отрицательное заключение о стабильном существовании этой полиморфной модификации при высоком давлении; Wentorf, 1959). Последующие прямые эксперименты при высоком давлении привели к открытию шпинели Ni_2SiO_4 при $P — T$-условиях, согласующихся с предварительной оценкой. Успех данного подхода, имеющего широкую применимость, может служить ободряющим обстоятельством при дальнейших исследованиях.

Третий метод, использующий германат-силикатные фазовые равновесия для оценки давления, при котором возможны превращения в силикатных конечных членах, состоит в определении положения термодинамических границ устойчивости твердого раствора в данной системе

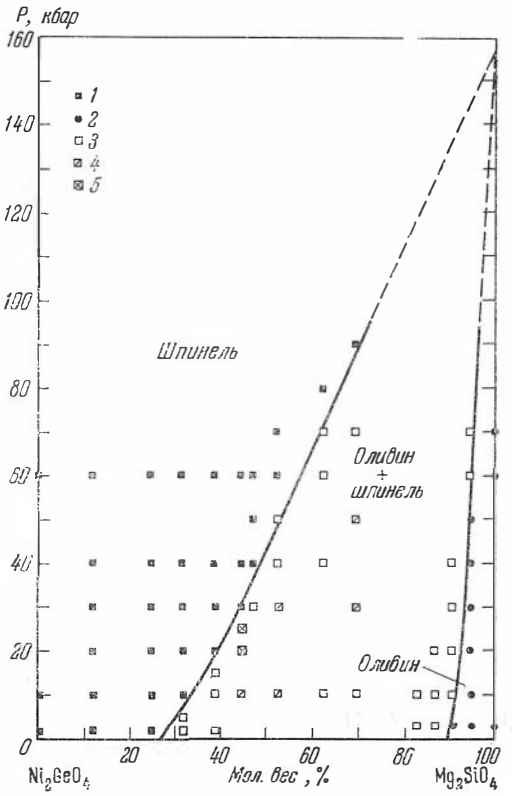


Рис. 2. Система Ni_2GeO_4—Mg_2SiO_4 при 600° С и 0—90 *кбар* (Ringwood, Seabrook, 1962)

1 — шпинель; *2* — оливин; *3* — шпинель+оливин; *4* — шпинель+оливин+серпентин; *5* — шпинель+серпентин (при 600° С), шпинель+оливин (при 650° С)

(в широком интервале давлений) и дальнейшей простой экстраполяции фазовых границ в область высоких давлений. Дачилл и Рой (Dachille, Roy, 1960), действуя подобным образом, получили оценку давления для оливин-шпинелевого перехода в Mg_2SiO_4 экстраполяцией данных для системы Mg_2GeO_4—Mg_2SiO_4. Полученная величина давления составила 100±15 *кбар* при 530° С. Аналогичные исследования для системы Ni_2GeO_4—Mg_2SiO_4 были проведены Рингвудом и Сибруком (Ringwood, Seabrook, 1962), которые оценили давление фазового перехода при 600° С в 130± ±20 *кбар* (рис. 2). Эта цифра хорошо согласуется с последними экспериментальными определениями данного перехода.

Все обсуждавшиеся выше методы употреблялись для модели строения мантии (Ringwood, 1958_2, 1966) на том этапе, когда прямые эксперименты не были способны воссоздать *P*—*T*-условия в глубинах земли глубже, чем 400 *км*. Поскольку большинство из главных фазовых переходов имеет место на глубинах, превышающих этот уровень, то прямые методы на этом этапе применялись в малой степени. Однако затем при дальнейшем совершенствовании техники стало возможным создать в лаборатории *P* — *T*-условия, эквивалентные глубинам в мантии около 600 *км*. Многие из ранних предположений, основанных на исследованиях с германатами, были уточнены, и это помогло интерпретировать структуру мантии на глубинах более 600 *км*; эта интерпретация в ожидании дальнейшего прогресса в экспериментальной технике должна пока основываться на германатных моделях, описанных выше.

GERMANATES AS HIGH PRESSURE MODELS FOR SILICATES

A. E. RINGWOOD

SUMMARY

The crystal chemistry of silicates is very closely related to that of germanates, particularly for oxy-compounds. Although some exceptions occur, corresponding silicates and germanates are usually isostructural with one

another, and at elevated temperatures display complete solid solutions with one another. If a germanate with a new structure should be synthesized, there would be a reasonable probability that under some appropriate $P-T$-conditions, a corresponding isostructural silicate would be stable. It appears that germanates often behave as high pressure models for the corresponding silicates. If a germanate is found to display a given phase transformation at a particular pressure, the corresponding silicate often displays the same transformation, but at a much higher pressure. For these reasons, the study of germanates as high-pressure models of silicates offers us the possibility of obtaining useful information about phase transformations which may occur in silicates at pressures beyond the range of currently available experimental techniques. There are several ways in which these relationships may be taken advantage of.

1. The first is purely qualitative. A systematic study of the principal silicate minerals. Because of the relative stabilization of GeO_4^{4-} groups in germanates as compared with GeO_2, higher pressures are required to cause change in Ge coordination from 4 to 6 in germanates than in GeO_2. This generalization may reasonably be applied to silicates. It implies that high pressure transformations in silicates which lead to octahedral coordination for silicon are likely to require pressures which are higher than those required for the 4 to 6 transformation in pure SiO_2. Thus the equilibrium curve for the coesite-stishovite transition will constitute a lower-pressure limit for 4 to 6 transitions in silicates.

2. The relationships between silicates and germanates can also be used in a more quantitative manner than discussed above. It is probable that at high temperatures, the thermodynamic behaviour of germanate-silicate solid solutions will not depart far from ideality. This opens the possibility of using solid solutions equilibria between a germanate possessing a «high pressure» structure (e. g. spinel) and a silicate possessing a «low pressure» structure (e. g. olivine).

3. A third method of using germanate-silicate phase equilibria to predict pressures at which transformations should occur in silicate end-members is by determining the solid solubility boundaries in a given system over a wido range of pressuros, and then simply extrapolating the phase boundaries into higher pressure regions.

ЛИТЕРАТУРА

Ahrens L. H. Geochim. et cosmochim. acta, 1952, **2**.
Birch F., Le Comte P. Amer. J. Sci., 1960, **258**.
Dachille F., Roy R. Amer. J. Sci., 1960, **258**.
Goldschmidt V. M. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl., 1931, **1**.
Jeffery R. N., Barnett J. D., Vanfleet H. B., Hall H. T. J. Appl. Phys. 1966, **37**.
Pistorius W., Kennedy G. C. Amer. J. Sci., 1960, **258**.
Ringwood A. E. Nature, 1956, **178**.
Ringwood A. E. Geochim. et cosmochim. acta, 1958_1, **13**.
Ringwood A. E. Geochim. et cosmochim. acta, 1958_2, **15**.
Ringwood A. E. Geochim. et cosmochim acta, 1962, **26**.
Ringwood. A. E. Nature, 1963, **198**.
Ringwood A. E., Chapter P. 357—399 in: Advances in Earth Science, P. M. Hurley, M. I. T. Press(eds.), 1966.
Ringwood A. E., Major A. Earth Planet. Sci. Let., 1966_1, **1**.
Ringwood A. E., Major A. Earth Planet. Sci. Let., 1966_2, **1**.
Ringwood A. E., Major A. Earth Planet. Sci. Let., 1966_3, **1**.
Ringwood A. E., Seabrook M. J. Geophys. Res., 1962, **67**.
Robertson E. F., Birch F., MacDonald G. Amer. J. Sci., 1957, **255**.
Robbins L. R., Levin E. M. Amer. J. Sci., 1959, **257**.
Stishov S. M., Popova S. V. Geolhimiya., 1961, N 10.
Tauber A., Banks E., Kedesy H. Acta crystallogr., 1958, **11**.
Tempkin M. Acta physicochim. U. R. S. S., 1945, **20**.
Wentorf R. N. Nature, 1959, **183**.
Weyl W. A. Coloured glasses.— Soc. Glass Technol. England, Sheffield, 1951.
Weyl W. A. Glass industry, 1956, N 5, 6.

ЭКЛОГИТЫ

А. А. ГОДОВИКОВ, Дж. К. КЕННЕДИ

Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск,
Институт геофизики и планетарной физики, Лос-Анжелес, США

ВВЕДЕНИЕ

Впервые термин «эклогит» был предложен Гаюи в 1822 г. (Haüy, 1822) для породы, состоящей в основном из зеленого диаллага и граната, содержащей в качестве акцессориев дистен, кварц, эпидот, амфибол и пирит. Затем Леонард (Leonhard, 1823) добавил в качестве акцессориев также слюду, хлорит и магнетит. В 1914 г. Вагнер (Wagner, 1914) описал эклогитовые включения в кимберлитах Южной Африки. Вскоре после этого были подробно описаны эклогиты Франции (Brière, 1920), а затем Норвегии (Escola, 1921). Розенбуш (Rosenbusch, 1923), рассматривая эклогиты, поместил их в группу метаморфических пород, подчеркивая особенности их слоистой структуры. Однако затем появляется обстоятельная монография Виллиамса по алмазным месторождениям Южной Африки (Williams, 1932), где он дает очень подробное петрографическое описание различных эклогитов, обнаруженных в виде включений в кимберлитах. Позже появляется большое число работ по эклогитам Европы (Alderman, 1936; Hentschel, 1937; Philipsborn, 1930; Wiseman, 1934 и др.), связанным генетически с различными сериями метаморфических пород. Это обстоятельство склоняет многих исследователей к рассмотрению эклогитов только как метаморфических пород. Неясность положения эклогитов нашла свое отражение в описательной петрографии изверженных пород Джоханнеса (Johannes, 1938). Касаясь эклогитов, он писал, что «они, возможно, метаморфические и если это так, не относятся, согласно классификации, к изверженным породам» (стр. 462).

Однако годом позже появилась генетическая классификация эклогитов Эскола (Escola et al., 1939), принятая при рассмотрении фаций регионального метаморфизма Тернером и Ферхугеном (Turner, Verhoogen, 1960).

Эскола выделил четыре основные генетические группы эклогитов.

1. Ксенолиты в кимберлитах, базальтах, базальтовых брекчиях, сопровождаемые обычно «оливиновыми нодулями».

2. Прожилки и прослойки в дунитах и их серпентинизированных аналогах.

3. Линзовидные включения в гнейсах.

4. Прослойки в амфиболитовых, глаукофановых, жадеитовых и слюдяных сланцах.

Он отметил также ряд минералогических особенностей каждого из типов эклогитов и различия в условиях их образования.

После появления классификации Эскола приводятся новые данные не только по эклогитам Европы (Angel, Schaider, 1950; O'Hara, 1960 и др.), но также Африки (Knorring, Kennedy, 1958; Nixon et al., 1963), Калифорнии (Switzer, 1945; Coleman et al., 1965), Японии (Miyashiro, Seki, 1958; Shido, 1959).

В последнее время в связи с открытием алмазных месторождений в Якутии появилось большое число работ по эклогитам из кимберлитов Якутии (например, Милашев, 1960; Бобриевич и др., 1964; Соболев, Кузнецова, 1965 и др.). Особо среди них надо отметить работу А. П. Бобриевича, Г. И. Смирнова и В. С. Соболева (1960), описавших очень богатую кальцием породу, по минералогическому составу аналогичную дистеновому эклогиту, которую они назвали гросспидитом. Они отметили принципиальное отличие гросспидитов от кианитовых эклогитов, а также тех и других от бескианитовых эклогитов. Были описаны также эклогитовые породы Урала (Чесноков, 1959).

Изучая эклогиты глаукофановых сланцев Калифорнии и сопоставляя их с эклогитами других районов мира, Колмэн с сотрудниками (Coleman et al., 1965) предложили свою классификацию эклогитов, разделив их на три группы.

A — эклогиты из кимберлитов, базальтов и ультраосновных пород.

B — прослойки и линзы в гнейсах.

C — прослойки и линзы в метаморфических породах альпийского типа (в том числе в глаукофановых сланцах).

Судя по тому, что авторы не упоминают классификации Эскола 1939 г. и не приводят ссылок ни на его работу, ни на книгу Тернера и Ферхугена, классификация Эскола не была им известна. В связи с этим надо особо отметить, что они пришли практически к той же классификации с той лишь разницей, что объединили первые две группы Эскола в одну (группа *A*). Названные авторы продемонстрировали весьма существенное различие в химическом составе эклогитов каждой из выделенных групп, а также значительные различия в химизме отдельных слагающих их минералов.

Кроме материалов по природным эклогитам, в последнее время появились многочисленные экспериментальные работы, посвященные в большинстве своем частным вопросам условий образования тех или иных минералов, а иногда и более основательные исследования, затрагивающие проблему эклогитов в целом. К последнему типу работ относится исследование Иодера и Тилли (Yoder, Tilley, 1962), в котором авторы привели многочисленные результаты своих экспериментов с базальтами и эклогитами при высоких давлениях и температурах. Базальт-эклогитовому переходу под давлением посвящена работа Коэна, Ито и Кеннеди (Cohen et al., 1967).

Для лучшего понимания особенностей химизма и минералогии эклогитов представляют интерес как дальнейшие экспериментальные исследования, так и сопоставления особенностей химического и минералогического состава различных эклогитов.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ

Исходный материал

В качестве исходного материала использовался оливиновый толеит из Буффало Бьютт, Сан Хуан, Нью Мехико NM5, т. е. тот же, который был использован ранее Кеннеди (Kennedy, 1948), Йодером и Тилли (Joder, Tilley, 1962), Коэном, Ито и Кеннеди (Cohen, et al., 1967).

Порода первоначально была описана Ларсеном (Larsen et al., 1938), а затем Йодером и Тилли (Joder, Tilley, 1962). Все они приводят одинаковый минералогический состав: плагиоклаз, пироксен, оливин, магнетит, стекло. Согласно Ларсену, плагиоклаз отвечает составу $Ab_{32}An_{67}$. Йодер и Тилли отметили микрофенокристы плагиоклаза, не описанные Ларсеном.

Порошок исходного оливинового толеита высушивали 2 *час* при 125° С и затем загружали в капсулу из железа Армко, завинчивающуюся сверху крышкой. В крышке проделывали тонкое отверстие для сообщения между газом внутри и вне капсулы. Капсулу помещали в завинчивающуюся сверху стальную бомбу. Бомбу наполняли аргоном и помещали в печь. Температура поднималась до 900° С и затем после закрытия выходного вентиля — до 1350° С. При этой температуре образец выдерживали 2 *час*. После этого бомбу закаливали погружением в воду. Стекло извлекали из железной капсулы механическим путем.

Для дальнейшего исследования отбирали бульки совершенно прозрачного стекла с показателем преломления 1,585. Стекло было рентгеноаморфно и под микроскопом не обнаруживало никаких признаков кристаллического материала. Затем стекло истирали до пудры в агатовой ступке, сушили при 125° С около 8 *час*. В таком виде оно хранилось в эксикаторе над силикагелем.

Поскольку способ приготовления исходного базальтового стекла и его показатель преломления очень близки к использованным ранее Коэном, Ито и Кеннеди (Cohen et al., 1967), химический состав стекла можно охарактеризовать теми же величинами (табл. 1). Для сравнения

Таблица 1 Результаты анализов исходного оливинового толеита и среднего тихоокеанского толеита*

Компоненты	NM5, исходная порода**	NM5, исходное стекло***	Средний тихоокеанский толеит****	Компоненты	NM5, исходная порода**	NM5, исходное стекло***	Средний тихоокеанский толеит****
SiO_2	49,85	49,93	50,38	CaO	9,31	9,33	11,84
Al_2O_3	16,72	16,75	16,13	Na_2O	2,92	2,92	2,82
Fe_2O_3	1,60	—	—	K_2O	0,37	0,37	0,21
FeO	9,94	11,40	9,68	P_2O_5	0,19	0,19	0,15
MnO	0,18	0,18	0,19	TiO_2	1,34	1,34	1,56
MgO	7,58	7,59	7,04				

* Взято из (Cohen et al., 1967). ** Взято по анализам Скуна (Yoder, Tilley, 1962, p. 375) с FeO/Fe_2O_3 (по Kennedy, 1948). *** То же, что колонка, 1 но все железо в виде FeO. **** Пересчитано на железо как FeO.

в той же таблице приведен средний состав тихоокеанского толеита, показывающий довольно большую близость состава исходного материала и пород, встречающихся в значительном количестве и на громадной территории.

Когда по ходу работы в исходный материал необходимо было добавить кремнезем, применяли истертое в агатовой ступке кварцевое стекло.

Кианит, использовавшийся в некоторых из опытов, был взят из минералогической коллекции геологического факультета Калифорнийского университета в Лос-Анжелесе (№ 3433А). Он представлял собой часть большого плоского голубого кристалла кианита из района Султан Хамуд, Кения. Он также тщательно истирался в агатовой ступке.

Как кварцевое стекло, так и кианит, истертые до пудры, сушили перед использованием в опытах при 125° и хранили в том же эксикаторе, что и истертое стекло оливинового толеита.

Техника эксперимента

Почти все детали аппаратуры и техника эксперимента были те же, что и описанные ранее Коэном, Ито и Кеннеди (Cohen et al., 1967).

Образец весом около 20 *мг* загружали в капсулу из железа Армко. В качестве среды, передающей давление, использовался только алсимаг-222. Горячий спай термопары изолировали от капсулы алундовым диском толщиной 0,4 *мм*.

Температуру измеряли *Pt — PtRh* 10%-термопарой посредством потенциометра Линдс и Нортруп К-2 или предварительно отградуированных электронных самописцев. Точность измерения температуры около ±10° С.

Давление рассчитывали с поправкой на трение по данным Коэна, Ито и Кеннеди, т. е. определяли с точностью ±1 *кбар*.

Все опыты оканчивали быстрым снижением напряжения на печи (2—3 *мин*) или мгновенным отключением питания нагревателя, т. е. закалкой. Все время, пока образец остывал, давление поддерживали постоянным.

Длительность опытов была от нескольких минут до 1 *час*.

Во всех опытах давление и температуру поддерживали как можно ближе к прямой плавления эклогитов под давлением (Cohen et al., 1967).

Образец извлекали из капсулы растворением последней в соляной кислоте. При этом капсулу помещали в спираль из платиновой проволоки.

Идентификация фаз

Прозрачные шлифы были почти бесполезны для идентификации из-за чрезвычайно мелкозернистого строения образцов. Первоначальное изучение образцов проводили под бинокуляром. Затем часть измельченного материала исследовали рентгенографически на дифрактометре Норелко с использованием медной радиации с никелевым фильтром и скоростей гониометра от 0,25 до 1 *град/мин*. Пики, применявшиеся для диагностики каждой из фаз, приведены в табл. 2.

Таблица 2 **Пики на рентгенограммах, использованные для идентификации фаз**

2θ*	*I***	*hkl***	2θ	*I*	*hkl*	2θ	*I*	*hkl*
Коэсит			Гранат			Кианит		
14,3	8	020	31,05—30,96	60	400	26,6—26,54	65	?
28,90	100	002, 040	34,80—34,70	100	420	33,20—33,18	25	?
			38,30—38,10	30	510			
			43,05—42,88	20	521			
			48,56—48,54	100	642			
Оливин			Плагиоклаз			Пироксен		
25,38	20	111	22,02	80	201	27,6—27,9	60	?
36,42	60	112	23,70—23,75	70	111	35,75—35,60	85	?
36,52	60	131	27,86—27,75	100	040	42,45—42,30	75	?
61,64	5	231	28,10—28,00	90	002	52,35—52,30	75	?
62,64	20	004	28,48—28,40	70	220			
						Кварц		
						20,84	35	100
						26,65	100	101

* 2θ дано для CuK-радиации. ** Все *I* и *hkl* взяты из *ASTM*.

Результаты эксперимента

Характеристика исходного материала, условия экспериментов и полученные фазы для каждого из опытов приведены в табл. 3.

Взаимоотношение между условиями экспериментов и прямой плавления эклогитов под давлением показаны на рис. 1.

Таблица 3 **Результаты экспериментов**

№ опыта	*P*, *кбар*	*T*, °C	Время, *мин*	Рентгенографическое определение фаз	Характеристика образца под бинокуляром
				I. Исходный оливиновый толеит (NM5)	
—	—	—		*Px*, *Pl*,*Ol**	
				II. Стекло из оливинового толеита	
54	30	1425	20	*Px*, *Gr*	Тонкокристаллический материал, серый
55	30	1425	20	*Px*, *Gr*	То же
				III. Стекло оливинового толеита (70 %)** +кварцевое стекло (30%)	
56	30	1425	20	*Px*, *Q*, *Gr*	Тонкокристаллический материал, серый
58	30	1400	33	*Px*, *Q*, *Gr*	То же
59	30	1400	1	*Px*, *Q*, *Gr*	» »
60	30	1450	30	*Gl*	Прозрачное бутылочно-зеленое стекло
61	36	1480	6	*Px*, *Q*, *Gr(s)**, *Gl*	Стекловидный черный материал, непрозрачный в центре с небольшой зеленой каймой снаружи
62	34	1450	30	*Px*, *Q*, *Gr*	Тонкокристаллический материал, серый
63	40	1525	60	*Px*, *Q*, *Gr*	То же
				IV. Смесь III (90%)+ +кианит (10%)	
65	30	1430	60	*Gr*, *Q*, *Gl*	Сходный с № 61, но с более узкой наружной каймой
66	30	1400	60	*Gr*, *Q*	Тонкокристаллический материал, светло-серый, в тонких осколках очень похож на кварц

* Последовательность фаз соответствует интенсивности их пиков. Небольшое количество

** В вес. %.

*** (*s*)— Небольшое количество

Из рис. 1 можно видеть, что условия появления эклогитов под давлением, установленные ранее (Cohen et al., 1967), хорошо согласуются с новыми данными для чистого стекла из оливинового толеита. Однако температура плавления понижается для смесей оливинового толеита с кремнеземом, что достаточно ясно видно из опытов № 61 и 65. По этой причине большинство опытов было выполнено при более низкой температуре, т. е. влево от линии эклогит — расплав Коэна, Ито и Кеннеди.

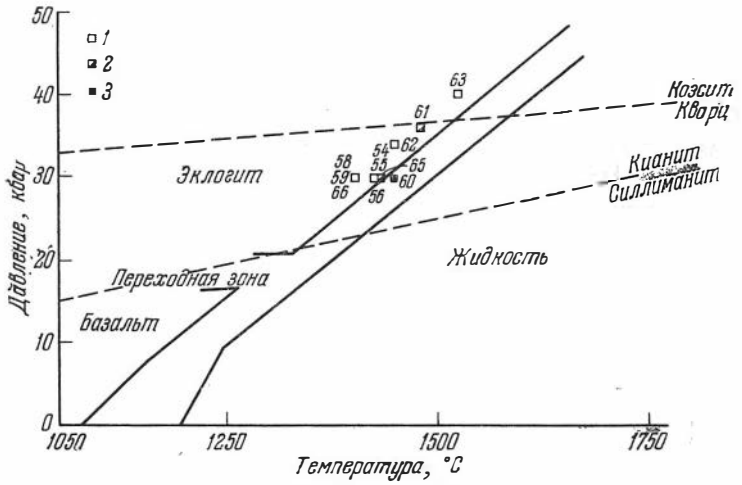


Рис. 1. Расположение точек экспериментов (см. табл. 3) относительно поля базальтов и эклогитов (Cohen et al., 1967) и линий равновесия кианит — силлиманит (Matsushima et al., 1967) и кварц — коэсит (Kitahara, Kennedy, 1964)

1 — кристаллический материал; *2* — кристаллический материал+стекло; *3* — стекло

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДРУГИХ АВТОРОВ

Все экспериментальные исследования, связанные с эклогитами, можно подразделить по объектам и задачам исследования на следующие группы.

1. Выяснение полей устойчивости отдельных минералов, слагающих эклогиты, в зависимости от температуры и давления.

2. Выяснение химизма отдельных минералов и, в частности, характера изоморфных замещений в различной термодинамической обстановке.

3. Изучение парагенетических ассоциаций минералов и их изменения под влиянием температуры и давления, т. е. перехода одних пород в другие при смене термодинамических условий.

4. Зависимость температуры плавления минералов и пород от давления.

5. Фазовые диаграммы многокомпонентных силикатных систем и последовательность кристаллизации минералов; условия дифференциации.

Из этого перечня видно, что круг экспериментальных исследований весьма широк и подробное рассмотрение всех результатов в этой области применительно к эклогитам дело очень сложное. В связи с этим мы ограничимся пока третьей группой экспериментов и рассмотрим более подробно результаты, относящиеся к ней.

Изменение парагенетических ассоциаций минералов под влиянием температуры и давления представляет особый интерес для понимания условий перехода одних пород в другие. Еще Эскола, описывая эклогиты, отмечал аналогию их химического состава тем или иным базальтам. На это же обращали внимание и многие другие исследователи. Особо обстоятельно этот вопрос рассмотрен Йодером и Тилли (Joder, Tilley, 1962) и Коэном, Ито и Кеннеди (Cohen et al., 1967).

При экспериментах с различными базальтами, эклогитами и близкими к ним породами при высоком давлении различными исследователями получены разные ассоциации минералов: гранат+пироксен; гранат+пироксен+кварц; гранат+кварц.

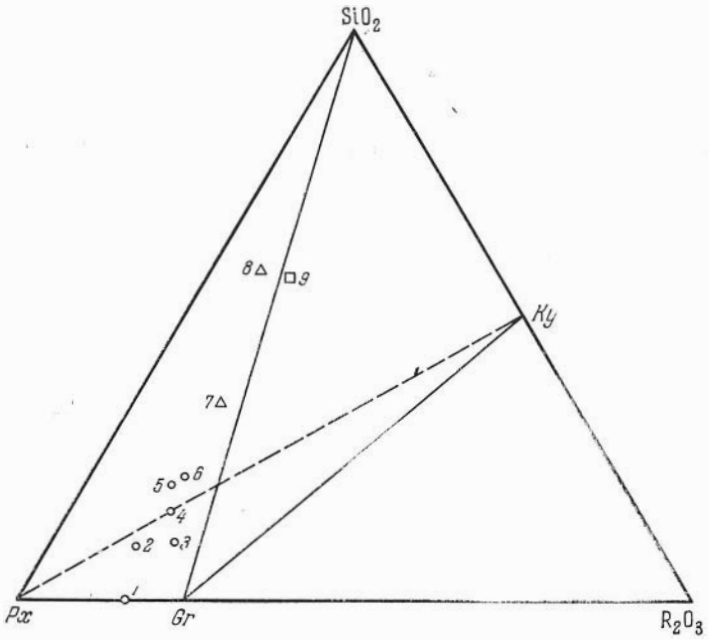


Рис. 2. Особенности химического состава исходных материалов, использовавшихся для опытов при высоких температурах и давлениях

Обнаружены только пироксен и гранат ($Px+Gr$ — кружки): *1—3* — Yoder, Tilley, 1962: *1* — базальт, Хуалалаи, Гавайи (№ 65), *2* — оливиновый толеит, Килауэа, Гавайи (№ 57264), *3* — Медисон Лейк, Калифорния (№ 65998); *4* — стекло толеитового базальта, Сан Хуан, Нью Мехико (Cohen, et al., 1967); *5*—толеит, Килауэа, Гавайи (Yoder, Tilley, 1962, № 57358); *6* — эклогит, Гленелг, Шотландия (Yoden Tilley, 1962, № 35090)

Обнаружены пироксен, гранат и кварц ($Px+Gr+Q$ — треугольники): *7* — кварцевый долерит, Палоло, Гавайи (там же, № 48589); *8* — 70% стекла толеитового базальта № М5 (точка 4) +30% кварцевого стекла (настоящее исследование)

Обнаружены гранат и кварц ($Gr+Q$ — квадратик): *9* — 90% смеси из 70% стекла толеитового базальта NM5 (точка *4*) и 30% кварцевого стекла + 10% кианита (настоящее исследование)

Все известные в настоящее время результаты экспериментальных работ графически представлены на рис. 2. Каждая точка на этом рисунке отвечает химическому составу породы или смеси, с которой производился эксперимент.

Предварительно эти химические анализы, как и все последующие, были пересчитаны следующим образом. Весь фосфор связывался в апатит, CO_2 — в кальцит, щелочи — в жадеит. Остаток рассчитывался (в мол. %) на $RO+R_2O_3+SiO_2$ и $SiO_2+R_2O_3+Px$. Последние величины и использовались для нанесения точек анализов на графики.

Из рис. 2 видно, что ассоциация $Px+Gr+a$ подтверждена практически всеми девятью[1] проделанными до сих пор сериями опытов, хотя кварц появляется значительно позднее (выше точки 6), чем это можно было бы ожидать. На причинах подобного явления подробно останавливались Коэн, Ито и Кеннеди, считавшие, что SiO_2 частично может растворяться в пироксен-гранатовой породе.

Рассматриваемый парагенетический треугольник SiO_2—Px—R_2O_3 делится на три поля:

---

[1] Из рассмотрения исключены нефелиновый базальт Пала, Гавайи (19165) и гиперстеновый эклогит, Солт Лейк, Гавайи (66118), результаты экспериментов с которыми описаны Йодером и Тилли, поскольку точки, отвечающие этим породам, оказываются за пределами рассматриваемого графика.

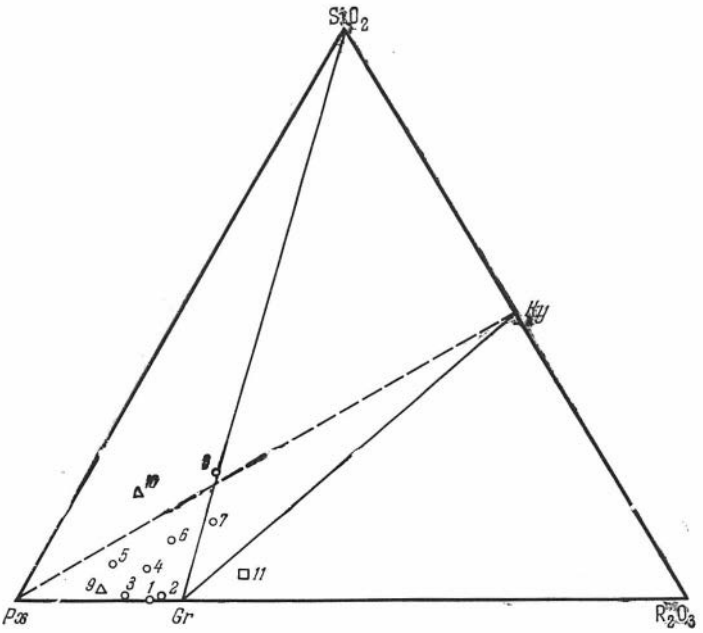


Рис. 3. Бескианитовые эклогиты магматического происхождения

Ксенолиты в кимберлитах (кружки): *1* — трубка Обнаженная, Якутия (Соболев, Кузнецова, 1965, № 2); *2* — Робертс-Виктор, Южная Африка (Williams, 1932, № 371); *3* — трубка Као, Басутоленд (Knorring, Kennedy, 1958, № Е4); *4* — Ягерсфонтейн, Южная Африка (Williams, 1932, № 351); *5—7* — Робертс-Виктор: *5* — Williams, 1932, № 376, *6* — № 381, *7* — № 379; *8* — Ягерсфонтейн, Южная Африка (Williams, 1932, № 356)

Из гранатитов из серпентинитов (треугольники): *9* — Алмкловдален, Норвегия (Escola, 1921); *10* — Харри, Гренландия (Hentschel, 1937)

Из корундовых эклогитов (квадратик): *11* — трубка Обнаженная, Якутия (Соболев, Кузнецова, 1965 № 1)

А $SiO_2+Px+Gr$ (все точки за исключением точки 9, лежащей близко от прямой SiO_2+Gr).

Б $SiO_2+Gr+Ky$ (только одна точка, да и то со слишком низким содержанием кианита).

В $Ky+Gr+R_2O_3$ (ни одной точки).

В то же время на нем нет места ассоциации кианитовых эклогитов: $Px+Gr+Ky$. Больше того, из него ясно видно, что ассоциации обычных эклогитов $(Px+Gr+Q)$ и кианитовых эклогитов $(Px+Gr+Ky)$ взаимоисключаются.

В связи с этим представляет особый интерес аналогичное рассмотрение известных химических анализов пород, относимых к эклогитам, и сопоставление их с особенностями минералогического состава.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА ПРИРОДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В качестве основы для классификации, очевидно, удобнее всего воспользоваться систематикой Эскола, рассматривая породы в той же последовательности, выделив, однако, на основании только что сказанного отдельно кианитовые эклогиты.

А. Бескианитовые эклогиты

1. *Эклогитовые ксенолиты в кимберлитах.* Анализы подобных эклогитов[1] (рис. 3) хорошо укладываются в поле $Px+Gr+SiO_2$, за исклю-

[1] Из числа рассматриваемых исключен один из эклогитов из кимберлитов Робертс-Виктор (Williams, 1932, vol. I, p. 337, № 390/4), поскольку сумма компонентов не соответствует указанной.

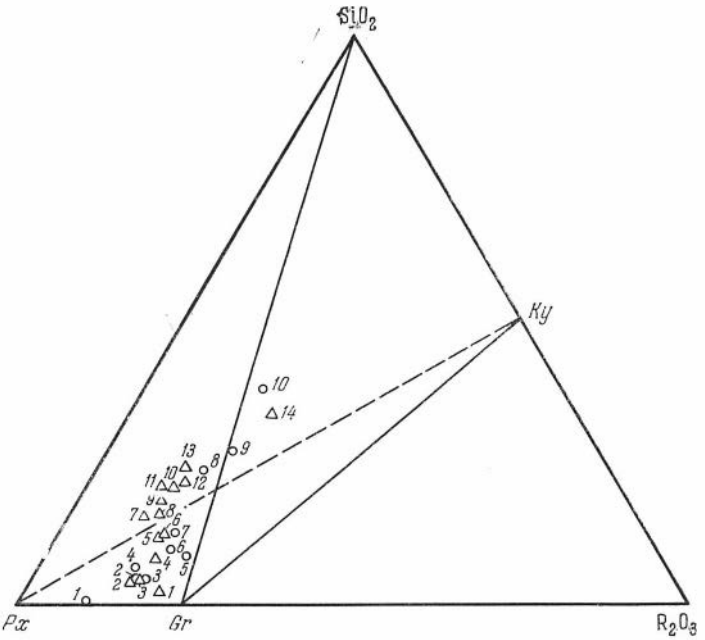


Рис. 4. Бескианитовые эклогиты метаморфического происхождения

Из глаукофановых сланцев (кружки): *1—6*—Калифорния (Coleman et all., 1965): *1*—Форд-Валлей, № 207, *2* — Джанкшин Скул, № 102-RgC-58, *3* — Вард Криик, № 62-RgC-58, *4* — Джанкшин Скул, № H6, *5* — Тибурон, № 100-RgC-58, *6* — Оксиденти, № 113-RgC-58; *7—8* — Шубино, Урал (Чесноков, 1959, № 2, № 1); *9*—Новая Каледония (Coleman et all., 1965, № 36 — NC-62); *10* — Шубино, Урал (Чесноков, 1959, № 3).

Из гнейсов (треугольники): *1* — Ванелвсдаллен, Норвегия (Escola, 1921); *2* — Новая Весь, Польша (Smulikowski, 1960, № 4); *3* — Лох-Диюр, Шотландия (Yoder, Tilley, 1962, № 35083); *4*—Пуи Ферриер, Франция (Briére, 1920, № 35083); *5*—Бъелице. Польша (Smulikowski, 1960, № 1); *6* — Войтовка, Польша (Smulikowski 1960, № 2); *7* — Зилден, Норвегия (Escola, 1921); *8—9*—Ле Селлье, Франция (Briére, 1920, № 3, № 4); *12*—Гленелг, Шотландия (Yoder, Tilley, 1962, № 35090); *13* — Ле Герш, Франция (Brière, 1920, № 9); *14* — Эйбишвальд, ФРГ (Williams, 1932, № 5).

чением лишь одного (№ 7), попадающего в соседнее поле $SiO_2+Gr+Ky$, но находящегося недалеко от пограничной линии SiO_2—*Gr*.

2. *Эклогитовые линзы и прослойки в дунитах и серпентинизированных их аналогах.* Удалось обнаружить лишь два анализа подобных эклогитов, попадающих также в поле $Px+Gr+SiO_2$ (см. рис. 3) и близких по остальным особенностям химизма к эклогитам из кимберлитов [2].

3. *Эклогиты из глаукофановых сланцев.* Всего удалось обнаружить 10 подобных анализов [3], которые все, за исключением одного (№ 10), попадают в поле $SiO_2+Px+Gr$ (рис. 4). Анализ 10 лежит несколько правее линии SiO_2+Gr и из дальнейшего рассмотрения исключается, тем более что два других анализа из того же месторождения (№ 7 и 8) не обнаруживают каких-либо отклонений.

---

[2] На той же диаграмме (рис. 3) показана точка, соответствующая корундовому эклогиту (Соболев, Кузнецова, 1965). Она попадает в поле $Ky+Gr+R_2O_3$ (корунд). Однако в описании этого эклогита не указан кианит и, наоборот, указан пироксен. Таким образом, положение этого анализа остается неясным.

[3] Из числа рассматриваемых исключены: 1) эклогит из Койот Криик, Калифорния (Borg, 1956, p. 1574, № 6), поскольку сумма компонентов не соответствует указанной, а также потому, что сам автор исключает этот анализ (не объясняя причины) из дальнейшего рассмотрения; 2) эклогит из Ландсвик, Норвегия (Williams, 1932, vol. 1, p. 352, № 11) и Сан-Мартин, Калифорния (там же, № 16), поскольку сумма компонентов не соответствует указанной.

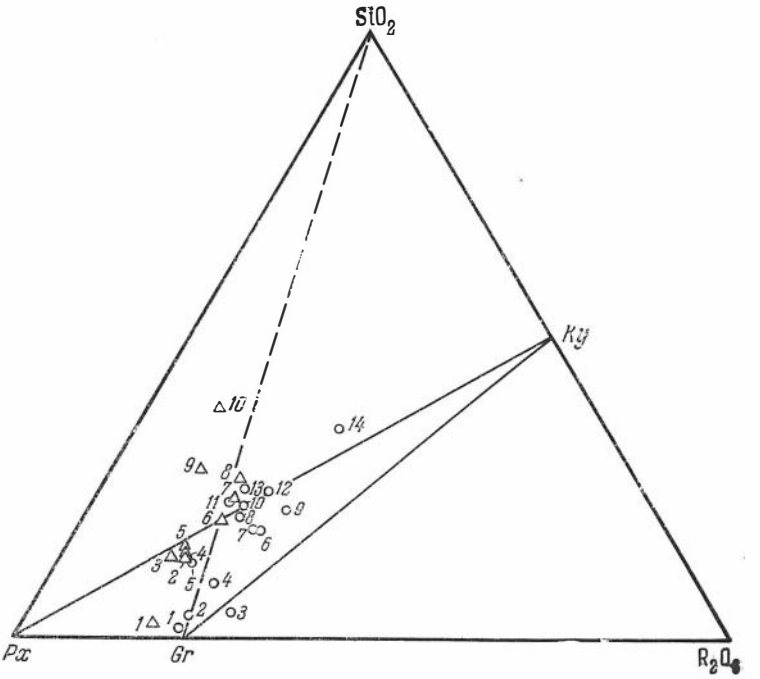


Рис. 5. Кианитовые эклогиты и гросспидиты

Ксенолиты в кимберлитах (кружки):

1—5 — Williams, 1932: *1* — Ягерсфонтейн, Южная Африка, № 362, *2* — Робертс-Виктор, № 390/2, *3* — Додома, Танганьика, № 503, *4* — Робертс-Виктор, Южная Африка, № 377; *5* — Додома, Танганьика, № 504; *6* — трубка Загадочная, Якутия (Бобриевич и др., 1960, стр. 21, № 2); *7* — Додома, Танганьика (Williams, 1932, № 501); *8* — Робертс-Виктор, Южная Африка (Willams, 1932, № С*); *9* — трубка Загадочная, Якутия (Бобриевич и др., 1960, стр. 21, № 1); *10—13* — Робертс-Виктор, Южная Африка (Williams, 1932): *10* — № 6; *11* — № Д*; *12* — № В*; *13* — № А*; *14* — трубка Зарница, Якутия (Бобриевич и др., 1960, стр. 21, 3)

Из метаморфических пород (треугольники): *1—4* — Франция (Brière, 1920): *1* — Компойнтри, Центральное плато, № 10, *2* — Пуи, Ферриер, № 7, *3* — Ла Фаври, № 8, *4* — Сент-Дени Ла Шевасс, № 6; *5* — Междугорье, Польша (Smulikowski, 1960, p. 14, № 3); *6* — Фаллсерхес, ФРГ (Williams, 1932, № 8); *7* — Зильбербах, ФРГ (Yoder, Tilley, 1962, № 958); *8* — Виссенштейн, ФРГ; *9* — Зильбербах, ФРГ (Williams, 1932, № 2); *10* — Эппенреутх, ФРГ (Williams, 1932, № 1)

4. *Эклогиты из гнейсов.* Обнаружено 11 анализов подобных пород[1], из которых лишь один (№ 11) выпадает из поля $SiO_2+Px+Gr$ (см. рис. 4). Однако этот анализ представляется малонадежным, поскольку в нем указано слишком много Fe_2O_3 и отсутствует FeO. Скорее всего FeO просто не определялась, а все железо определялось в виде окисного, что и сместило анализ на графике значительно правее линии SiO_2+Gr.

Б. Кианитовые эклогиты

1. *Ксенолиты в кимберлитах.* Сюда же попадают и анализы гросспидита. Всего обнаружено 14 анализов подобных пород, из них 11 практически хорошо укладывается в поле $Px+Gr+Ky$ (рис. 5). Три анализа (№ 11, 13, 14) выходят за пределы этого поля, причины чего недостаточно ясны. Эти анализы, а также анализ 1 (из-за слишком высокого содержания углекислоты и сильных вторичных измерений) исключаются из дальнейшего рассмотрения.

[1] Из их числа исключен анализ «эклогита» из Пьедпайн, Франция (Brière, 1920, p. 168, № 11), поскольку, согласно описанию, он чрезвычайно богат цоизитом. Естественно, появление вторичного цоизита в значительном количестве должно было сопровождаться весьма сильными изменениями химизма.

2. *Линзы и прослойки в гнейсах.* Удалось обнаружить 10 анализов подобных эклогитов, из которых 6 находятся в поле $Px+SiO_2+Ky$, тогда как № 7,8 и особенно 9 и 10 далеко уходят от границы $Px+Ky$ по направлению к SiO_2 — вершине треугольника, т. е. в поле $Px+SiO_2+Ky$. Это явление скорее всего связано с позднейшим привносом кварца, что нашло отражение, в частности, в образовании жил альпийского типа. Так или иначе все эти четыре анализа также исключаются из дальнейшего рассмотрения.

ОБСУЖДЕНИЕ ИЗЛОЖЕННЫХ ДАННЫХ

Эксперименты, проведенные со стеклом из оливинового толеита с добавками кремнезема и кианита, показали, что во всех случаях получаются бескианитовые ассоциации минералов. Не удалось получить кианитового эклогита и ни одному из других авторов, исследовавших базальт-эклогитовый переход и кристаллизацию эклогитов из силикатных расплавов под давлением (см. рис. 2).

Это обстоятельство можно объяснить реакцией между пироксеном и кианитом с образованием граната и кварца:

$$3Px + Ky \rightleftarrows Gr + Q.$$

Направление этой реакции определяется отношением MgO : FeO : CaO в исходной силикатной системе, что ясно видно из сопоставления объемных эффектов реакций соответствующих силикатов (табл. 4). При этом

Таблица 4 **Объемные эффекты реакции $3\ Px+Ky \rightleftarrows Gr+Q$**

Продукты реакции		V	$\frac{V}{V_0}$
Исходные	Конечные		
$3MgSiO_3+Al_2SiO_5$	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}+SiO_2$	−1,51	−0,01090
$3CaMg(SiO_3)_2+2Al_2SiO_5$	$2(Ca_{1,5}Mg_{1,5})_3Al_2Si_3O_{12}+2SiO_2$	−0,47	−0,00164
$3CaFe(SiO_3)_2+2Al_2SiO_5$	$2(Ca_{1,5}Fe_{1,5})_3Al_2Si_3O_{12}+2SiO_2$	+1,91	+0,00668

Все исходные величины взяты из работы Robie, Bethke (1966).

кианит может существовать только в системах, достаточно богатых кальцием и бедных магнием и железом. Таким образом, его появление будет определяться не столько абсолютным содержанием в системе Al_2O_3, как это было принято думать до сих пор, сколько отношением MgO : FeO : CaO (табл. 5).

Таблица 5 **Сопоставление содержания полуторных окислов (после исключения жадеита) в некоторых эклогитах**

№ анализа	Бескианитовые эклогиты			№ анализа	Кианитовые эклогиты		
	R_2O_3*	Al_2O_3**	SiO_2		R_2O_3	Al_2O_3	SiO_2
4	9,8	84,5	46,7	1***	9,6	89,1	45,9
				3***	9,5	89,3	49,3
6	10,9	72,7	47,5				
1	11,4	96,9	46,9	2***	10,9	92,0	48,4
2	11,6	69,7	44,2	5****	11,1	68,6	48,2
7	14,2	72,5	47,1	4****	14,2	79,2	45,6

* В мол. % от от суммы $RO+R_2O_3+SiO_2$. ** В мол. % от суммы R_2O_3. *** Порода метаморфического происхождения, **** Порода из кимберлитов.

Таблица 6 **Соотношение MgO : FeO : CaO в породах семейства эклогитов (в мол. %)**

Порода и генетический тип	Колнчество анализов	MgO	FeO	CaO
1. Магматические бескианитовые эклогиты				
А. Из кимберлитов	8	53,0	18,6	28,6
В. Из дунитов и серпентинитов	2	57,2	12,4	30,1
Те и другие вместе	10	53,9	17,2	28,9
2. Кианитовые эклогиты				
А. Из кимберлитов	9	41,1	11,7	43,1
В. Из гнейсов	6	42,2	17,2	40,7
Те и другие вместе	15	41,5	13,9	42,1
3. Метаморфические бескианитовые эклогиты				
А. Из глаукофановых сланцев	9	34,4	23,9	41,7
В. Из гнейсов	13	35,9	27.7	36,6
Те и другие вместе	22	35,3	26,1	38

Сказанное особенно четко видно при сопоставлении отношения MgO : FeO : CaO в бескианитовых эклогитах ультраосновных пород и кианитовых эклогитов (табл. 6).

Бескианитовые эклогиты из глаукофановых сланцев и гнейсов в этом отношении близки, но отличаются от двух предыдущих групп прежде всего значительно более высоким содержанием FeO, более низким, чем в предыдущих двух группах, содержанием MgO, тогда как по содержанию CaO они занимают промежуточное между предыдущими двумя группами положение.

Различие между этими тремя группами подчеркивается также различием в химическом составе гранатов каждой из них (Соболев, 1964), и рядом других свойств (Coleman et al., 1965).

Таким образом, эклогитами до сих пор по существу называют породы, существенно отличающиеся друг от друга по химизму, генезису и минералогическому составу. Единственной общей чертой их является присутствие во всех них пироксена и граната.

В связи с этим представляется целесообразным все эти породы, относя к одному семейству эклогитов, подразделить на следующие типы:

Тип 1. Бескианитовые эклогиты магматического происхождения:
А — из кимберлитов,
В — из дунитов и серпентинитов.

Тип 2. Кианитовые эклогиты и гроссподиты:
А — из кимберлитов,
В — метаморфического происхождения.

Тип 3. Бескианитовые эклогиты метаморфического происхождения:
А — из глаукофановых сланцев,
В — из гнейсов.

Более точное определение границ между ними по отношению MgO : FeO : CaO дело ближайшего будущего.

Авторы считают своим приятным долгом поблагодарить докторов Дж. Хейгарта, Р. Зоммерфелда, Ю. Хария, О. Фукунага и господина И. Геттинга за дружескую помощь, способствовавшую в значительной мере выполнению этой работы. Мы считаем также необходимым выразить благодарность механикам Т. Томосу и Л. Фосу, поддерживавшим аппаратуру в рабочем состоянии и готовившим необходимые для эксперимента приспособления, и госпоже Б. Гола, облегчившей решение большинства из возникавших технических и административных вопросов.

SUMMARY

The experiments with the pure olivine tholeiite and the same stuff with additional quartz and kyanite under the pressure up to 40 kilobars and at a temperature approaching their melting points showed that it was impossible to prepare the kyanite eclogites from such initial materials. It can be explained by calculation of the volume effects for the following reaction: $3Px+Ky \rightleftarrows Gr+Q$. It is clear from these data that kyanite san be prepared only in the system rich enough in calcium. The same conclusion was made from the analyses of the data of the published experimental results and chemical analysis of eclogites. This is the presence of kyanite that is a very important characteristic of eclogites as well as the chemical features of the rock as a whole. From this point of view one can divide the eclogite rocks depending on the presence of kyanite and genesis into 3 types with 2 genetic groups in each of them:

Type 1. Kyanite-free eclogites of magmatic origin:
A — from kimberlite.
B — from dunite rocks and serpentinites.

Type 2. Kyanito-bearing eclogites:
A — from kimberlites (magmatic origin),
B — from crystalline schists and gneisses (metamorphic origin).

Type 3. Kyanite-free eclogites of metamorphis origin:
A — from glaucophane schists,
B — from gneisses.

ЛИТЕРАТУРА

Бобриевич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т. и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. Изд-во «Недра», 1964.

Бобриевич А. П., Смирнов Г. И., Соболев В. С. К минералогии ксенолитов гроссулярпироксен-дистеновой породы (гросспидита) из кимберлитов Якутии.— Геол. и геофиз., 1960, № 3.

Милашев В. А. Родственные включения в кимберлитовой трубке «Обнаженная» (бассейн р. Оленек).— Записки Всес. мин. об-ва, 1960, **89**, вып. 3.

Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. Изд-во «Наука», 1964.

Соболев Н. В., Кузнецова И. К. Новые данные по минералогии эклогитов из кимберлитовых трубок Якутии.— Докл. АН СССР, 1965, **163**, № 2.

Чесноков Б. В. Рутилсодержащие эклогиты Шубинского месторождения на Южном Урале.— Изв. высш. учебн. завед., серия Геология и разведка, 1959, № 4.

Alderman A. R. Eclogites in the neighbourhood of Glenelg, Inverness-shire.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1936, **92**.

Angel F., Schaider F. Granat und Omphazit aus dem Eklogit des Gertrusk (Saualpe, Kärnten).— Naturwiss. Beitr. Kärntens, 1950, Jahr. 58—60.

Borg I. Y. Glaucophane schists and eclogites near Healdsburg, California.— Bull. Geol. Soc. America, 1956, **67**.

Brière Y. Les eclogites francaises. Leur composition minéralogique et chimique; leur origine.— Bull. Soc. franc. geol., 1920, **43**.

Cohen L. Ito. Kennedy G. C. Melting and phase relations in an anhydrous basalt to 40 *kilobars*.— Amer. J. Sci., 1967, **267**.

Coleman R. G., Lee D. E., Beatty L. B., Brannock W. W. Eclogites and eclogites: their differences and similarities.— Bull. Geol. Soc. America, 1965, **76**.

Engel A. E. Y., Engel C. G. Igneous rocks of the East Pacific Rice.— Science, 1964, **146**.

Escola P. On the eclogites of Norway.— Videnskaps—selskapets Skifter. I.— Mat.-Naturv. Kl., 1921, N 8.

Escola P., Barth T. F. W., Correns C. W. Die Entstehung der Gesteines. Berlin, Springer, 1939.

Haüy. Traité de Minéralogie. 2e éd. Paris, t. 4, 1822.

Hentschel H. Der eklogit von Gilsberg im Sächs. Granulitgebirge und seine metamorphen Umwandlungstufen.— Tschermaks mineral. und petrogr. Mitt., 1937, **49**.
Johannes A. A descriptive petrography of the igneous rocks. V. 4. Chicago, 1938.
Kennedy G. C. Equilibrium between volatiles and iron oxides in igneous rocks.— Amer. J. Sci., 1948, **246**.
Kitahara S., Kennedy G. C. The quartz-coesite transition.— J. Geophys. Res., 1964, **69**, N 24.
Knorring O. von, Kennedy W. Q. The mineral paragenesis and metamorphic status of garnet-hornblende-pyroxene gneiss from Ghana (Gold Coast).— Mineral. Mag., 1958, **31**.
Larsen E. S., Irving J., Gonyer F. S. Petrologic results of a study of the minerals from the Tertiary volcanic rocks of the San Juan Region, Colorado.— Amer. Mineralogist, 1938, **23**.
Leonhard K. C. von. Charakteristik der Felsarten. Heidelberg, 1823.
Matsushima S., Kennedy G. C., Akella J., Haygarth J. A study of equilibrium relations in the system Al_2O_3—Si_2O—H_2O.—Amer. J. Sci., 1967, **265**.
Miyashiro A., Seki Y. Mineral assemblages and subfacies of the glaucophane-schist facies.— Japan. J. Geol. and Geophys., 1958, **29**, N 4.
Nixon P. H., Knorring O. von, Rooke P. M. Kimberlites and associated inclusions of Basutoland: a mineralogical and geochemical study.— Amer. Mineralogist, 1963, **48**.
O'Hara M. J. A garnet-hornblende-pyroxene rock from Glenelg, Inverness-shire.— Geol. Mag., 1960, **97**.
Philipsborn H. V. Die Mineralkomponenten des Pyroxengranulites von Hartmannsdorf.— Chem. Erde, 1930, **5**.
Robie R. A., Bethke P. M. Molar volumes and densities of minerals. From the handbook of physical constants. S. P. Clark, Jr. (ed.)— Mem. Geol. Soc. America, 1966, **97**.
Rosenbusch H. Elemente der Gesteine. 4 th. ed., T. II. 1923.
Shido F. Notes on rock-forming minerals (9). Hornblendebearing eclogite from Gongenyama of Higasi-Akaisi in the Bessi district, Sikoku.— J. Geol. Soc. Japan, 1959, **65**, N 770.
Smulikowski K. Petrographical notes on some eclogites of the East Sudetes. Bull. Acad. polon. sci., Cl. III, 1960, N 1.
Switzer G. Eclogite from the California glaucophane schists.— Amer. J. Sci., 1945, **243**.
Turner F. J., Verhoogen J. Igneous and metamorphic petrology. N. Y., 1960.
Wagner P. A. The diamond field of Southern Africa. Johannesburg. The Transvaal Leader, 1914.
Williams A. F. The genesis of the diamond. V. I, II. London, 1932.
Wiseman G. The central and south-west Highland epidiorites; a study in progressive metamorphism.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1934, **90**.
Yoder H. S., Tilley C. E. Origin of basalt magmas.— J. Petrol., 1962, **3**, N 3.

РЕЖИМ КОМПОНЕНТОВ В РАСПЛАВАХ И МАГМАТИЧЕСКОЕ ЗАМЕЩЕНИЕ

В. А. ЖАРИКОВ

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, Москва

Обобщение различных экспериментальных и теоретических данных по структуре и свойствам компонентов расплавов (О. А. Есин, М. А. Темкин, В. А. Малкин, В. Эйтель, Д. С. Коржинский, В. С. Соболев, Л. Н. Овчинников, Л. А. Шварцман, Д. Бокрис и др.), по растворимости и поведению воды в расплавах (Р. Горансон, И. А. Островский и Г. П. Орлова, Н. И. Хитаров, А. А. Кадик и др., В. Бернем, Р. Гамильтон, Г. Шау, И. Л. Новохатский, Г. Вассерберг, Э. Лейс и др.) позволяет попытаться представить определенную физическую модель распространенных представлений о магме как системе с вполне подвижными компонентами (Коржинский, 1946, 1952) и о процессе магматического замещения (Коржинский, 1952; Жариков, 1960$_1$). Несомненно, что эти построения носят характер первых гипотетических приближений, позволяющих, однако, обозначить круг вопросов, подлежащих дальнейшему исследованию и разработке.

1. Кислотно-основные свойства, подвижность и форма нахождения компонентов в силикатных расплавах определяются главным образом характером и энергией связи элементов с кислородом.

Кислотными свойствами в расплаве обладают элементы, имеющие значительный ионный потенциал $\left(I_i = \frac{Z_i}{r_i}\right)$ и большие энергии связи с кислородом — порядка 75—110 *ккал/г·атом* на одну связь. Эти элементы, присоединяя кислород, образуют в расплаве различные комплексные анионы с существенной долей ковалентной связи (до 30—50%) и, вследствие поляризации, высокой способностью к образованию полимерных анионных группировок.

Основными свойствами в расплаве обладают элементы, имеющие малый ионный потенциал и невысокие энергии связи с кислородом, порядка 5—30 *ккал/г·атом* на одну связь. При этом основность компонента тем выше, чем меньше энергия связи. Основные компоненты, отщепляя кислород, образуют в расплаве свободные (или комплексные) катионы.

Наконец, элементы, характеризующиеся промежуточными значениями ионных потенциалов и энергии связи с кислородом, порядка 40—60 *ккал/г·атом* на одну связь, обладают, естественно, амфотерными свойствами.

Для сравнительной характеристики главных петрогенных элементов на рис. 1 показаны значения ионных потенциалов, а в табл. 1 приведены данные по теплотам образования, энергиям диссоциации и энергиям связи. Табл. 1 рассчитана нами общепринятым методом для стандартных условий $T°\,K = 298{,}16°$ ($T°\,C = 25$) и для температуры $T°\,K = 1300°$ ($T°\,C \approx 1027°$) по данным последних справочников (Термодинамические

свойства индивидуальных веществ, т. I, II, 1962; Энергии разрыва химических связей, 1962 и др.).

По приведенным характеристикам нетрудно видеть, что к типично кислотным компонентам силикатных расплавов относятся кремний, фосфор, бор, цирконий и др.; к основным — щелочные металлы, кальций, магний и др.; алюминий, трехвалентное железо, хром и др. обладают амфотерными свойствами, проявляя себя в качестве кислотных или основных компонентов в зависимости от общей кислотности расплава.

Кроме рассмотренных, следует выделить еще одну группу компонентов расплавов, к которой относятся такие элементы, как кислород, сера, хлор, фтор, гидроксильная группа и им подобные. Эти компоненты образуют анионы, отличающиеся высокой поляризуемостью (которая возрастает с увеличением радиуса и заряда иона), и присутствуют в расплавах в виде простых анионов или сложных комплексных анионных групп (количество которых и степень полимеризации возрастают по мере увеличения кислотности расплава).

Кислотность-основность силикатного расплава может, как известно, определяться концентрацией свободных анионов кислорода: чем выше кислотность расплава тем меньше концентрация неассоциированных свободных анионов кислорода. В этом направлении может удачно применяться индекс основности $bs = O/z$, где O — кислород, Z = Si, B, P и другие кислотные компоненты в мольных единицах.

2. Магма представляет существенно ионный силикатный расплав с квазикристаллическим строением и сложной гетерогенной (сиботаксической) структурой.

В структуре расплава можно различать ближний порядок, где упорядоченность приближается к таковой в кристаллах, и дальний порядок, где в зависимости от силы взаимодействия возникают, существуют и распадаются различные сиботаксические группировки атомов.

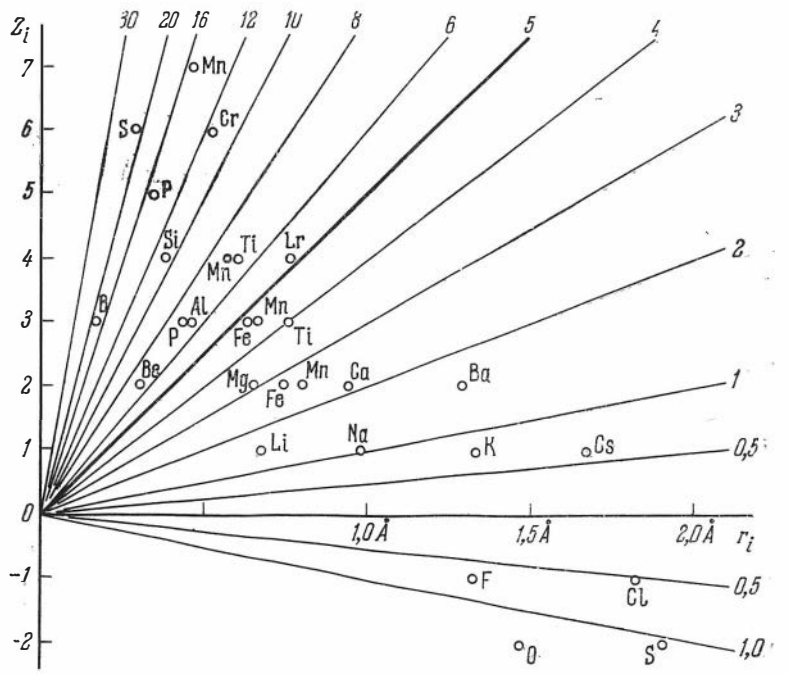


Рис. 1. Ионные потенциалы главных породообразующих элементов

Таблица 1 **Характеристика прочности связи элементов с кислородом (в *ккал/г·атом* катиона)**

Элементы	Теплота образования окислов из элементов		Энергия диссоциации окислов			Координационное число	Энергия связи		
	в твердом состоянии в стандартных условиях при T=298,16°К (25°С)	в жидком состоянии при T=1300°К (≈1027°С)	из жидкого состояния окисла до газообразных элементов при T=1300° К (≈1027°С)	в состоянии идеального газа в стандартных условиях при T=298,16°К (25°С)	в состоянии идеального газа при T=1300°К (≈1027°С)		при переходе из жидкого состояния при T=1300°К (≈1027°С)	в состоянии идеального газа в стандартных условиях при T=298,16°К (25°С)	в состоянии идеального газа при T=1300°К (≈1027°С)
P^{5+}	183	—	—	393	399	4	—	98	100
Zr^{4+}	261	236	527	348	361	4	132	87	90
Si^{4+}	210	203	459	305	306	4	112	76	76
Ti^{4+}	217	—	—	311	—	4	—	78	
Ti^{4+}	217	—	—	311	—	6	—	52	
B^{3+}	153	146	379	324	326	3	126	108	109
Al^{3+}	200	188	406	265—290	220—295	4	101	66—73	68—75
Al^{3+}	200	188	406	265—290	220—295	6	68	43—48	45—50
Mg^{2+}	144	128	232	101	102	6	39	17	17
Ca^{2+}	152	135	246	115	117	8	31	14	15
Li^{+}	71	66	142	83	85	6	24	13	14
Na^{+}	50	45	108	64	62	8	13	8	8
Na^{+}	50	45	108	64	62	12	9	6	5
K^{+}	43	39	98	58	55	8	12	7	7
K^{+}	43	39	98	58	55	12	8	5	4
Cs^{+}	41	—	—	52	—	12	—	4	—
H^{+}	34	30	114	110	114	6	18	18	19
	(жид.)	(газ)	(газ)	110	114	8	14	14	14
				110	114	12	9	9	10

Энергетическая неравнозначность связей различных катионов с кислородом приводит к тому, что квазикристаллический остов структуры расплава составляют прочные упорядоченные кремнекислородные группировки, полимеризованные в зависимости от кислотности расплава («ближняя структура»). Дальний порядок по отношению к остову структуры расплава обнаруживают основные компоненты («дальняя структура»), причем можно предполагать, что степень упорядоченности в «дальней структуре» возрастает с увеличением энергии связи катионов с кислородами остова.

Нетрудно убедиться, что расплавы с $bs \leqslant 2$ будут характеризоваться тенденцией к образованию трехмерного кремнекислородного каркаса, при $2 < bs < 3$ расплавы тяготеют к двумерной, а при $3 < bs < 4$ — к линейной полимеризации. При $bs > 4$ полимеризация в силикатном расплаве отсутствует.

С чисто иллюстративной целью можно представить себе упрощенные схемы ячеек структуры расплава, построенные по методу валентных схем. При этом следует оговориться, что изображение не отражает, конечно, действительную валентность, а только общую предполагаемую схему связей. На рис. 2 представлены схемы строения ячеек состава $[SiO_2]$, $R_{4n}[Si_4O_{10}]_n$, $R_{2n}[SiO_3]_n$, $R_4[SiO_4]$ и $R_n[AlSi_3O_8]_n$. Сопоставляя схемы, нетрудно увидеть, что введение основных компонентов в расплав вызывает разрушение связей Si—O и уменьшение полимеризации таким

образом, что на каждый одновалентный катион (R) или на каждую катионную валентность оказывается разорванной одна связь Si—O.

Расплавление силикатов вызывает увеличение объема на 6—10%; при этом характерно, что изменение мольного объема SiO_2 очень незначительно, а увеличение объема происходит главным образом за счет «разрыхления» и ослабления связей основных компонентов с кремнекислородным остовом и появления в «дальней структуре» избыточного свободного объема, представляющего расширенные промежутки непостоянной формы и размера.

3. Подвижность компонентов в силикатном расплаве существенным образом зависит от их положения в структуре расплава. Заметной подвижностью обладают только компоненты, располагающиеся в «дальней структуре», причем их подвижность тем больше, чем меньше энергия связи (и энергия активации) с кислородами «ближней структуры». Наименьшая энергия связи и энергия активации обусловливают значительно большую подвижность ионов щелочных металлов по сравнению с другими катионами. Об этом можно судить, сравнивая хотя бы электропроводность и числа переноса различных по составу силикатных расплавов. Такие выборочные характеристики, по данным В. И. Малкина (1962), О. А. Есина и П. В. Гельда (1966), приведены в табл. 2 и 3.

Таблица 2 **Числа переноса катионов в расплавах при $T=1200°C$**

Состав расплава	Числа переноса		Состав расплава	Числа переноса	
	R^+	M^{2+}		R^+	R^+
$Na_2O \cdot MgO \cdot 4SiO_2$	0,90	—	$Na_2O \cdot K_2O \cdot 4SiO_2$	Na 0,52	K 0,50
$Na_2O \cdot CaO \cdot 4SiO_2$	0,70	0,35			
$Na_2O \cdot BaO \cdot 4SiO_2$	0,87	0,11	$Na_2O \cdot Rb_2O \cdot 4SiO_2$	Na 0,49	Rb 0,53
$K_2O \cdot MgO \cdot 4SiO_2$	1,02	—			
$K_2O \cdot CaO \cdot 4SiO_2$	0,89	0,10	$Na_2O \cdot Cs_2O \cdot 4SiO_2$	Na 0,44	Cs 0,54
$K_2O \cdot BaO \cdot 4SiO_2$	0,84	0,14			
			$K_2O \cdot Cs_2O \cdot 4SiO_2$	K 0,42	Cs 0,60

4. Силикатные расплавы характеризуются существенной растворимостью воды при повышенных давлениях. Растворимость воды в расплавах зависит от температуры, давления и состава расплава.

Экспериментальные данные по растворимости воды в расплаве находятся в соответствии с общей термодинамической зависимостью:

$$d \ln N_{H_2O} = -\frac{(\bar{S}^g - \bar{S}^e)}{RT} dT + \frac{(\bar{V}^g - \bar{V}^e)}{RT} dp$$

или более строго:

$$d \ln N_{H_2O} = -\frac{\left[\bar{S}^g - \bar{S}^e - (N^g_{H_2O} - N^e_{H_2O}) \frac{\partial S}{\partial N_{H_2O}}\right]}{(N^g_{H_2O} - N^e_{H_2O})\, RT} dT +$$

$$+ \frac{\left[\bar{V}^g - \bar{V}^e - (N^e_{H_2O} - N^e_{H_2O}) \frac{\partial V}{\partial N_{H_2O}}\right]}{(N^g_{H_2O} - N^e_{H_2O})\, RT} dp,$$

согласно которой растворимость воды уменьшается с увеличением температуры (так как мольные энтропия и энтальпия воды выше в газовой

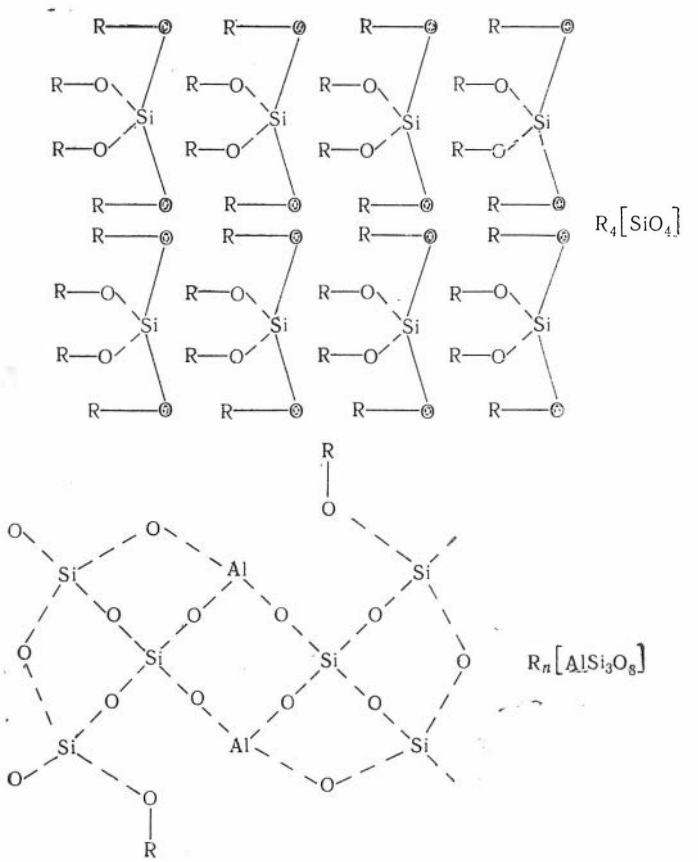


Рис. 2. Схемы строения структурных ячеек сухих силикатных расплавов

R — одновалентные катионы; Si, Al, O — элементы. Двойным знаком обозначен кислород, не входивший первоначально в кремнекислородные тетраэдры. Пунктирные линии — связи ближнего порядка, сплошные линии — связи дальнего порядка

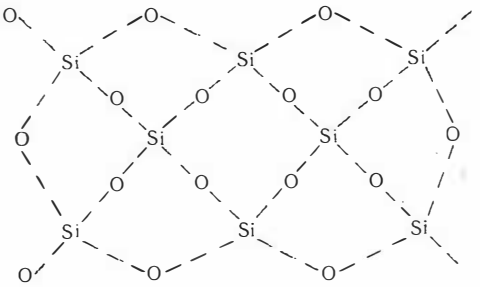
фазе, чем в расплаве) и увеличивается с повышением давления паров воды (так как мольный объем воды в газовой фазе выше, чем в расплаве). Для иллюстрации этих закономерностей на рис. 3 приведены построенные нами по экспериментальным данным многих исследователей совмещенные $T - x$- и $p - x$-диаграммы «систем» альбит—вода, гранит—вода и базальт—вода для условий $p = 2000$ *бар* и $T = 1000°$ С соответственно.

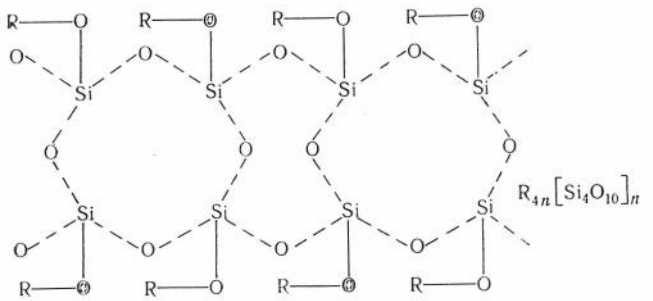
Анализ данных по изотермической растворимости воды показывает, что для малых и средних давлений хорошо выдерживаются линейные зависимости типа $N_{H_2O} = k\sqrt{p_{H_2O}}$ и $N_{H_2O} = k_1\sqrt{p_{H_2O}} + k_2$ для различных по составу расплавов и особенно для расплавов, содержащих щелочные окислы. Для высоких давлений изотермическая растворимость лучше выражается более общим уравнением типа

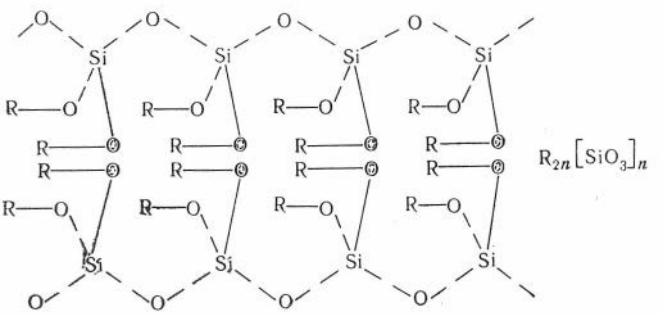
$$N_{H_2O} = \frac{p_{H_2O}}{a + bp_{H_2O}}$$

(где a и b — эмпирические коэффициенты, различающиеся для разных температур).

Устанавливается отчетливая зависимость растворимости воды от состава силикатного расплава. Наименьшей растворимостью (в мольных







долях) обладает расплав кремнезема, наибольшей — расплавы альбита и силикатов щелочей. Расплавы гранита и базальта характеризуются близкой мольной долей растворимости воды.

Экспериментальные исследования показывают четкую зависимость растворимости воды в расплавах от содержания щелочей. На рис. 4 приведены две диаграммы, характеризующие зависимость растворимости воды от содержания щелочей по данным Каркияна и Рассела (Kurkjan, Russell, 1958) — для расплавов $R_2O \cdot SiO_2$ (диаграмма *А*), и по данным И. А. Островского, Г. П. Орловой, и Е. С. Рудницкой (1964) — для щелочноалюмосиликатных расплавов (диаграмма *Б*).

Таблица 3 **Электропроводность (×) расплавов силикатов при $T=1750°C$**

Металл	Состав расплава MeO/SiO_2	×, $ом^{-2} \cdot см^{-1}$	Металл	Состав расплава MeO/SiO_2	×, $ом^{-1} \cdot см^{-1}$
Li	0,33—0,58	2,35—7,6	Ca	0,25—0,60	0,25—1,0
Na	0,19—0,34	0,95—2,8	Ba	0,21—0,54	0,04—0,60
K	0,20—0,35	0,66—1,9	Al	0,018—0,073	0,0006—0,004
Mg	0,39—0,55	0,33—0,98	Si	SiO_2	$\sim 10^{-5}$

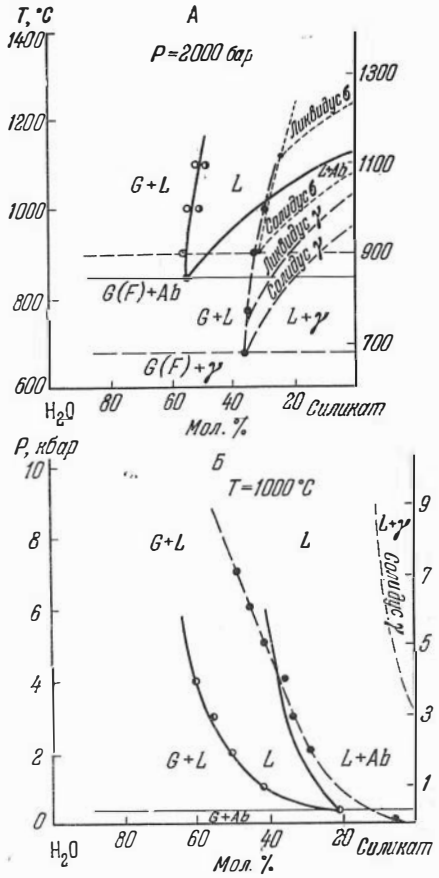


Рис. 3. Схематические совмещенные $T—x$ (*А*) и $p—x$ (*Б*) диаграммы «систем» альбит — вода, гранит — вода и базальт — вода, построенные по экспериментальным данным. Сплошные линии — изотермы и изобары «системы» альбит — вода; пунктир — «системы» гранит — вода; частый пунктир — «система» базальт — вода; *G* — газ; *L* — жидкость; *F* — флюид; *Ab* — альбит; γ — гранит; σ — базальт

5. Отмеченные зависимости растворимости воды и особенно зависимость растворимости воды от состава расплава дают определенные основания для предположений о форме существования воды в силикатных расплавах. Представляется, что преимущественно значение имеет вода, присутствующая в расплаве в диссоциированном состоянии.

Растворение воды в расплаве можно представить как реакцию молекул воды и ионов кислорода с образованием гидроксильных групп: $H_2O + O^{=} \longrightarrow 2OH^{-}$. Эта реакция совершается путем диссоциации воды $H_2O \longrightarrow H^{+} + OH^{-}$ и присоединения протона ионами кислорода расплава: $H^{+} + O^{=} \longrightarrow OH^{-}$. Следует подчеркнуть, что в зависимости от состава расплава структурная роль образующихся гидроксильных групп будет различна.

В расплав кремнезема молекула воды может войти, разрушив связи кремнекислородного каркаса таким образом, что одна молекула воды разрывает одну связь Si — O с образованием двух связей

$$Si—OH : SiO_2 + H_2O \rightarrow —O—Si\begin{matrix}OH\\OH\end{matrix}$$

(рис. 5, *а*). Это вызывает деполимеризацию и уменьшение кислотности расплава. Высокая прочность связей Si — O (см. выше) обусловливает весьма ограниченную растворимость воды в расплаве кремнезема [1].

В расплавах, содержащих кроме кремнекислородных тетраэдров катионные группы (например, M — двухвалентные катионы), вода занимает иное структурное положение. Молекула воды разрывает связь M — O, заменяя ее связями M — OH и Si — OH: $Si—O—M—O + H_2O \rightarrow Si—OH + HO—M—O—$, в общем виде: $M_x[SiO_3]_n + mH_2O \rightarrow M_n[Si_nO_{3n-m}][OH]_{2m}$ (см. рис. 5, *б*). Прочность связи M—O существенно меньше кремнекислородной связи (см. табл. 1), хоэтому растворимость воды в основных расплавах выше, чем в расплаве кремнезема.

[1] Любопытно отметить, что если грубо приближенно экстраполировать зависимость растворимости воды в расплаве кремнезема, полученную Кеннеди и др. (Kennedy et al., 1962) для давлений 2—7 *кбар*, на большие давления, то оказывается, что для полного насыщения расплава кремнезема водой, при котором все связи Si—O будут превращены в $Si\begin{matrix}OH\\OH\end{matrix}$, необходимо было бы давление порядка 120 *кбар* (для изотермы 1100°). Однако водный расплав кремнезема в этих условиях не существует: критические явления наступают, как показано Кеннеди и др., при $p = 9{,}7$ *кбар*.

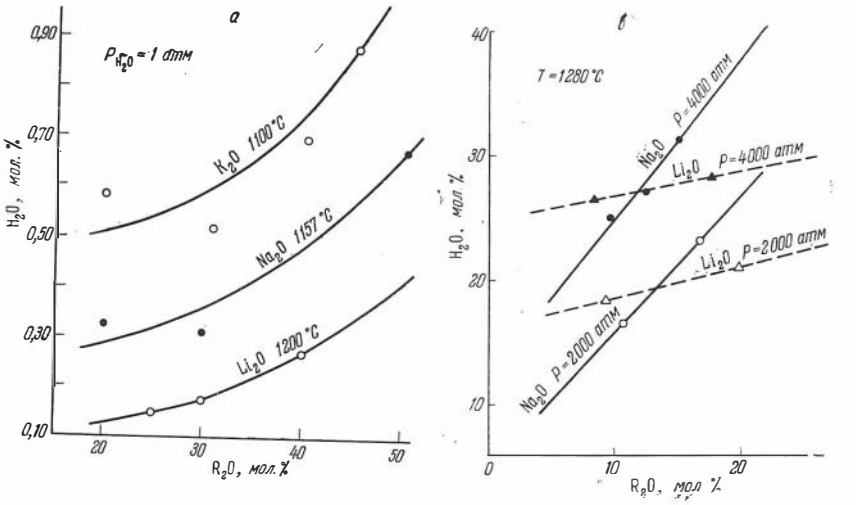


Рис. 4. Диаграммы зависимости растворимости воды в расплавах от содержания щелочей

А — по данным Каркияна и Рассела (Kurkjian, Russell, 1958); *Б* — по данным И. А. Островского, Г. П. Орловой и Е. С. Рудницкой (1964). Интерполяционные линии проведены нами

Особенно существенно для петрогенетических целей поведение воды в расплавах, где катионы представлены щелочными металлами (R). Растворяясь в таких расплавах, молекула воды, диссоциируя, отщепляет протон, который вытесняет щелочной металл в связи R—O, занимая его положение в «дальней структуре». Щелочной металл оказывается ассоциированным с гидроксильной группой и располагается в свободном объеме расплава. Это можно представить так:

$$[—O—R] + [H^+ + OH^-] \rightarrow [—O—H] + [R^+ + OH^-].$$

В зависимости от состава и структуры расплава положение ионов гидроксила будет, естественно, различным (см. рис. 5, *в*, *г*), но общая особенность всех щелочьсодержащих расплавов состоит в появлении свободных групп R—OH.

Как показывают проведенные нами расчеты (см. табл. 1), замещение катионов щелочных металлов протоном оказывается наиболее энергетически благоприятным из всех возможных реакций растворения воды в расплаве. Оказывается, что энергия связи H—O порядка 10—19 *ккал/г·атом* катиона, в зависимости от координационного числа существенно выше связей K—O и Na—O, равных 4—8 *ккал/г·атом* катиона, немного выше или того же порядка, как связи Li—O, Ca—O, Mg—O, равные 14—17 *ккал/г·атом*, и существенно ниже, чем энергия связей Al—O, Si—O, Zr—O. Поэтому наиболее благоприятными (экзотермическое растворение) для замещения протоном оказываются связи щелочной металл — кислород, благоприятными — связи Ca—O, Mg—O и т. п., и менее благоприятны (эндотермическое растворение) — связи катионов с высоким ионным потенциалом (особенно Si—O, Zr—O и т. п.).

В полном соответствии с изложенным находятся и экспериментальные данные о зависимости растворимости от состава расплава и особенно подчеркнутая выше зависимость от содержания щелочей.

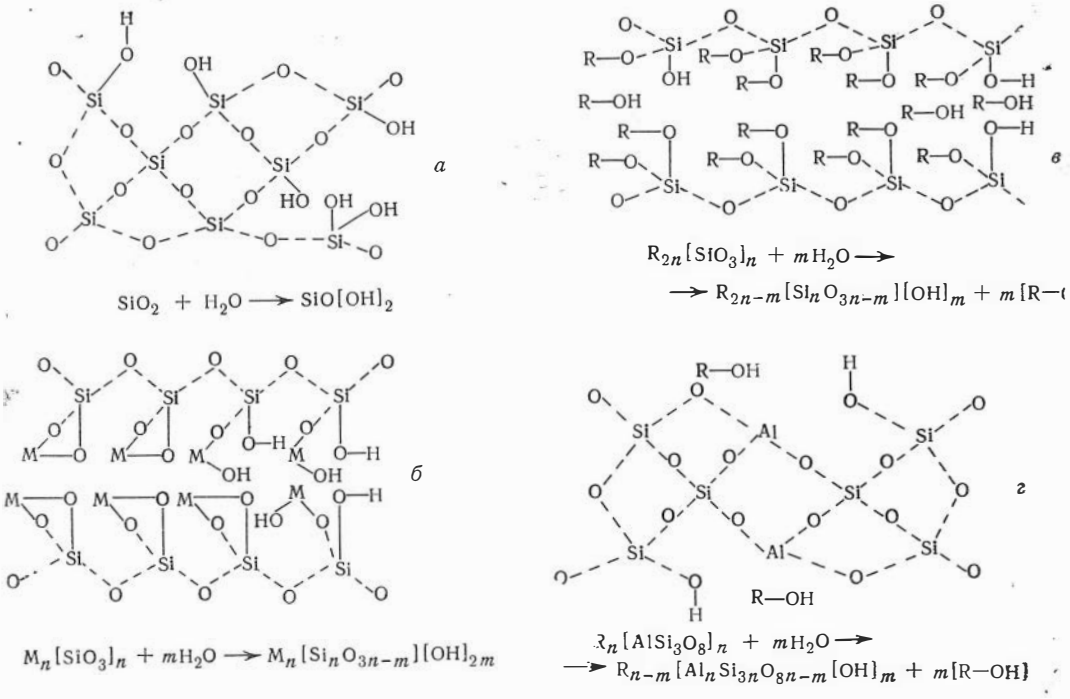


Рис. 5. Схема структурного положения диссоциированной воды в силикатных расплавах различного состава

Условные обозначения те же, что и на рис. 2. Структуры: *а* — $SiO[OH]_2$; *б* — $M_n[Si_nO_{3n-m}][OH]_{2m}$ *в* — $R_{2n-m}[Si_nO_{n-m}][OH]_m + m[R-OH]$; *г* — $R_{n-m}[Al_nSi_{3n}-O_{n-m}][OH]_m + m[R-OH]$

В подтверждение существенной роли рассмотренного механизма диссоциации воды при растворении в силикатных расплавах могут быть приведены различные данные. Об этом свидетельствуют повышение электропроводности водных расплавов, малые парциальные объемы воды в расплаве (Островский, Орлова, 1966), экзотермическая реакция растворения, данные ИК-спектроскопии стекол и др. Наконец, отмеченная выше зависимость мольной доли растворенной воды от корня квадратного из давления паров воды отвечает схеме растворения с диссоциацией: $^1/_2H_2O + {}^1/_2O^= = OH^-$, $K = \frac{[OH^-]}{[H_2O]^{\frac{1}{2}}[O^=]^{\frac{1}{2}}}$, $N_{OH^-} = K' p_{H_2O}^{\frac{1}{2}}$.

Можно предполагать, что в силикатных расплавах, особенно при высоких давлениях, кроме диссоциированной, вода присутствует и в молекулярной форме. Молекулярная вода может образовывать гидратные оболочки ионов или входить в состав водных комплексов, может располагаться в свободном объеме расплава с образованием водородной или координационной связи с различными структурными группами расплава. Так или иначе, вследствие значительно меньшего поверхностного натяжения молекулярных жидкостей (Есин, Гельд, 1966), для удержания молекулярной воды в ионном силикатном расплаве необходимы дополнительные усилия, отсутствие которых будет вызывать отделение воды от расплава.

Особенности режима воды связаны с ограниченной растворимостью в силикатных расплавах. Появление избыточной воды вследствие понижения давления или кристаллизации расплава вызывает расслоение расплава с образованием второй, существенно водной фазы.

В условиях низких давлений она существует как собственно газовая фаза и сравнительно быстро (в зависимости от вязкости расплава, температуры и т. д.) отделяется от расплава.

В условиях высоких давлений водная фаза обладает высокой плотностью и в отношении главных характеристик (растворимость, диссоциация и др.) ведет себя как жидкость. Водный раствор в этих условиях остается существенно молекулярной жидкостью, и удержание его в расплаве возможно под действием дополнительных сил. В начальной стадии — при микрорасслоении — возможно удержание водной фазы в свободном объеме расплава под действием сил связи молекул воды со структурными группами расплава.

При увеличении размера выделений водной фазы для удержания ее в расплаве необходимо дополнительное давление, избыточное по сравнению с давлением на расплав. Отсутствие избыточного давления вызывает отделение водной фазы от расплава, что представляется обычным направлением процесса по мере усугубления расслоения расплава при понижении давления или при кристаллизации магмы.

Выделяющаяся из расплава водная фаза имеет, вероятно, сложный состав, и только в качестве очень упрощенной модели может быть принята система вода — щелочной силикат, экспериментально изученная Г. Мори, К. Феннером, Дж. Хессельгессером, О. Таттлом, Д. Фридманом и другими исследователями. Более близкими моделями представляются системы типа вода — хлорид — силикат и т. п.

6. Силикатные расплавы характеризуются очень высокой подвижностью воды, значительно превосходящей подвижность других компонентов расплава. Высокая подвижность воды в расплавах может быть обусловлена тем, что перемещение диссоциированной воды может осуществляться не столько диффузией гидроксильных групп, сколько путем перемещения, трансляции протона от одного иона кислорода к другому:

$$\begin{matrix} H & & H & & & & H \\ | & & \| & & & & | \end{matrix}$$
$$O^- + O^= + \ldots + O^= + O^- + \ldots + O^= \rightarrow O^= + O^- \ldots + O.$$

На такой характер перемещения определенно указывают данные по диффузии водорода в расплавах (Новохатский и др., 1961; Есин, Гельд, 1966 и др.).

Высокой подвижностью обладает, по-видимому, и молекулярная вода (малые энергии активации разрыва связей), которая может перемещаться путем течения в свободном объеме расплава под действием градиента давления или, наконец, путем диффузии вследствие градиента химического потенциала.

В водных расплавах, по сравнению с сухими, вследствие образования свободных групп R—OH должна еще более возрастать подвижность щелочей, на что указывают данные по увеличению электропроводности водных расплавов (Лебедев, 1965).

Высокая подвижность воды и щелочей в силикатных расплавах, значительно превосходящая подвижность других компонентов, приводит к тому, что химические потенциалы воды и щелочей поддерживаются на постоянном уровне в значительных объемах магматических расплавов независимо от происходящих там реакций, т. е. вода (всегда) и щелочи (во многих случаях) ведут себя в магматическом расплаве как вполне подвижные компоненты. Рассмотренные выше особенности структурного положения, состояния и режима компонентов в расплаве вскрывают в известной мере причины и механизм вполне подвижного поведения воды и щелочей при магматических процессах, установленного Д. С. Коржинским (1946) путем парагенетического анализа магматических пород.

7. Одна из важнейших особенностей существования магматического расплава в природных условиях состоит в том, что он находится в осмотическом равновесии с вмещающими породами, когда вмещающие породы (стенки магматической камеры) оказываются проницаемыми для выделяющихся из магмы водных растворов.

Из общих термодинамических соотношений:

$$dp_i = -\frac{RT}{\bar{V}_i} d\ln a_i$$

и (для идеальных условий):

$$p_i' = p_i^0 \frac{N_i^0}{N_i'},$$

следует ряд важных следствий поведения компонентов в условиях осмотического равновесия, которые мы распространим на поведение воды, хотя, конечно, они справедливы для любого компонента, мигрирующего через полупроницаемую перегородку. В условиях, когда расплав недосыщен водой, т. е. мольная доля воды $N^1_{H_2O}$ меньше предельной растворимости $N^0_{H_2O}$ при данных T и P, расплав будет находиться под осмотическом давлением водного раствора ($p^1 > p^0$, $p^1 - p^0 = \pi$ — осмотическое давление), стремящегося насытить его водой. Величина осмотического давления будет тем выше, чем больше степень недосыщенности расплава водой и чем больше общее давление на расплав. Для характеристики зависимости величины осмотического давления от общего давления и от степени насыщенности расплава водой в табл. 4 приведены результаты соответствующих расчетов (по формуле $p'_{H_2O} = p^0_{H_2O} \frac{N^0_{H_2O}}{N'_{H_2O}}$), основанных на данных по растворимости воды в гранитном и альбитовом расплавах (по данным Н. И. Хитарова и др., Г. П. Орловой).

Таблица 4 Зависимость осмотического давления от степени насыщения водой (α) расплава и от общего давления (T=1000°C)

α	Альбитовый расплав	Гранитный расплав	$P°$, бар	P', бар	$\pi = p' - p°$, бар
1,00	0,415	0,210	1000	1000	0
0,90	0,373	0,189	1000	1110	110
0,75	0,312	0,158	1000	1330	330
0,50	0,208	0,105	1000	2000	1000
1,00	0,510	0,290	2000	2000	0
0,20	0,458	0,260	2000	2220	220
0,75	0,383	0,217	2000	2660	660
0,50	0,255	0,145	2000	4000	2000
1,00	0,560	0.335	3000	3000	0
0,20	0,504	0,301	3000	3330	330
0,75	0,420	0,251	3000	3990	990
0,50	0,280	0,168	3000	6000	3000
1,00	0,625	0,415	5000	5000	0
0,20	0,563	0,373	5000	5550	550
0,75	0,469	0,312	5000	6650	1650
0,50	0,313	0,208	5000	10000	5000

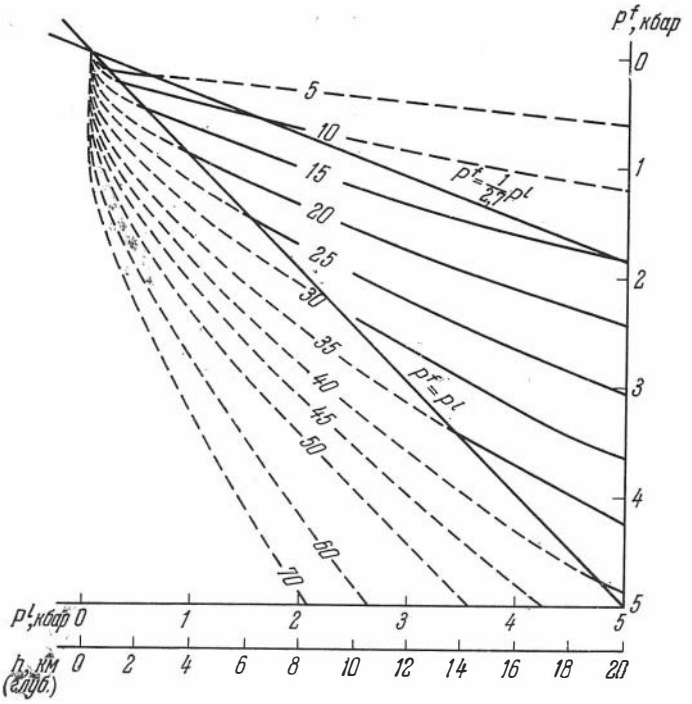


Рис. 6. Растворимость воды (в мол.%) в гранитном расплаве в зависимости от соотношений давлений на расплав (P^l) и на флюидную фазу (P^f) при температуре 1000° С

Рассмотрение условий осмотического равновесия показывает, что в природных условиях будут образовываться расплавы, насыщенные водой, летучими и другими растворимыми компонентами, так как этому способствует дополнительное осмотическое давление водного раствора, возникающее в контакте с ненасыщенными расплавами. Вследствие этих причин происходит, в частности, насыщение магм, возникших путем анатектического расплавления, водой и другими летучими из потока растворов более глубинного происхождения.

Для ненасыщенных водой расплавов (если они вообще существуют в природных условиях) более предпочтительны условия малых глубин и давлений, так как осмотическое давление уменьшается с уменьшением общего давления.

Особенность существования природных магматических расплавов как систем, находящихся в осмотическом равновесии, состоит, кроме того, в том, что давление водного раствора или флюида (p^f) в общем случае оказывается меньше, чем общее давление на расплав (p^l). Оценить соотношение p^f и p^l можно только приблизительно. Можно предполагать, что в условиях динамического равновесия давление на расплав p^l отвечает в общем случае давлению нагрузки вышележащих пород, т. е. литостатическому давлению, а давление столба водного раствора близко гидростатическому давлению. Тогда условия $\frac{1}{2,7} p^l \leqslant p^f \leqslant p^l$ можно принять как граничные для равновесия расплав — флюид. На рис. 6 схематически показана растворимость воды в гранитном расплаве в зависимости от соотношений p^l и p^f. Растворимость рассчитана по формуле $N^{p^f}_{H_2O} = N^{p^l}_{H_2O} \frac{p^f}{p^l}$ исходя из экспериментальных данных для условий $p^f = p^l$. В соответствии с граничными условиями действительное

значение будут иметь изоконцентраты, расположенные между линиями $p^f = p^t$ и $p^f = \frac{1}{2{,}7}$.

Очевидно, что в условиях меньшего давления флюидной фазы растворимость воды в расплавах будет соответственно меньше.

8. Магматический расплав как геологическое тело существует в условиях градиента температур и давлений, которые существенно влияют на процессы тепло- и массообмена, протекающие в магматическом расплаве и между ним и вмещающей средой.

Общая направленность необратимых процессов для магматической системы определяется соотношением (подробнее см.: Жариков, 1965):

$$dS_i^u = \operatorname{grad} \frac{1}{T} dQ + \operatorname{grad} \frac{p}{T} dV - \sum_a^k \operatorname{grad} \frac{\mu_i}{T} dm_i,$$

из которого следует, что необратимые изменения в магматическом расплаве вызываются уменьшением тепловой энергии

$$\left(\operatorname{grad} \frac{1}{T} dQ = - \frac{\operatorname{grad} T}{T^2} dQ \right),$$

уменьшением механической энергии ($dA = -pdV$), химической энергии и протекают до тех пор, пока существуют градиенты действующих сил [1]: $1/T$, P/T, μ/T.

Градиенты температуры и давления будут вызывать разделение компонентов однородного расплава. Общую тенденцию разделения можно определить исходя из зависимости химических потенциалов компонентов от температуры и давления. Так, сопоставляя какие-либо два компонента и пренебрегая их взаимодействием, можно показать, что

$$d \ln \frac{N_a}{N_b} = - \frac{(\bar{S}_a - \bar{S}_b)}{RT} dT \frac{(\bar{V}_a - \bar{V}_b)}{RT} dp$$

или, заменяя $\bar{S} = \bar{H}/T$ и $\bar{V} = M/\rho$,

$$d \ln \frac{N_a}{N_b} = \frac{(\bar{H}_a - \bar{H}_b)}{RT^2} dT + \frac{\frac{M_a}{\rho_a} - \frac{M_b}{\rho_b}}{RT} dp,$$

т. е. высокотемпературные части расплава будут обогащаться компонентами, имеющими меньшие парциальные энтропии и энтальпии, а находящиеся под большим давлением части расплава будут содержать больше компонентов с относительно большими парциальными объемами или (при близости плотностей) с большими молекулярными весами.

Общий поток какого-либо компонента i в расплаве (I_i) будет состоять из потока, связанного с градиентом температуры (I_i^{MQ}), потока, вызванного градиентом давления (I_i^{MA}), и потока, обусловленного градиентом химического потенциала (I_i^M):

$$I_i = I_i^{MQ} + I_i^{MA} + I_i^M = L_i^{MQ} \chi_i^Q + L_i^{MA} \chi_i^A + L_i^M \chi_i^M,$$

где χ_i^Q, χ_i^A, χ_i^M — действующие силы; L_i^{MQ}, L_i^{MA}, L_i^M — соответствующие кинетические коэффициенты.

[1] Укажем в связи с этим на недостаточность принципа постоянства химического потенциала воды в магме, положенного, в частности Дж. Кеннеди (1958) в основу некоторых петрологических моделей.

Подставляя выражения действующих сил, преобразуя и опуская второ степенные члены, получим выражение:

$$I_i = \frac{dm_i}{dt} = (L_i^{MQ} - L_i^M \overline{H}_i) \operatorname{grad} \frac{1}{T} + (L_i^{MA} - L_i^M \overline{V}) \frac{\operatorname{grad} p}{T} - L_i^M \frac{\operatorname{grad} \mu_i}{T},$$

которое показывает, что в условиях градиентов температуры и давления в расплаве возникнут соответствующие потоки компонентов, которые приведут к изменению распределения компонентов. Этим потокам будет противодействовать диффузия компонентов, стремящаяся устранить разделение компонентов, вызываемое градиентами температуры и давления. В стационарном состоянии потоки будут уравновешены и $I_i = dm/dt = 0$.

Из последнего уравнения также следует, что эффекты перемещения вещества, вызываемые градиентом температур и давлений тем значительнее, чем меньше парциальные энтальпии (и энтропии) и объемы компонентов, т. е. наиболее значительны для воды и других легколетучих и более легких компонентов магмы. Отмеченная тенденция будет усугубляться охарактеризованными выше особенностями структурного положения и подвижности этих компонентов в магматическом расплаве.

9. Рассмотренные условия существования магматических расплавов и особенности режима компонентов в них показывают возможность и неизбежность существования в расплавах потоков подвижных компонентов и прежде всего воды.

Поток воды в магматическом расплаве вызывается главным образом градиентом давления (характерно, что $\frac{\partial N_{H_2O}}{\partial p} \gg -\frac{\partial N_{H_2O}}{\partial T}$ и может осуществляться различными способами в зависимости от формы нахождения воды в расплаве. Перемещение диссоциированной воды происходит в виде потока гидроксильных групп, осуществляемого, возможно, преимущественно путем трансляции протонов ионами кислорода (см. выше) или непосредственно перемещением ионов гидроксила. Наличие электростатической связи гидроксильных групп с катионами (особенно с катионами щелочных металлов) может приводить к тому, что перемещение воды вызовет сопряженное перемещение катионов (особенно катионов щелочных металлов), существующих в водных расплавах в виде свободных групп R—OH.

Перемещение молекулярной воды вместе с растворенными в ней компонентами, очевидно, происходит путем течения в свободном объеме расплава.

Возникающий вследствие градиента давлений поток водных растворов через расплав, т. е. сквозьмагматических растворов, будет усиливаться: а) условиями осмотического равновесия, когда вступающие в магму растворы находятся под большим давлением, чем выделяющиеся в кровле, и б) повышением внутреннего давления в процессе кристаллизации согласно классической схеме физико-химии силикатных расплавов с летучими (Заварицкий, Соболев, 1960).

Следует подчеркнуть, что вызываемый градиентом давлений поток сквозьмагматических растворов носит инфильтрационный характер. Это выражается в том, что перемещение компонентов потока происходит независимо, в том числе и против градиента химического потенциала компонентов. Инфильтрационный характер переноса компонентов может быть обусловлен тем, что поток гидроксильных групп, обладающих значительно большей подвижностью по сравнению с другими компонентами в силу электростатической связи с катионами, особенно с катионами щелочных металлов, вызывает сопряженное перемещение катионов в направлении потока гидроксильных групп, т. е. в направлении течения раствора. Для веществ, растворенных в молекулярной воде и переме-

щаемых течением раствора, инфильтрационный характер переноса очевиден.

10. Существование потока сквозьмагматических растворов магматическую стадию и воздействие этого потока при процессах магматического замещения во многом предопределяют характер и течение контактово-реакционных процессов магматической стадии. При этом решающее значение, как мы отмечали (Жариков, $1960_{1,2}$), имеет соотношение инфильтрационных и диффузионных процессов переноса вещества в зоне взаимодействия.

Поток (I_i^s) какого-либо компонента можно представить как результат течения, инфильтрации сквозьмагматического раствора ($I_i^{\inf}$) и диффузии компонента в растворе (I_i^{dif}).

Подставляя значение действующих сил ($\chi_i^{\inf}$, χ_i^{dif}) и кинетических коэффициентов ($L_i^{\inf}$, L_i^{dif}), его можно выразить для изотермических условий (что сделано для упрощения) следующим образом:

$$I_i^s = I_i^{inf} + I_i^{dif} = L_i^{inf}\chi_i^{inf} + L_i^{dif}\chi_i^{dif} = L_i^{inf}\frac{\operatorname{grad} p}{T} - L_i^{dif}\frac{\operatorname{grad}\mu_i}{T} =$$

$$= k_i a_i w_0 - D_i\frac{\partial a_i}{\partial x}.$$

Нетрудно видеть, что общая скорость перемещения компонента $I_i^s = dm_i^s/dt = U_i^s$ равна скорости инфильтрации $U_i^{inf} = k_i a_i w_0$, и скорости диффузии $U_i^{dif} = -D_i\frac{\partial a_i}{\partial x}$, т. е. $U_i^s = U_i^{inf} + U_i^{dif}$, где a_i — активность; k_i, D_i — коэффициенты диффузии и инфильтрации; w_0 — скорость течения раствора.

Основываясь на приведенных соотношениях, можно формализовать главные типы магматического замещения.

а) инфильтрационное магматическое замещение: $U^{inf} > U^{dif}$ для всех компонентов;

б) инфильтрационное магматическое замещение с отраженной щелочностью: U^{dif} для щелочей $> U^{inf} > U^{dif}$ других петрогенных компонентов;

в) диффузионное магматическое замещение: U^{dif} петрогенных компонентов $> U^{inf}$.

Выделенные типы отвечают главным изученным петрогенетическим соотношениям, но, естественно, возможно и более дробное деление.

Анализируя приведенные уравнения применительно к явлениям контактово-реакционного взаимодействия магмы с вмещающими породами, можно видеть, что главное значение имеет соотношение скорости фильтрации потока сквозьмагматических растворов и градиента активности компонентов, возникающего при просачивании растворов через контакт магмы и вмещающих пород. Скорость фильтрации определяется, по-видимому, главным образом градиентом давления, а градиент активности компонентов зависит прежде всего от состава магмы и вмещающих пород. Естественно поэтому, что состав магмы и вмещающих пород оказывает определяющее влияние на характер эндоконтактовых фаций, возникающих при магматическом замещении. В табл. 5 схематически систематизированы некоторые главные типы эндоконтактовых реакционных образований.

В заключение отметим, что механизм реакций, протекающих в зоне контактового взаимодействия, как можно предполагать судя по наблюдаемому многообразию пород, достаточно сложен, и даже самое гипотетическое и приближенное обсуждение возможных схем требует специального рассмотрения.

Таблица 5 **Главные типы контактово-реакционных эндоконтактовых фаций интрузий**

Магма	Кислые вмещающие породы			Основные вмещающие породы			Карбонатные вмещающие породы (доломиты)		
	инфильтрационное магматическое замещение	инфильтрационное замещение с отраженной щелочностью	диффузионное магматическое замещение	инфильтрационное магматическое замещение	инфильтрационное замещение с отраженной щелочностью	диффузионное магматическое замещение	инфильтрационное магматическое замещение	инфильтрационное замещение с отраженной щелочностью	диффузионное магматическое замещение
Кислая (гранитная)	Граниты	Граниты	Граниты	Граниты	Щелочные граниты Граносиениты	Гранодиориты Дниориты	Граниты	Щелочные граниты Сиениты Монцониты*	Гранодиориты Диориты габбро
Основная (габбровая)	Габро	?	Диориты Гранодиориты	Габбро	Габбро	Габбро	Габбро	(Щелочное габбро, эссекситы)	(Меланократовое габбро, габбро-пироксениты)
Щелочная (нефелиновых сиенитов)	Нефелиновые сиениты	(Сиениты)**	Сиениты Граносиениты	Нефелиновые сиениты	?	Эссекситы Пуласкиты	Нефелиновые сиениты	Нефелиновые сиениты Ювиты Ийолиты	(Эссекситы, тералиты)

* Образуются в результате инфильтрационно-диффузионного процесса в условиях встречной диффузии не только щелочей, но частично и других оснований.

** В скобках обозначены предполагаемые породы.

BEHAVIOUR OF COMPONENTS IN MELTS AND MAGMATIC REPLACEMENT

V. A. ZHARIKOV

SUMMARY

The acido-basic properties as well as the form of mobility of the components in the melts depend on the bonding energy between elements-oxygen. Magma is an ionic silicate melt of a complex quasicrystalline—cybotactic structure. The framework of the melt structure — «structure of the nearest order» consists of silicon—oxygen tetrahedrons differently polymerized. The basic components of the melt form «the farest order structure» and the greater the mobility of the basic components, the lesser is their bonding energy with oxygen.

The magmatic melt is characterized by essential water solubility depending on temperature, presssure and melt composition. The dependence of water solubility on alkali contents in the melt and other characteristics indicate chiefly a dissociated state of water in the silicate melt.

The peculiar features of structural position of water and alkali in the melt cause their high mobility resulting in:

a) perfect mobile water (always) and alkali (in major cases) behaviour in a magma;

b) a possibility of a joint water-alkali transfer.

A magmatic melt being a geological body exists under the conditions of temperature and pressure gradient as well as under osmotic equilibrium with enclosing rocks, the walls of the magmatic body being permeable for water solutions separated from the magma. The above peculiar features of the melt behaviour and their components are due to the flows containing most mobile components in magmas (transmagmatic solutions). These flows are mainly of infiltration nature.

The magmatic replacement depends on the intensity of the solution flow:

a) magmatic replacement due to infiltration, when the rate of infiltration flow is greater than that of diffusion of the components;

b) magmatic replacement due to infiltration with reverse alkalinity when the rate of the counted alkali diffusion is greater than that of infiltration flow;

c) magmatic replacement due to diffusion when the rate of the diffusion of petrogenetic components is greater than that of infiltration flow.

Different facies of the intrusive rocks appear to depend on the magmatic replacement as well as composition of the magma and the wall rocks.

ЛИТЕРАТУРА

Есин О. А., Гельд П. В. Физическая химия пирометаллургических процессов. Часть II. Изд-во «Металлургия», 1966.

Жариков В. А. Магматическое замещение карбонатных толщ.— В кн. «Проблемы гранитогнейсов. Доклады сов. геологов на XXI сессии МГК». Изд-во АН УССР, 1960_1.

Жариков В. А. Реакционные явления магматической и послемагматической стадий при формировании скарново-рудных месторождений.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Труды II Всес. петрогр. совещания». Госгеолтехиздат, 1960_2.

Жариков В. А. Термодинамическая характеристика необратимых природных процессов. Геохимия, 1965, № 10.

Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, 1960.

Кадик А. А. Состояние воды и силикатных компонентов в расплавах (магмах) кислого состава при высоких давлениях паров воды.— В кн. «Геохимические исследования в области высоких температур и давлений». Изд-во «Наука», 1965.
Кеннеди Дж. О роли воды в магме.— В кн. «Земная кора». ИЛ, 1958.
Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях.— В кн. —Акад. Д. С. Белянкину к семидесятилетию со дня рождения и сорокопятилетию научной деятельности». Изд-во АН СССР, 1946.
Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.
Лебедев Е. Б. Физико-химические характеристики расплава гранита по данным электропроводности.— В кн. «Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур». Изд-во «Наука», 1965.
Малкин В. И. Кислотно-основные свойства силикатных расплавов и относительная подвижность ионов.— В кн. «Физическая химия расплавленных солей и шлаков». Металлургиздат, 1962.
Новохатский И. А., Есин О. А., Чучмарев С. К. Диффузия водорода в шлаках.— Докл. АН СССР, 1961, **136**.
Орлова Г. П. Вода в силикатных расплавах как важный фактор глубинного магматизма. Автореф. канд. дисс. М., 1967.
Островский И. А., Орлова Г. П. О парциальном объеме воды в расплаве альбита.— Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 12.
Островский И. А., Орлова Г. П., Рудницкая Е. С. О стехиометрии при растворении воды в щелочно-алюмисиликатных расплавах.— Докл. АН СССР, 1964, **157**, № 5.
Bockris J. O. M. A summary of recent advances in the study of the structure of liquid silicates, Vitreous state. London, 1955.
Kennedy G. C. Wasserburg G. J. Heard H. C., Newton R. C. The upper three-phase region in the system SiO_2—H_2O.— Amer. J. Sci., 1962, **260**.
Kurkjian C. R., Russell L. E. Solubility of water in molten alkali silicates.— J. Glass Technol., 1958, **42**, N 206.
Show H. R. Theoretical solubility of H_2O in silicate melts: quasicrystalline models.— J. Geol., 1964, **22**, N 5.
Wasserburg G. J. The effect of H_2O in silicate systems.— J. Geol., 1957, **65**, N 1.

ОБ ЭНЕРГИИ ИНТРУЗИВНЫХ ПРОЦЕССОВ

Ф. К. ШИПУЛИН

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, Москва

Вопрос о механизме внедрения интрузий и энергии интрузивных процессов мало изучен. При рассмотрении причин внедрения магматических расплавов в верхние горизонты коры магма обычно представляется в виде подвижной, но в энергетическом отношении малоактивной массы, перемещение которой происходит под действием внешних сил — тектонических, гидростатических и пр. Однако чисто механическим внедрением магмы можно объяснить только образование трещинных, пластовых и некоторых других типов интрузий, камеры которых образуются путем раздвигания стенок боковых пород. Возникновение подавляющего большинства гипабиссальных интрузивов, имеющих формы штоков, куполов, батолитообразных и других секущих тел с изометричными в плане очертаниями, объяснить за счет механически вдавливаемого магматического расплава невозможно.

Взаимоотношения таких интрузивных тел с вмещающими толщами с ненарушенным залеганием свидетельствуют о внедрении интрузий в результате замещения расплавом боковых пород по принципу объема на объем, что указывает на высокую физико-химическую активность самих магматических расплавов, очевидно способных прокладывать себе пути движения и создавать необходимые камеры для размещения.

При обсуждении проблемы формирования гипабиссальных интрузивов следует учитывать ряд особенностей их строения и условий размещения. Так, при внедрении интрузий в слоистые осадочные или вулканогенные толщи изменения первичного залегания боковых пород около интрузий в большинстве случаев не наблюдаются, и горизонты осадочных пород, обрываясь с одной стороны интрузивных тел, продолжаются в том же положении с другой. Особенно это наглядно видно в горизонтально лежащих толщах. Примеры подобных взаимоотношений наблюдаются во многих районах и достаточно общеизвестны. Автору они знакомы по Малому Кавказу, где крупные интрузивные тела габбро, гранодиоритов и гранитов нижнемелового возраста размещены в слабо наклонной толще вулканогенно-осадочных пород юры; по Южному Приморью, где разнообразные по составу третичные интрузии пересекают горизонтально лежащую толщу осадков, кислых и средних эффузивов и их туфов верхнемелового возраста; по южной части Алданской платформы с широко развитыми мезозойскими интрузиями в горизонтальной толще карбонатных пород кембрия.

Важную информацию дают наблюдения над контактами гипабиссальных интрузий, которые, как правило, очень резкие, причем различные по составу и структуре интрузивные и вмещающие породы соприкасаются вдоль линейной плоскости обычно без видимых промежуточных образований.

Линии контактов имеют на большей части протяжения плавные изгибы, нередко с карманообразными заливами со стороны интрузий в сто-

рону вмещающих пород. Нередки отходящие от интрузий апофизы вдоль трещин.

Рядом с крупными интрузивными телами часто располагаются так называемые сателлитовые интрузивы, которые обычно обнаруживают связь на глубине с главным плутоном и представляют собой его трубообразные ответвления или куполообразные выступы его сложной бугорчатой кровли.

В вертикальных разрезах контакты интрузивных тел занимают большей частью секущее положение к напластованию вмещающих пород. Гипабиссальные интрузивы в таких разрезах имеют форму трубообразных и расширяющихся книзу неправильных тел, круто уходящих на глубину. Согласные с вмещающими породами интрузивы в общем менее распространены. В зонах разломов нередки трещинные интрузии, особенно характерные для поздних этапов тектоно-магматических циклов.

В общем случае зависимость состава интрузивных пород от вмещающих проявляется в слабой степени. Например, характерные типы гранитов, габброидов и пр., слагающие многочисленные одновозрастные интрузивные тела единого интрузивного комплекса, остаются таковыми, залегая среди самых разнообразных по составу осадочных, метаморфических и древних интрузивных пород. При этом в эндоконтактовых зонах интрузивов влияние вмещающих пород проявляется более отчетливо в виде разнообразных пятнистых гибридных фаций пород с повышенной основностью либо известковистостью. Однако более слабо выраженный гибридизм пород, как правило, обнаруживается и во внутренних частях гипабиссальных плутонов. Наличие признаков гибридизма здесь фиксируется, в частности, по значительному различию состава ранних минералов, слагающих порфировидные выделения, и поздних, слагающих основную массу. К ранним выделениям часто принадлежат относительно основные плагиоклазы и пироксены, к поздним — часто альбит-олигоклаз, кварц и калиевый полевой шпат. Гибридизм таких пород отчетливо проявляется также в их химическом составе. В сравнении, например, с эффузивами для интрузивных пород особенно характерны значительные колебания в общем содержании и в относительных количествах щелочей, что, учитывая высокую подвижность щелочей, нельзя объяснить их первичным неравномерным содержанием в магматическом расплаве. Отмечаются, кроме того, крайне неравномерное содержание в породах кремнекислоты, окиси кальция, значительные колебания в относительных содержаниях окислов магния и железа, маловероятные при допущении образования интрузивных пород из первично однородного магматического расплава. Эти особенности состава пород легко объяснить, если допустить широко проявленную контаминацию расплава материалом боковых пород во время процесса внедрения расплава в гипабиссальные камеры, когда гомогенизация расплава не успевает дойти до конца.

Существенный интерес для познания механизма формирования интрузий представляют ксенолиты в интрузивных породах. Как показывает изучение многих плутонов, ксенолиты распространены, как правило, по всему их объему, но часто более обильны в их эндоконтактовых частях. Ксенолиты сложены породами разного происхождения и разной степени изменения. Наряду с обломками боковых пород, вскрытых эрозионным срезом, часты ксенолиты пород из более глубоких частей геологических разрезов, в том числе глубинных магматических пород основного состава. В непосредственной близости нередко находятся ксенолиты почти неизмененных пород и ксенолиты, почти потерявшие признаки первичного состава, различимые по еле заметным «теням», обогащенным эпидотом, хлоритом и пр. Как правило, ксенолиты сохраняют угловатые очертания, что свидетельствует о пребывании их в расплаве все время в твердом состоянии.

Сохранение в породах гипабиссальных интрузивов угловатых по форме ксенолитов боковых пород, захваченных расплавом на разных глубинах, показывает, что заметного перегрева интрудировавшие расплавы не имели. На отсутствие такого перегрева указывают также повсеместно наблюдаемые в гипабиссальных интрузивных породах ранние интрателлурические вкрапленники, образованные в начальные моменты кристаллизации расплава на глубине.

Интрателлурические вкрапленники представляют для расшифровки интрузивного процесса особый интерес, поскольку, являясь характерным элементом состава таких пород, позволяют судить об условиях начальной стадии кристаллизации расплавов. Чаще всего по составу вкрапленники не соответствуют минералам в цементирующей их более поздней массе, причем эти различия не могут быть объяснены кристаллизацией одного и того же расплава, но при разных условиях. Например, при детальном изучении серии интрузивных пород Дашкесана (Шипулин, 1968), имеющих последовательность габбро→гранодиориты→аплитовидные граниты→диабазы и порфириты, было установлено, что, несмотря на резкие различия валового состава всех этих пород, вкрапленники в них представлены довольно однотипными, однородными по составу кристаллами основного или среднего плагиоклаза и моноклинных пироксенов, реже оливином или роговой обманкой. Во время внедрения магмы в верхние горизонты коры зерна этих ранних минералов подверглись частичной резорбции, и при возобновлении кристаллизации уже в гипабиссальных камерах вместо однородных кристаллов плагиоклазов началось выделение зерен резко зонального более кислого плагиоклаза, вместо пироксенов кристаллизовалась роговая обманка и в зависимости от вновь приобретенного состава расплава в тех или иных количествах выделялись также калиевый полевой шпат, кварц, магнетит, биотит и различные акцессорные минералы. В отличие от равновесных условий кристаллизации ранней стадии при образовании основной массы пород существовали значительные кинетические препятствия процессам кристаллизации, что обусловило зональность поздних зерен плагиоклазов и роговой обманки, не дошедшие до конца реакционные замещения одних минералов другими и неравномерное распределение различных составляющих в объеме пород. Интрателлурические вкрапленники занимают, как правило, не более 10—15% объема пород. Распределены они неравномерно, часто собраны в кучные скопления, обусловливая так называемую гломеропорфировую структуру пород. Агрегация таких зерен в виде отдельных островков, по-видимому, связана с перемещением достаточно жидкого, подвижного магматического расплава со взвешенными в нем кристаллами и совпадает по времени с процессом внедрения магмы в гипабиссальные камеры.

Особенно наглядны интрателлурические вкрапленники в гипабиссальных дайковых породах, относительно быстрое охлаждение которых предохраняет ранние кристаллы от значительной резорбции. Вкрапленники в этих породах, как правило, составляют также чаще $^1/_8$—$^1/_{10}$ объема пород. Аналогичная картина наблюдается и в эффузивных породах, причем закономерность объемных соотношений между вкрапленниками и основной массой обычно сохраняется и в них.

Перечисленные особенности гипабиссальных интрузий и слагающих их пород позволяют с уверенностью говорить о совпадении начала внедрения исходного расплава в гипабиссальные камеры с началом кристаллизации магматического расплава в глубинном магматическом очаге, точнее, с тем моментом, когда в расплаве успевает выделиться некоторое, сравнительно небольшое количество твердой фазы. Строение вкрапленников показывает, что эта ранняя кристаллизация протекает, как правило, в равновесных условиях и выпавшие кристаллы плагиоклазов,

пироксенов и др. успевают во всем их объеме выравниваться по составу с равновесной с ними жидкостью. Строение гипабиссальных плутонов показывает также, что внедрение интрузий происходит путем постепенного замещения магматическим расплавом вмещающих пород на фронте интрузий. Замещение состоит, очевидно, из ряда взаимосвязанных физико-химических и механических процессов, включая выплавление наиболее легкоплавких эвтектических смесей из боковых пород и связанную с этим их дезинтеграцию, растворение минеральных компонентов боковых пород, которыми расплав недосыщен, химические реакции между составными частями расплава и пород, захват расплавом обломков пород, механически разрушаемых на фронте их соприкосновения с нагретым вязким расплавом, и т. д. Во время внедрения интрузий имеет место интенсивное перемешивание расплава, и захватываемый материал боковых пород — как растворенный, так и в виде ксенолитов,— распределяется по всему объему интрузий.

Судя по валовому составу комагматических пород, слагающих серии генетически связанных интрузивов с их обычной сменой основных пород ранних фаз на кислые и субщелочные в более поздних, в их составе ведущая роль принадлежит глубинному, ювенильному веществу, магматическая и кристаллизационная дифференциация которого в глубинных очагах и определяют главные особенности состава интрузивных пород.

Однако петрохимические особенности интрузивных пород, в частности, неравномерное распределение в них наряду с другими также легкоподвижных компонентов, гибридизм пород, наличие в ряде случаев корреляции в составах боковых и интрузивных пород и пр., бесспорно указывают на участие в составе интрудирующего расплава также вещества пород, пересекаемых интрузиями на разных глубинах.

Принимая за основу схему образования гипабиссальных интрузий путем замещения расплавом вмещающих пород, можно грубо ориентировочно подсчитать количество энергии, минимально необходимое для свершения интрузивного процесса. Эта энергия слагается из расхода тепла на прогрев замещаемых магмой боковых пород до температуры плавления и теплоту их плавления, растворения и частичного дробления в объеме интрузий, на прогрев некоторого объема боковых пород в ореоле вокруг интрузий и испарение содержавшихся в них поровых растворов. Кроме того, во время внедрения интрузий энергия расходуется в самом магматическом расплаве в виде диссипации на преодоление сил вязкого течения и в виде потерь тепла, связанных с отделением от расплава высоконагретой летучей фазы. Примем исходную температуру вмещающих пород равной 60° С, что при нормальном геотермическом градиенте соответствует глубине примерно 2 *км*. Температуру плавления пород можно считать приблизительно равной 1000° С, а их удельную теплоемкость 0,20. Поскольку ксенолиты в интрузивных породах занимают в объемном отношении обычно незначительную часть, большой механической работой по раздроблению и захвату магмой обломков боковых пород в расчете баланса энергии можно пренебречь, полагая, что большинство обломков в дальнейшем также подвергается плавлению и растворению.

Проведем расчет на единицу массы боковой породы, замещенной магматическим расплавом, весом 1 *кг*. Тогда, пренебрегая различиями в удельных весах разных пород и расплава, на внедрение 1 *кг* интрузивного материала требуется:

На подъем температуры исходных пород, залегавших на месте интрузии, от 60 до 1000°

$$t_1 = 940 \times 0{,}20 = 188 \text{ ккал/кг}.$$

На превращение тем или иным путем в расплав 1 *кг* породы (Берч и др., 1949)

$$t_2 \cong 75 \text{ ккал/кг}.$$

Всего на нагрев, расплавление и растворение сухих пород около 255 *ккал/кг*.

Внешнюю границу ореола интенсивного прогрева боковых пород около интрузий можно условно провести по признакам их контактового метаморфизма. В близповерхностных горизонтах объемы контактово-метаморфизованных пород обычно соизмеримы с объемами интрузивных тел средних размеров. Около крупных батолитообразных и небольших дайковых плутонов контактовые ореолы обычно меньше объемов самих интрузивов. Можно, вероятно, без большой ошибки принять, что внешняя граница зоны контактового метаморфизма проходит вблизи изотермы 200° С. Тогда температура боковых пород в ореоле прогрева повышается в среднем на

$$\frac{1000-200}{2} = 400° \text{ С},$$

а требуемая для их нагрева теплота, считая размеры ореолов прогрева и интрузий равными, составит на 1 *кг* интрузивной породы:

$$t_3 = 400 \times 0{,}20 = 80 \text{ ккал/кг}.$$

Некоторое количество тепла расходуется также на прогрев еще более удаленных от контактов пород, где признаки метаморфизма не видны. Средняя температура прогрева в этом ореоле будет равна $\frac{200-60}{2} = 70°$ С.

Допустив, что объем таких слабо прогреваемых пород составляет около половины объема интрузий, определим расход тепла на их нагревание в расчете на 1 *кг* интрузивной породы:

$$t_4 = \frac{70 \times 0{,}20}{2} = 7 \text{ ккал/кг}.$$

Для расчета затрат энергии на нагревание и испарение поровых водных растворов во вмещающих породах примем среднюю пористость и водонасыщенность исходных пород равной 5%. Нагревание пород до температуры кипения содержавшихся в них водных растворов имеет место в объеме интрузии и равном ей объеме метаморфизованных вмещающих пород.

Глубина 1,5 *км* определяет температуру кипения воды примерно в 350°С. Тогда разность температур составит 350—60=290°. При объемном весе пород 2,6 на нагрев водных растворов в них требуется:

$$t_5 = \frac{0{,}05 \times 2 \times 290}{2{,}6} = 11 \text{ ккал/кг породы}.$$

На испарение того же количества воды при теплоте парообразования в указанных условиях, равной 213 *ккал/кг*:

$$t_6 = \frac{0{,}05 \times 2 \times 213}{2{,}6} = 8{,}2 \text{ ккал/кг}.$$

Расход энергии на повышение температуры паров воды до температуры нагрева вмещающих пород, учитывая сравнительно небольшое количество паров, можно не принимать во внимание.

Трудно оценить, даже приближенно, величину затрат энергии на преодоление вязкого течения в самом расплаве (диссипацию) и на ча-

стичное механическое разрушение им боковых пород, так как вязкость реальных природных расплавов в рассматриваемых условиях неизвестна. Остаются неизвестными также потери энергии при отделении от магмы летучей фазы и на отдачу тепла более удаленным боковым породам в результате перемещения водных и газовых растворов и теплопроводности.

Работу по подъему магматического расплава из глубинных горизонтов в близповерхностные можно не учитывать, поскольку происходит замещение вмещающих пород расплавом по принципу объема на объем и вместо поднявшегося расплава эквивалентное количество вещества опускается вниз.

Таким образом, при указанных допущениях для замещения 1 *кг* боковых пород в верхних горизонтах земной коры во время внедрения интрузии затрачивается по меньшей мере около 370 *ккал*. Фактически эта величина должна быть больше, так как не учтен еще ряд видов затрат энергии. Грубо приближенно, по-видимому, можно считать, что во время интрузии магмы в гипабиссальные камеры в обычных случаях затрачивается от 400 до 500 *ккал* на 1 *кг* массы замещенной породы.

Рассмотрим возможные источники указанных количеств энергии. В качестве таковых обычно принимаются тектонические движения, радиоактивный распад, первоначальный значительный перегрев магматического расплава и энергия кристаллизации, или энергия кристаллических решеток минералов. Из них, как уже отмечалось выше, тектонические движения, объясняющие образование трещинных интрузий, неприемлемы для большинства других гипабиссальных плутонов, формирование которых происходит путем замещения магмой вмещающих пород. Неприемлемы также допущения значительного перегрева интрудировавшего магматического расплава, с чем, как показано выше, не согласуется сохранение в гипабиссальных интрузивных породах интрателлурических вкрапленников и ксенолитов глубинных пород. Кроме того, невысокая теплоемкость силикатного расплава, близкая к теплоемкости пород (примерно 0,20 *ккал/кг*), не дает основания отнести за счет нее значительный запас энергии. Так, для выделения 1 *кг* расплава 100 *ккал* необходим его перегрев примерно на 500° С, что маловероятно по указанным соображениям.

Энергия радиоактивного распада не может служить движущей силой интрузивного процесса потому, что до начала интрузии расплав успевает уже несколько остыть и начинает кристаллизоваться. Учитывая непрерывность действия радиоактивного распада и независимость его от внешних условий, что не позволяет рассчитывать на повышение активности действия этого источника энергии лишь во время внедрения интрузий. Кроме того, в интрузивных породах и сходных с ними по составу лавах содержания радиоактивных элементов и продуктов их распада обычно не превышают их содержаний в боковых породах или отличаются лишь на ничтожную величину.

Не отрицая возможность получения некоторого количества энергии за счет перечисленных явлений, приходится признать их все же недостаточными или даже несущественными для интрузивных процессов.

Активность магмы во время ее внедрения в верхние горизонты коры, проявляющаяся в интенсивном воздействии на боковые породы, включая частичное их расплавление, растворение и замещение, дискордантный характер интрузий и др., позволяет допустить, что главные источники энергии скрыты в самом магматическом расплаве и связаны с внутренними изменениями его строения. Чтобы дать хотя бы ориентировочную оценку количества энергии, выделяемой единицей массы расплава, и сопоставить ее с вычисленной выше потребной энергией на интрузивный процесс, необходимо определить соотношения в интрузиях между массами ювенильного и экзогенного материала, заимствованного в

результате ассимиляции магмой боковых пород. К сожалению, эта, по существу, основополагающая величина пока не поддается точному учету. На основании постоянно выраженного гибридизма гипабиссальных интрузивных пород, в частности вариаций их химического состава, можно предположить, что ассимилированный материал в объемном отношении обычно подчинен ювенильному и что на единицу ассимилированного вещества боковых пород приходится несколько единиц ювенильного расплава. Соотношения эти, очевидно, непостоянны, и если в отчетливо неравновесных гибридных породах ассимилированный материал, возможно, составляет до 0,3—0,5 их объема, то в более однородных породах эти соотношения могут достигать всего 0,1—0,2. Колебания химических составов комагматических интрузивных пород позволяют считать и то, и другое соотношения допустимыми. Следует отметить, что петрохимические особенности интрузивных пород для оценки их гибридизма более удобны, чем минеральный состав и структура пород, так как по последним в достаточно гомогенизированных породах гибридизм становится почти неуловимым.

Для ориентировочной оценки примем содержание ассимилированного вещества в интрузивных породах равным в среднем 20—25%. Тогда для образования массы гипабиссальной интрузивной породы в 1 *кг*, требующей затраты энергии в 400—500 *ккал*, расходуется энергия 4—5 *кг* ювенильного магматического расплава, или около 100 *ккал/кг*. Эта величина, бесспорно, крайне условна, но в данном случае это не так важно, поскольку речь идет пока о качественной оценке явлений. Обычно считается, что источником такой энергии может служить теплота кристаллизации расплава, или, что то же самое, теплота плавления кристаллических горных пород. Экспериментальное определение теплоты плавления различных минералов и горных пород (Берч и др., 1949), действительно, дает величину около 75—100 *ккал/кг*. Но рассматривать эту энергию как движущую силу интрузий не приходится, так как массовая кристаллизация расплава протекает после внедрения магмы в гипабиссальные камеры и, следовательно, энергия кристаллизации выделяется после того, как интрузивный процесс в собственном смысле уже закончился.

Теплота кристаллизации интрузивных пород составляет однако лишь незначительную часть энергий кристаллических решеток слагающих их минералов, которая определяется разностью потенциальных энергий системы частиц в решетке твердого тела и тех же частиц (элементарных ионов), удаленных друг от друга на бесконечное расстояние. Рассчитанная теоретически и определенная экспериментально (Леммлейн, 1936; Таусон, 1949; Мамулов, 1961) энергия кристаллических решеток большинства породообразующих минералов колеблется от 29 000 до 39 000 *кал/г*, а экспериментально установленная теплота плавления их составляет от 50 до 100 *кал/г*, или примерно в 250—300 раз меньше. Резкое различие между этими величинами, как было показано Н. В. Беловым (1959, 1963), О. А. Есиным (1948, 1957) и рядом других исследователей, связано с тем, что в момент кристаллизации силикатных расплавов выделяется только незначительная часть энергии кристаллических решеток минералов. Главная доля ее оказывается скрыта в энергии образования различных химических соединений, возникающих еще в жидком расплаве до начала его кристаллизации. Детальное и разностороннее физико-химическое изучение стекол, шлаков и искусственных силикатных расплавов (Есин, 1946; 1957; Евстропьев; 1955; Есин, Гельд, 1955; Рашин, 1965) выяснило наличие в расплавах силикатов разнообразных, меняющихся по составу соединений.

По общему признанию, к числу наиболее важных и устойчивых составных частей силикатных расплавов относятся жестко скрепленные

кремнекислородные тетраэдрические группы $[SiO_4]^{4-}$, которые по мере кристаллизации расплава при снижении температуры и уменьшении отношения O/Si связываются кислородными вершинами друг с другом в более крупные островки, цепочки, ленты, листы или трехмерные комплексные анионы. Катионы Al^{3+} либо образуют сходные с кремнием тетраэдрические группы, связывающиеся в анионном мотиве алюмосиликатов, либо входят в решетки минералов во внешние сферы кремнекислородных комплексов в шестерной координации. Связи высокозарядных небольших катионов кремния с кислородом почти на $^2/_3$ являются ковалентными, отличаются большой прочностью и сопровождаются выделением значительной энергии. Связи катионов алюминия с кислородом, в сравнении с кремнием, менее прочные, но превосходят в этом отношении связи большинства остальных породообразующих катионов. Из последних двух-и трехзарядные катионы магния, железа и др. при достаточно высокой их концентрации (активности) в расплаве способны конкурировать с кремнием и особенно с алюминием за связи с кислородом и давать с ним собственные, достаточно прочные группы с заметной долей ковалентной связи. Еще более слабые однозарядные крупные катионы, натрия, калия, а также кальция и др. не в состоянии отнимать анионы кислорода у более сильных катионов и находятся в расплаве обычно в виде элементарных ионов. При формировании кристаллических решеток они всегда занимают внешние сферы кремнекислородных и алюмокремнекислородных комплексов, причем связи их с кислородом носят в основном ионный характер.

Степень сложности главных анионных комплексов в силикатном расплаве зависит от отношения числа атомов кислорода и кремния, от общего их содержания и состава других присутствующих катионов. По мере увеличения концентрации SiO_2 в расплаве и уменьшения отношения O/Si в комплексах происходит увеличение степени поляризации кислорода кремнием и уменьшается способность комплексов к поляризации катионами других металлов. Это сопровождается нарастанием степени ионности и уменьшением энергии в связях комплексов с внешними катионами. В общем случае более сильные двух- и трехзарядные катионы группируются около относительно простых комплексных анионов с менее поляризованным кислородом, а более слабые, особенно однозарядные катионы — около сложно полимеризованных анионных комплексов, в которых большая часть ионов кислорода находится в окружении катионов кремния и алюминия и не способна к дальнейшей поляризации. Из этого следует, что накопление в расплаве, по мере его кристаллизации, все более усложняющихся комплексных анионов кислорода с кремнием и алюминием и катионов слабых металлов сопровождается дополнительным выделением энергии на единицу массы в сравнении с менее полимеризованным исходным расплавом.

Об энергетических преимуществах соединений катионов сильных металлов с кислородом, в сравнении со слабыми, дает представление таблица, где приведены экспериментально установленные величины энергий кристаллических решеток и теплоты образования некоторых соединений, по данным С. А. Мамулова (1961), а также высчитанные паи энергии в них на 1 *г-атом* кислорода. Эти данные показывают, что на единицу массы при соединении сильных катионов с кислородом выделяется значительно больше энергии, чем в соединениях со слабыми катионами. Особенно отчетливо это видно при сопоставлении энергий, приходящихся на 1 *г-атома* кислорода. При этом максимальное количество энергии дают соединения, в которых атомы кислорода окружены со всех сторон четырехвалентными катионами кремния и титана.

Для трехвалентных катионов Al^{3+} и Fe^{3+} эта величина несколько меньше, и минимальное ее значение отмечается в соединениях с однозарядными катионами Na^+ и K^+. Из последних соединения с меньшими по

Энергия кристаллической решетки, теплота образования и пай энергии на атом кислорода некоторых соединений

Соединение	Энергия кристаллической решетки		Теплота образования	
	общая, *ккал/моль*	на 1 *г-атом* кислорода	общая, *ккал/моль*	на 1 *n*-атом кислорода
SiO_2 (кварц)	3108	1554	208,3	104,1
Al_2O_3	3659,2	1219,7	399,09	133,0
TiO_2	2951,6	1475,8	218,0	109,0
MgO	928,5	928,5	143,8	143,8
FeO	932,2	932,2	63,7	63,7
Fe_2O_3	3419,5	1139,8	196,5	65,5
CaO	840,5	840,5	151,9	151,9
Na_2O	610,8	610,8	99,4	99,4
K_2O	533,4	533,4	86,4	86,4
$CaO \cdot SiO_2$	3964	1321	—	—
$2RaO \cdot SiO_2$	4815	1204	—	—
$CaO \cdot Al_2O_3$	4506	1126	—	—
$2CaO \cdot Al_2O_3$	5355	1072	—	—
Na_2SiO_3	—	—	363	121

размерам катионами натрия оказываются энергетически выгоднее, чем с калием. Зависимость энергии кристаллической решетки от размеров катионов наблюдается и в ряду двухвалентных металлов, где меньшие по размерам катионы магния образуют соединения с выделением наибольшего количества энергии.

Интересны результаты определения энергии кристаллических решеток у бинарных соединений — окиси кальция с кремнеземом и глиноземом. Эта энергия не является аддитивной, состоящей из суммы энергий чистых окислов, а значительно превосходит ее. Так, в соединении $CaO \cdot SiO_2$ частные энергии равны 3108 и 840,5 *ккал/моль*, а их арифметическая сумма — 3948,5 *ккал/моль*. Экспериментально установленная энергия кристаллической решетки бинарного соединения равна 3964 *ккал/моль* или на 15,5 *ккал* больше. В соединении $2CaO \cdot SiO_2$ избыток энергии равен 26 *ккал*. В бинарных соединениях $CaO \cdot Al_2O_3$ и $2CaO \cdot Al_2O_3$ этот избыток равен соответственно 6 и 15 *ккал*. Более высокая энергия бинарных соединений, в сравнении с простыми, также видна из расчета в них пая энергии на 1 *г-атом* кислорода. В бинарных соединениях с алюминием эта величина значительно меньше, чем с более сильным кремнием. Появляющийся при образовании бинарных соединений некоторый избыток энергии, в сравнении с простыми соединениями, обусловлен тем, что катионы кремния и алюминия способны частично оттягивать кислород от более слабых катионов, что и сопровождается выделением некоторого дополнительного количества энергии.

По существу аналогичную картину дают и приведенные в таблице теплоты образования соединений. Но из-за сильного воздействия на эту величину поляризационных свойств катионов эти зависимости проявляются менее закономерно. Особенно значительные отклонения от линейной зависимости энтальпий соединений от силы катионов в сторону уменьшения отмечаются для сильно поляризующих катионов Si^{4+}, Fe^{2+}, Fe^{3+} и Ti^{4+}. Можно, однако, видеть и в этой части таблицы, что, например, теплота образования на атом кислорода для кремнекислого натра значительно выше, чем для окиси натрия.

Приведенные данные показывают, что чем большее число атомов кислорода в силикатном расплаве оказывается в сфере всестороннего воз-

действия сильных катионов Si^{4+} и Al^{3+}, т. е. чем сложнее кремнекислородные и алюмокремнекислородные анионные комплексы, тем большее количество энергии выделяется на атом кислорода. Следовательно, при интрузивном процессе, связанном со значительными затратами энергии, эволюция структуры расплава, по принципу смещения равновесия, должна быть направлена в сторону усложнения (полимеризации) анионных комплексов с кремнием и алюминием. Этим, очевидно, и объясняется постоянно наблюдаемое усложнение анионного мотива и общей структуры кристаллических решеток минералов по мере продвижения процесса кристаллизации самых разнообразных интрузивных пород. Ранние островные или цепочные структуры оливина и пироксенов с преобладающими односторонними связями кислорода с кремнием сменяются ленточными или слоистыми структурами роговых обманок и биотита с увеличивающимся числом связей атомов кислорода с двумя катионами кремния. В ряду салических минералов более высокотемпературные ранние основные плагиоклазы с повышенной долей катионов кальция сменяются существенно натровыми плагиоклазами, а последние — наиболее энергетически выгодным кварцем с его всесторонним окружением кислорода кремнием.

Одновременная кристаллизация простых силикатов с сильными катионами Fe^{2+} и Mg^{2+} и сложных алюмосиликатов более слабых катионов Ca^{2+} и Na^{+} связана, вероятно, с тем, что степень поляризации и пай энергии на атом кислорода в тех и других соединениях близки. Это может быть обусловлено заменой в трехмерных решетках алюмосиликатов части катионов Si^{4+} на более слабые катионы Al^{3+}.

Рассматривая энергию ассоциативно-химических связей в магматическом расплаве, в качестве главного источника энергии, движущей интрузивный процесс, важно подчеркнуть, что он не связан с фазовыми превращениями расплава, а предшествует массовой кристаллизации и, таким образом, обеспечивает высокую интрузивную способность магмы при сохранении ее в жидком состоянии и без перегрева. Это вполне согласуется со строением интрузивных пород, кристаллизация подавляющей массы объема которых происходит в пределах гипабиссальных камер, т. е. уже после внедрения интрузий.

Сравнение величин энергий кристаллических решеток минералов с приближенно вычисленной величиной потребной энергии на внедрение интрузий показывает, что последняя составляет не более 1—2% суммы энергий кристаллических решеток породообразующих минералов. Следовательно, достаточно сравнительно небольшой перегруппировки или увеличения полимеризации расплава, чтобы выделилась энергия, вполне достаточная для компенсации ее расхода на интрузивный процесс. К числу таких наиболее простых экзотермических перегруппировок в расплаве могут относиться, в частности, усложнение анионного мотива в темноцветных минералах с перетягиванием кислорода от слабых катионов к кремнию с увеличением степени его заэкранированности кислородом, образование ионных ассоциаций кремнекислоты с характерным для нее наиболее энергетически выгодным всесторонним окружением атомов кислорода кремнием и вообще замена простых решеток силикатов более сложными.

При таких перегруппировках структуры расплава с выделением энергии температура расплава повышаться не может, так как это вызвало бы, в соответствии с принципом Ле-Шателье, противоположно направленную перестройку структуры расплава, связанную с поглощением тепла, и, следовательно, прекращение указанных экзотермических реакций. Происходящий во время интрузии процесс экзотермической перегруппировки структуры расплава является необратимым и обусловливает постоянно наблюдаемую направленность как самого интрузивного процесса, так и процессов кристаллизации.

Следует подчеркнуть, что во время подъема магмы из глубинных источников в близповерхностные выделяется лишь незначительная часть теоретически рассчитанной энергии кристаллических решеток минералов. Это связано с отсутствием значительной диссоциации расплава на элементарные ионы или атомы даже при наиболее высоких температурах в земной коре. В магме подавляющая масса ионов кислорода и сильных металлов находится постоянно в связанном состоянии в виде чрезвычайно энергоемких анионных комплексов или различных ионных ассоциаций. Поэтому упомянутые перегруппировки расплава заключаются в основном в полимеризации и некотором усложнении уже существующих структурных единиц.

Выше упоминалось, что начало внедрения интрузий в верхние структурные этажи, как правило, совпадает по времени с началом кристаллизации расплава в глубинных магматических очагах. Такие очаги, располагаясь в условиях влияния геотермического градиента, начинают раньше охлаждаться в наиболее верхних своих частях и по периферии. Появление температурного градиента в расплаве обусловливает градиент плотности и при не слишком высоких значениях вязкости вызывает тепловую конвекцию, т. е. опускание несколько остывших и более плотных частей расплава вниз и одновременное поднятие более горячих порций расплава вверх. Периферическое охлаждение системы приводит к подъему колонны более нагретого расплава вдоль центральной части очага или камеры, а опускание отреагировавших и несколько остывших его частей вдоль ее стенок.

В результате такой направленности потоков возникает интенсивное взаимодействие наиболее нагретого неконтаминированного расплава с вмещающими породами в самых верхних частях магматического очага, и расплав, постепенно замещая породы кровли, должен начать перемещаться вверх. Этот процесс тепловой конвекции в расплаве, вероятно, и является тем главным фактором, который, обеспечивая постоянный подвод к кровле наиболее нагретых порций магмы и вынос отсюда ассимилированного и механически захваченного материала боковых пород, вызывает постепенное продвижение магматического расплава вверх в виде изометричных в плане, штоко- и батолитообразных, а также других по форме секущих интрузий. Последние имеют поэтому обычно профиль в виде выпуклой кривой с максимумами в местах наибольшего воздействия на вмещающие породы колонн поднимающегося расплава.

Продвижение фронтальной части интрузий вверх происходит не путем чистого плавления перекрывающих пород, для чего был бы необходим маловероятный значительный перегрев расплава, а в результате эрозии этих пород подвижным магматическим расплавом, включающей различные процессы механического разрушения стенок интрузий, частичное расплавление легкоплавких их составных частей, например, кварц-полевошпатовых эвтектик, и активное растворение вещества пород в родственном по структуре расплаве. Особенно важное значение, вероятно, имеет механическое разрушение перекрывающих пород, интенсивность которого зависит от количества подводимого к контактам расплава, скорости его течения, вязкости и от количества и крупности включенных в расплав минералов или обломков пород.

Такой механизм внедрения интрузий напоминает некоторые быстротечные естественные процессы, например, формирование водными потоками, нагруженными обломочным материалом, ложа русел, явления протачивания водно-песчаными струями различных препятствий. В отличие от водных потоков нагретый вязкий магматический расплав производит гораздо большее механическое воздействие на вмещающие породы, которое значительно ускоряется резким повышением их температуры, когда из-за различий в объемном тепловом расширении разных мине-

ралов может происходить дезинтеграция пород на минеральные зерна. Существование стационарных потоков магматического расплава, непрерывно удаляющих из контактовых зон механически захваченный, расплавленный и растворенный материал боковых пород, обеспечивает активность реакций и продвижение фронтальных частей интрузий. В дальнейшем механически захваченный материал частью плавится и растворяется в расплаве, частью сохраняется в ксенолитах.

Указанный механизм внедрения и тепловая конвекция объясняют перемешивание расплава в объеме интрузий и связанное с этим распространение ксенолитов и гибридных разностей пород во всем объеме интрузий, а не только в их эндоконтактах. Кроме того, становится понятным обычное отсутствие зависимости в строении интрузивных пород от непосредственно примыкающих к ним боковых пород. Частный случай вероятности конвективного перемешивания расплава во время формирования одного из гранитных штоков в Приморье ранее был описан автором (Шипулин, 1953).

Допуская тепловую конвекцию магматического расплава, в том числе и кислого гранитоидного, можно предположить, что его вязкость на ранних стадиях интрузивного процесса этому не препятствует. Это подтверждает ряд особенностей строения интрузивных пород, в частности, обычная гломеропорфировая их структура, образованная в результате агрегации ранних кристаллических выделений в очень жидкой подвижной среде, распределение ксенолитов глубинных и вмещающих пород по всему объему интрузивов, связанное с интенсивным перемешиванием расплава во время его внедрения, наличие тонких апорфиз интрузий, проникающих в боковые породы вдоль узких протяженных трещин и т. д. Пониженная вязкость внедряющихся расплавов, по-видимому, обусловлена тем, что на ранних стадиях интрузивного процесса структурная упорядоченность расплавов, от которой в основном зависит вязкость, еще не достигает того уровня, когда конвекция становится невозможной. Известно, что чем крупнее и протяженнее становятся отдельные структурные единицы в силикатном расплаве, тем более возрастает его вязкость (Евстропьев, 1940; Есин, 1948, 1957).

Представление о возрастании вязкости магматических расплавов в результате увеличения структурной их упорядоченности во время внедрения в верхние горизонты коры находится в согласии с изложенной выше идеей о протекающих в это же время экзотермических процессах полимеризации расплавов как главном источнике энергии интрузивных процессов.

В сторону понижения первоначальной вязкости расплавов в глубинных условиях должны были действовать также растворенные в нем летучие компоненты, в частности вода (Белов, 1950).

Когда в результате совокупного действия ряда факторов вязкость расплава достигает какого-то предельного значения, конвекционное перемещение расплва должно прекратиться. Это означает прекращение продвижения расплава в сторону вмещающих пород путем их замещения, хотя он сохраняет способность к внедрению вдоль трещин и других ослабленных зон под действием внешних сил.

К сожалению, истинное значение колебаний вязкости магматических расплавов остается пока неизвестным. При экспериментальном определении этой величины редко учитывается значение давления, понижающего вязкость расплавленных силикатов (Есин, Гельд, 1954), недостаточно изучено влияние летучих, а главное, не определяется степень структурного упорядочения изучаемых расплавов, хотя известно, что при одном и том же химическом составе и температуре расплавы, имеющие разную тепловую историю и разную степень упорядочения, обладают разной вязкостью (Есин, 1957; Рашин, 1965).

С момента прекращения тепловой конвекции магмы в интрузиях, по-видимому, начинается массовая кристаллизация расплава в стационарных условиях. Возникают локальные дифференцированные участки, начинает проявляться неоднородность в структуре разных участков интрузий, вызванная термодинамическими условиями кристаллизации, формируются наиболее отчетливо гибридные эндоконтактовые их зоны, возникают отщепленные дайковые интрузии и т. д. В этот конечный этап истории интрузий происходит выделение энергии самого кристаллизационного процесса, которая расходуется на гидротермальный метаморфизм ранее ороговикованных околоинтрузивных пород, теряется вместе с газовыми, а затем жидкими дистиллятами и частью рассеивается в результате теплопроводности вмещающих пород.

Приведенная схема протекания интрузивного процесса основана на детальном изучении магматизма Дашкесанского рудного района на Малом Кавказе. В монографии автора, посвященной этому району (Шипулин, 1968), приведен также анализ относящихся к проблеме литературных источников и экспериментальных данных.

ON THE ENERGY OF INTRUSIVE PROCESSES

F. K. SHIPULIN

SUMMARY

A brief description of the analyses of formation conditions of hypabyssal granitoid intrusions and crystallization processes of rocks is given in the paper on the basis of the present-day concepts concerning the silicate melts structure and the regularities in their physico-chemical transformations. The attention is paid to a high exothermal effect of the structural transformations in a liguid phase, which are connected with enlargement and polymerization of the main structural unites of the melt. These units are apparently to be the main high energy sources of intruded masses. The isolation energy of crystals from the ordered liquid phase has a secondary effect. The convection magmas intermixing is of great importance for injection of intrusions.

ЛИТЕРАТУРА

Белов Н. В. Кристаллохимия минерализаторов.— Докл. АН СССР, 1950, **71**, № 1.

Белов Н. В. Об атомной структуре стекла.— В кн. «Строение стекла». Изд-во АН СССР, 1955.

Белов Н. В. Кристаллохимия основного процесса кристаллизации магмы.— В кн. «Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса». Изд-во АН СССР, 1959.

Белов Н. В. Кристаллохимическая трактовка некоторых особенностей поведения окислов при высоких температурах.— В кн. «Силикаты и окислы в химии высоких температур». Изд-во АН СССР, 1963.

Берч Ф., Шерер Д., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. ИЛ, 1949.

Евстропьев К. С. Структура стеклообразных и солеобразных жидких бинарных смесей на основании данных о их вязкости и электропроводности.— Изв. АН СССР, серия физич., 1940, **4**, № 4.

Евстропьев К. С. Кристаллитная теория строения стекла.— В кн. «Строение стекла». Изд-во АН СССР, 1955.

Есин О. А. Электролитическая природа жидких шлаков. Свердловск, 1946.
Есин О. А. Расплавленные силикаты как микрогетерогенные электролиты.— Изв. АН СССР, отд. хим. наук, 1948, № 6.
Есин О. А. О строении расплавленных силикатов.— Усп. хим., 1957, **26**, вып. 12.
Есин О. А., Гельд П. В. Физическая химия пирометаллургических процессов. Ч. II. Металлургиздат, 1954.
Есин О. А., Гельд П. В. Структурные особенности стеклообразных и жидких силикатов.— В кн. «Строение стекла». Изд-во АН СССР, 1955.
Леммлейн Г. Г. Порядок выделения силикатов из магматического расплава и энергии их кристаллических решеток.— Докл. АН СССР, 1936, **1**, № 1.
Мамулов С. А. Способы вычисления энергии решетки кристаллов.— Труды Вост. горно-рудн. ин-та, 1961, вып. 2.
Рашин Г. А. Минералообразование в основных и ультраосновных силикатных расплавах при неравновесных условиях кристаллизации. Автореф. докт. дисс., МГУ, 1965.
Таусон Л. В. Об энергии решеток силикатов.— Докл. АН СССР, 1949, **69**, № 4.
Шипулин Ф. К. О значении газово-жидких включений для расшифровки интрузивного процесса.— Докл. АН СССР, 1953, **89**, № 1.
Шипулин Ф. К. Интрузии и рудообразование (на примере Дашкесана). Изд-во «Наука», 1968.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПОТЕНЦИАЛЫ ВОДНЫХ МИНЕРАЛОВ И КАРБОНАТОВ

А. А. МАРАКУШЕВ
Институт физики твердого тела АН СССР, Ногинск

Исследование генезиса метаморфических и интрузивных горных пород порождает ряд особых термодинамических проблем. Наиболее сложные из них связаны с происхождением и режимом в глубинном минералообразовании летучих компонентов, особенно H_2O и CO_2. В какой-то мере эти проблемы нашли отражение в известных представлениях о трансмагматических растворах, или флюидах, и природных физико-химических системах с вполне подвижными компонентами (Коржинский, 1957, и др.). Согласно этим представлениям, при фильтрации метаморфизующих флюидов в глубинных условиях компоненты горных пород могут переходить из инертного во вполне подвижное состояние, так что независимыми параметрами минеральных физико-химических систем становятся химические потенциалы этих компонентов вместо их масс (или чисел молей). Однако имеются такие компоненты, которые в процессах глубинного минералообразования ведут себя исключительно вполне подвижно. К таким компонентам относятся H_2O и CO_2. Состояние физико-химических систем с их участием и условия минеральных равновесий определяются термодинамическими потенциалами $z^m = f\ (T, P, \mu_{H_2O}, \mu_{CO_2}, n_1 \ldots n_i)$, введенными Д. С. Коржинским (1957). Эти потенциалы широко используются при построении качественных диаграмм химических потенциалов компонентов, и в том числе $\mu_{H_2O} - \mu_{CO_2}$. Но в последние годы они начинают применяться при количественных расчетах минеральных равновесий и составлении диаграмм химических потенциалов компонентов на количественной основе (Рябчиков, 1965; Маракушев, Перчук, 1966 и др.).

Настоящая статья имеет целью показать возможности дальнейшего развития метода термодинамических потенциалов применительно к исследованию природных минеральных систем. В ней вычисляются термодинамические потенциалы Коржинского для некоторых водных минералов и карбонатов и показывается то преимущество, которое дает их использование при расчете минеральных равновесий гидратации и карбонатизации при независимых P_S, P_{H_2O} и P_{CO_2}.

Метод характеристических функций (термодинамических потенциалов), созданный Гиббсом, все более широко используется в минералогии. Суть его состоит в том, что, исходя из основного уравнения термодинамики $dU = T \cdot dS - P \cdot dV + \Sigma \mu_i dn_i$, для систем, находящихся в различных условиях, выводятся некоторые функции состояния, называемые термодинамическими потнциалами. Их изменение, связанное с изменением независимых параметров состояния, является полным дифференциалом. Здесь мы ограничимся рассмотрением изобарных термодинамических потенциалов. Данные по теплоемкости минералов при постоянном давлении (C_p) характеризуют зависимость этих потенциалов от температуры. Измерение теплоемкости веществ, начиная с температур, близких к абсолютному нулю, впервые выполненное Нернстом, в последние годы до-

стигло высокой точности и с успехом используется на образцах природных минералов, становясь одним из важных методов минералогического исследования. Методически это выполняется следующим образом. Минерал, предварительно охлажденный в криостате с жидким азотом (55° К) водородом (12°К) или гелием (4° К), медленно нагревается электрическим током, по количеству которого определяется количество подведенного тепла (q), причем нагреватель нередко служит и термометром сопротивления. Затем используется соотношение $C_p = dq/dT$.

Данные по теплоемкости в зависимости от температуры и давления позволяют рассчитывать абсолютные значения энтропии веществ:

$$dS = C_p \frac{dT}{T} - \left(\frac{\partial V}{\partial T}\right)_p dP;$$

$$S = \int_0^T C_p \frac{dT}{T} - \int_{P_0}^{P} \left(\frac{\partial V}{\partial T}\right)_p dP.$$

Зависимость от давления существенна только для газообразных фаз (H_2O и CO_2), тогда как для минералов, характеризующихся незначительным коэффициентом объемного расширения, $\alpha = \frac{1}{V}\left(\frac{\partial V}{\partial T}\right)_p \cong 10^{-5}$ *град*$^{-1}$, ею можно пренебречь:

$$dS = C_p \frac{dT}{T} = C_p d \ln T;$$

$$S_T = \int_0^T C_p d \ln T.$$

Энтропия может рассматриваться как изобарный термодинамический потенциал при независимых переменных — давлении (P) и тепловой функции, называемой энтальпией ($H = U + PV$), через приращения которых выражается полный дифференциал энтропии:

$$dS = \frac{1}{T} dH - \frac{V}{T} dP.$$

Однако использование энтальпии в качестве независимой переменной неудобно, так как абсолютные значения ее невозможно определить экспериментально или вычислить. Обычно энтальпия выражается в зависимости от энтропии, давления и состава (S, P и n_i):

$$dH = T \cdot dS + V \cdot dP + \sum_i \mu_i dn_i;$$

$$H = U + PV = TS + \sum_i \mu_i n_i.$$

Из этих выражений следует, что энтальпия является термодинамическим потенциалом при независимых переменных S, P и $\sum_i n_i$. и включает в себя тепловую энергию (теплосодержание) и химическую энергию:

$$dH = T \cdot dS + V \cdot dP + \mu_1 dn_1 + \ldots\ldots + \mu_i dn_i.$$

При абсолютном нуле теплосодержание в системе становится равным нулю, и в состав энтальпии входит только химическая энергия, т. е. эта функция становится идентичной свободной энергии Гиббса: $H_0^0 = Z_0^0 = \sum_i n_i \mu_i^0$. В про-

Таблица 1 **Термодинамические свойства (в *кал/моль*) нефелина, альбита, жадеита и диопсида, рассчитаные по теплоемкостям (Kelley, 1969; King, 1957)**

$T°$, K	Нефелин $NaAlSiO_4$				Альбит $NaAlSi_3O_8$				Жадеит $NaAlSi_3O_8$				Диопсид $CaMgSi_2O_6$			
	C_p	$H_T^0-H_0^0$	S_T	$Z_T^0-Z_0^0$	C_p	$H_T^0-H_0^0$	S_T	$Z_T^0-Z_0^0$	C_p	$H_T^0-H_0^0$	S_T	$Z_T^0-Z_0^0$	C_p	$H_T^0-H_0^0$	S_T	$Z_T^0-Z_0^0$
50	4,56	64,43	1,79	—25,07	7,80	110,2	3,06	—42,80	2,55	36,03	1,00	—13,97	2,98	42,11	1,17	—16,39
75	8,35	225,7	4,31	—97,55	13,74	379,5	7,30	—168,0	6,55	149,7	2,73	—55,3	7,44	172,3	3,17	—65,7
100	11,74	476,9	7,16	—239,1	19,31	792,6	12,00	—407,4	11,34	373,4	5,23	—149,6	12,47	421,2	5,92	—170,8
125	14,80	808,7	17,08	—600,9	24,52	1 340,4	16,86	—767,6	16,20	717,6	8,27	—316,4	17,43	790,1	9,17	—355,9
150	17,46	1 211,8	13,01	—740,2	29,22	2 012,2	22,00	—1 288	20,64	1 178	11,62	—564,9	22,00	1 283	12,79	—635,0
175	19,86	1 678	15,87	—1 099	33,46	2 796	26,83	—1 899	24,51	1 742	15,10	—899,5	25,98	1 883	16,54	—1 011
200	21,98	2 201	18,66	—1 531	37,26	3 680	31,53	—2 626	27,93	2 398	18,60	—1 322	29,51	2 577	20,29	—1 481
225	23,88	2 774	21,36	—2 032	40,26	4 649	36,09	—3 471	31,05	3 135	22,08	—1 833	32,61	3 353	23,91	—2 027
250	25,60	3 393	23,96	—2 597	43,74	5 699	40,52	—4 431	33,81	3 946	25,49	—2 426	35,29	4 202	27,41	—2 650
275	27,14	4 052	26,47	—3 227	46,52	6 827	44,76	—5 482	36,27	4 862	28,83	—3 106	37,75	5 115	30,91	—3 385
298	28,38	4 746	28,90	—3 866	48,96	8 020	48,92	—6 558	38,34	5 755	32,09	—3 808	39,80	6 084	34,29	—5 134
400	34,87	7 841	37,80	—7 2795	57,88	13 430	64,47	—12 358	45,32	10 005	44,29	—7 711	46,17	10 404	46,70	—8 276
467 (α)	39,60	10 426	43,75	—10 005	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
467 (β)	34,28	10 426	43,75	—10 005	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
500	34,81	11 026	46,11	—12 029	62,65	19 410	77,79	—19 485	49,13	14 755	54,81	—12 680	50,49	15 024	56,99	—13 471
600	36,41	15 166	55,67	—16 436	65,87	25 920	89,65	—27 870	51,72	19 795	64,05	—18 635	53,20	20 144	66,33	—19 684
700	38,02	18 896	58,41	—21 991	68,37	32 710	100,12	—37 374	53,73	25 115	72,24	—25 453	55,15	25 624	74,75	—26 701
800	39,62	22 746	63,55	—28 094	70,47	39 710	109,46	—47 858	55,45	30 615	79,58	—33 049	56,68	31 504	82,61	—34 584
900	41,23	26 716	68,23	—34 691	72,36	46 890	117,91	—59 229	56,98	36 245	86,21	—41 344	57,99	37 424	89,57	—43 189
1 000	42,83	30 796	72,55	—41 729	74,10	54 240	125,66	—71 420	58,39	41 995	92,27	—50 275	59,14	43 364	95,83	—52 466
1 000	44,43	35 116	76,64	—49 188	75,75	61 740	132,80	—84 340	59,74	47 875	97,87	—59 782	60,14	49 334	101,52	—62 338
1 180 (β)	45,72	38 946	80,00	—55 454	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1 180 (γ)	42,67	38 946	80,00	—55 454	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1 200	42,69	39 796	80,71	—57 056	77,34	39 369	139,43	—97 956	61,04	53,915	103,13	—69 841	61,19	55 334	106,74	—72 754
1 300	42,82	44 076	84,14	—65 306	78,88	77 080	145,61	—112 233	—	—	—	—	62,13	61 384	111,58	—83 670
1 400	45,96	48 366	87,32	—73 882	80,40	84 880	151,39	—126 968	—	—	—	—	63,05	67 525	117,13	—96 458

цессе нагревания минерала при постоянстве давления и состава ($dP=0$, $dn_i=0$) подводимое тепло идет на увеличение теплосодержания (или эффективной энтальпии $H_{эфф}=H_T-H_0^0$), что определяется следующими зависимостями, которые широко используются при расчетах этой величины:

$$dq = dH = T\cdot dS = T\,\frac{C_p}{T}\,dT = C_p\,dT;$$

$$H_T - H_0^0 = \int_0^{S_T} T\cdot ds = \int_0^T C_p dT.$$

В табл. 1 приводятся наряду с другими термодинамическими свойствами значения теплосодержания нефелина, альбита, жадеита и диопсида, которые были вычислены согласно этому уравнению по теплоемкости. Из перечисленных минералов особенно интересен нефелин (рис. 1), в котором устанавливаются фазовые превращения ($\alpha \rightleftarrows \beta$ при 467 °K и $\beta \rightleftarrows \gamma$ при 1180 °K) особого рода, сопровождающиеся скачкообразными изменениями теплоемкости (ΔC_p), тогда как изменение энтальпии и энтропии не фиксируется: $\Delta H=0$ и $\Delta S=0$ (Kelley, 1960). Возможно, они обусловлены процессами разупорядочения структуры нефелина с повышением температуры, с соответствующим уменьшением теплоемкости (C_p) и ее температурной зависимости (dC_p/dT), и с этой точки зрения заслуживают специального изучения. Функцией H определяются условия равновесия ($dH=0$) при изоэнтропийных превращениях ($dS=0$), но для минеральных систем более обычны фазовые превращения, сопровождающиеся изменением энтропии (ΔS) при постоянстве температуры ($dT=0$): полиморфные превращения, реакции между минералами, плавление минералов и т. д. Температура минеральных равновесий в этих условиях зависит от давления, но она не изменяется с подводом тепла, которое расходуется на изменение состояния системы (количественного соотношения фаз), что сопровождается изменением ее энтропии. Подводимое тепло служит мерой изотермического увеличения теплосодержания:

$$q = \Delta H = T\cdot\Delta S,$$

а для выражения условий равновесия вводится другая функция — термодинамический потенциал Гиббса $Z=f(T, P, n_1 \ldots . n_i)$:

$$dZ = -S\cdot dT + V\cdot dP + \mu_1 dn_1 + \ldots . + \mu_i dn_i.$$

Интегрирование этого выражения при постоянстве давления и состава дает основное расчетное уравнение этой функции:

$$Z_T^0 = Z_0^0 - \int_0^T S^0\,dT.$$

Поскольку значение Z_0^0 невозможно рассчитать или определить экспериментально, рассчитываются эффективные значения потенциала $Z_{эфф}^0 = Z_T^0 - Z_0^0$, как показано на рис. 2 на примере нефелина. В табл. 1 сведены значения функции $Z_T^0 - Z_0^0$ для ряда других минералов. С теплосодержанием она связана зависимостью:

$$(Z_T^0 - Z_0^0) = (H_T^0 - H_0^0) - S^0 T,$$

причем, как отмечалось, $Z_0^0 = H_0^0$.

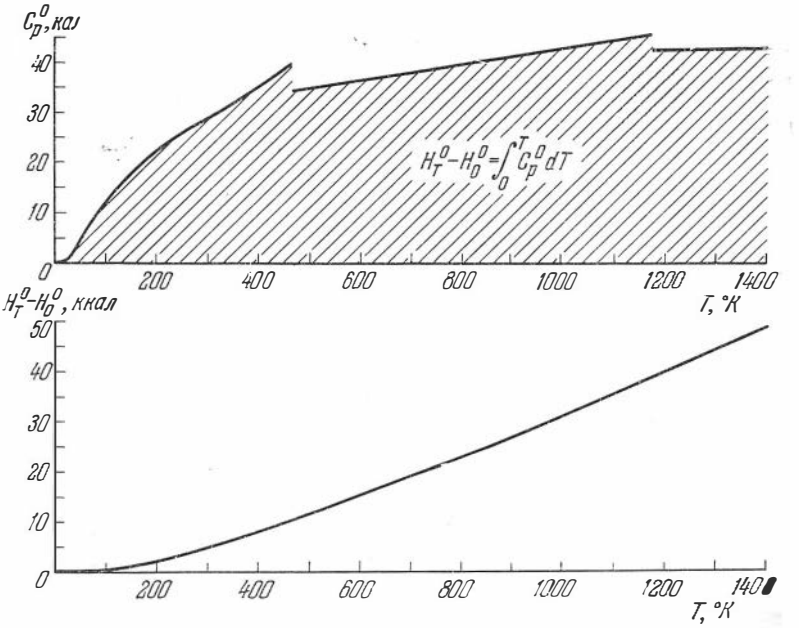


Рис. 1. Теплоемкость (C_p^0) и теплосодержание ($H_T^0 - H_0^0$) нефелина в зависимости от температуры при стандартном давлении (см. табл. 1)

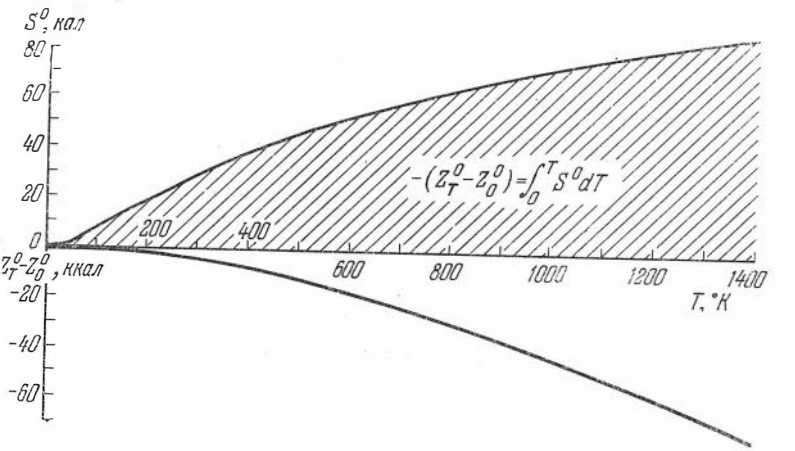


Рис. 2. Энтропия (S^0) и изобарный потенциал Гиббса ($Z_T^0 - Z_0^0$) нефелина (см. табл. 1)

Обратимся к изменениям функции $(Z_T^0 - Z_0^0)$ в результате реакций между минералами. Допустим, происходит реакция $A = B$, в которой символами A и B обозначены отдельные минералы или их совокупности. Выразим приращение потенциала Гиббса в результате реакции при температурах T и 0° К

$$\Delta Z_T^0 = (Z_T^0)_B - (Z_T^0)_A;$$

$$\Delta Z_0^0 = (Z_0^0)_B - (Z_0^0)_A.$$

Путем вычитания этих уравнений получаем:

$$\Delta Z_T^0 - \Delta Z_0^0 = (Z_T^0 - Z_0^0)_B - (Z_T^0 - Z_0^0)_A = \Delta (Z_T^0 - Z_0^0);$$

$$\Delta Z_T^0 = \Delta (Z_T^0 - Z_0^0) + \Delta Z_0^0.$$

В этом выражении изменение изобарного потенциала при температуре T можно заменить приращением энтальпии $\Delta Z_T^0 = \Delta H_T^0 - T \cdot \Delta S_T^0$:

$$\Delta Z_0^0 = \Delta H_T^0 - T \cdot \Delta S - \Delta (Z_T^0 - Z_0^0).$$

Полученные уравнения имеют большое значение, существенно облегчая экстраполяцию ΔZ_T реакций и расчеты минеральных равновесий, что целесообразно рассмотреть на некоторых примерах. Обратимся к минералам, приведенным в табл. 1. Между ними возможна следующая реакция:

$$2NaAlSi_2O_6 = NaAlSi_3O_8 + NaAlSiO_4; \quad \Delta V_S = +33{,}6 \ см^3.$$

Энтальпию ее примем по Нейвонену и Бёрли (Файф и др., 1962, стр. 44) $\Delta H_{298}^0 = +6{,}18$ *кал* (среднее из четырех значений). Энтропию и приращение функции $(Z_T^0 - Z_0^0)$ рассчитаем по данным табл. 1: $\Delta S_{298}^0 = +13{,}64$ *кал/град*, $\Delta (Z_T^0 - Z_0^0) = -2808$ *кал*. Отсюда вычисляем ΔZ при 0° К:

$$\Delta Z_0^0 = \Delta H_{298} - T \cdot \Delta S_{298} - \Delta (Z_{298} - Z_0^0);$$

$$\Delta Z_0^0 = 6180 - 298 \cdot 13{,}64 - (-2808) = +4918 \ кал$$

и используем основную экстраполяционную формулу

$$\Delta Z_T^0 = \Delta (Z_T^0 - Z_0^0) + \Delta Z_0^0,$$

что дает следующие результаты:

$$\Delta Z_{298}^0 = +2110 \ кал, \quad \Delta Z_{400}^0 = +703 \ кал, \quad \Delta Z_{600} = -2118 \ кал,$$

$$\Delta Z_{800} = -4936 \ кал, \quad \Delta Z_{1000} = -7676 \ кал, \quad \Delta Z_{1200} = -10412 \ кал.$$

Однако при использовании функций $(Z_T^0 - Z_0^0)$ расчет температурной зависимости свободной энергии реакций (ΔZ_T) не обязателен, так как возможно непосредственное вычисление равновесных значений температуры и давления на минералы (P_S) по формуле:

$$\Delta (Z_T^0 - Z_0^0) + \Delta Z_0^0 + \frac{\Delta V_S P_S}{41.293} = 0.$$

В табл. 2 приводится расчет по этой формуле реакции разложения жадеита, определяющий границу устойчивости этого минерала по давле-

Таблица 2 Расчет равновесия жадеита с альбитом и нефелином

T, °K		298	500	600	700	800	900	1000	1100	1200
Жадеит $NaAlSi_2O_6$	$Z_T^0-Z_0^0$	−3 808	−12 680	−18 635	−25 453	−33 049	−41 344	−50 275	−59 782	−69 841
Альбит $NaAlSi_3O_8$	$Z_T^0-Z_0^0$	−6 558	−19 485	−27 870	−37 374	−47 858	−59 229	−71 420	−84 340	−97 956
Нефелин $NaAlSiO_4$	$Z_T^0-Z_0^0$	−3 866	−12 029	−16 436	−21 991	−28 094	−34 691	−41 724	−49 188	−57 056
$2NaAlSi_2O_6=$ $=NaAlSi_3O_8+$ $+NaAlSiO_4$	$\Delta(Z_T^0-Z_0^0)$	−2 808	−6 154	−7 036	−8 459	−9 854	−11 232	−12 594	−13 964	−15 330
	$\Delta V_{T,p}^{см^3}$	+33,6	+33,45	+33,29	+33,22	+33,18	+33,17	+33,13	+33,1	+33,0
$\Delta Z_0^0=+4\ 918$ *кал*	P, *атм*	—	—	2 630	4 400	6 140	7 860	9 570	11 290	13 030

нию. Полученные результаты подтверждают известные представления о жадеите как показателе высокого давления при метаморфизме (Соболев, 1961; Добрецов, 1964; Файф и др., 1962 и др.), но предел его устойчивости по давлению определяется несколько ниже общепринятых значений. Некоторое расхождение, например, с расчетом Файфа объясняется неодинаковой оценкой энтропии реакции ($\Delta S_{298}=+13{,}64$ *кал/град* вместо общепринятой $\Delta S_{298}=+14{,}7$ *кал/град*). Энтропия минералов, участвующих в реакции, рассчитана нами графическим интегрированием по данным теплоемкости (см. табл. 1), но эти данные имеются только до температуры 50° К и интерполяция их в температурном интервале 0—50° К неизбежно субъективна. Нами использовалась аналогия с минералами, исследованными до более низкой температуры. Но, несомненно, требуется дополнительное исследование низкотемпературной теплоемкости нефелина, альбита и жадеита, а также уточнение теплового эффекта реакции между ними. Рассмотрение генезиса жадеита не входит в задачу этой работы. Отметим только, что при наличии в системе воды рассматриваемое равновесие жадеита с нефелином и альбитом в низкотемпературной области становится метастабильным, попадая в поле устойчивости анальцима (рис. 3), размеры которого на диаграмме P_S-T зависят от парциального давления H_2O. Расчет анальцимовых равновесий при этих условиях, с использованием опубликованных экспериментальных данных, приводился ранее (Маракушев, 1968).

Прежде чем перейти к определению условий равновесия в системах с летучими компонентами, остановимся на химических потенциалах H_2O и CO_2. Молярные свободные энергии этих компонентов (химические потенциалы $\mu=Z/n$), как и любых других ве-

ществ, включают химическую энергию при абсолютном нуле и давлении в 1 *атм* (μ_0^0) и приращения ее с изменением температуры $\left(\mu_T^0 - \mu_0^0 = -\int_0^T S^0\,dT\right)$ и давления $\left(\int_1^P V\,dP\right)$:

$$\mu_{T,P} = \mu_0^0 - \int_0^T S^0\,dT + \int_1^P V\,dP.$$

Поскольку величину μ_0^0 в настоящее время нельзя рассчитать или определить экспериментально, величина химических потенциалов H_2O и CO_2 отсчитывается от некоторых условных уровней. Соответственно, имеем две формы выражения химических потенциалов H_2O и CO_2:

1. Относительные химические потенциалы (μ_P), включающие приращение молярной свободной энергии при изменении давления на флюид от 1 *атм* до некоторой величины P при различной температуре:

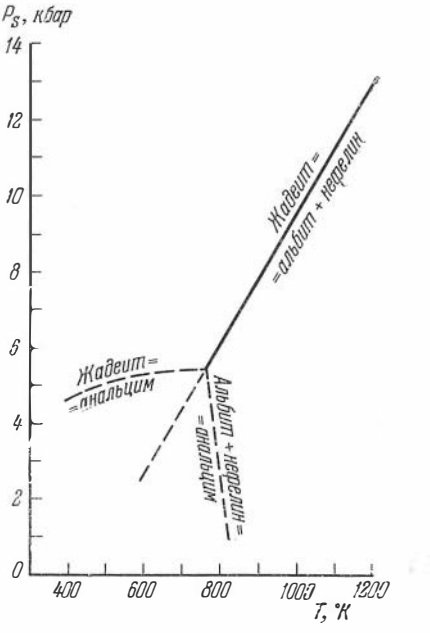


Рис. 3. Поля устойчивости жадеита, анальцима и парагенезиса альбита с нефелином на диаграмме P_S—T при $P_{H_2O} = 1000$ *атм*

$$\mu_P = \mu_{P,T} - \mu_0^0 + \int_0^T S \cdot dT = \mu_{P,T} - \mu_T^0 = \int_1^P V_T\,dP.$$

2. Эффективные химические потенциалы, включающие полное значение химического потенциала за вычетом только остаточной энергии (μ_0^0):

$$\mu_{эфф} = \mu_{P,T} - \mu_0^0 = -\int_0^T S^0\,dT + \int_1^P V_T\,dP.$$

При расчете минеральных равновесий с участием летучих компонентов можно основываться как на одном, так и на другом из этих выражений химических потенциалов, на чем остановимся подробнее.

Функции $(\mu_{P,T} - \mu_T^0) = \int_1^P (V_{H_2O})_T\,dP$ или относительные химические потенциалы H_2O и CO_2 использовались при расчете равновесий гидратации и карбонатизации в ряде работ (MacDonald, 1955; Доливо-Добровольский, 1965 и др.), но только применительно к условиям закрытых систем, в которых давление на минералы передается давлением газовой фазы. Поэтому здесь мы остановимся на особенностях расчета при независимых параметрах P_S, P_{H_2O} и P_{CO_2}, а также введем некоторые графические построения, облегчающие расчет.

Общее условие равновесия при гидратации и карбонатизации посредством функций $(\mu_{P,T} - \mu_T^0)$ можно выразить следующим образом:

$$\Delta Z_T + \frac{\Delta V_S P_S}{41{,}293} + \Delta n_{H_2O}(\mu_{H_2O} - \mu_T^0) + \Delta n_{CO_2}(\mu_{CO_2} - \mu_T^0) = 0,$$

где ΔZ_T и $\Delta V_S P_S/41{,}293$ — выраженное в калориях изменение изобарного потенциала в результате реакции дегидратации и декарбонатизации

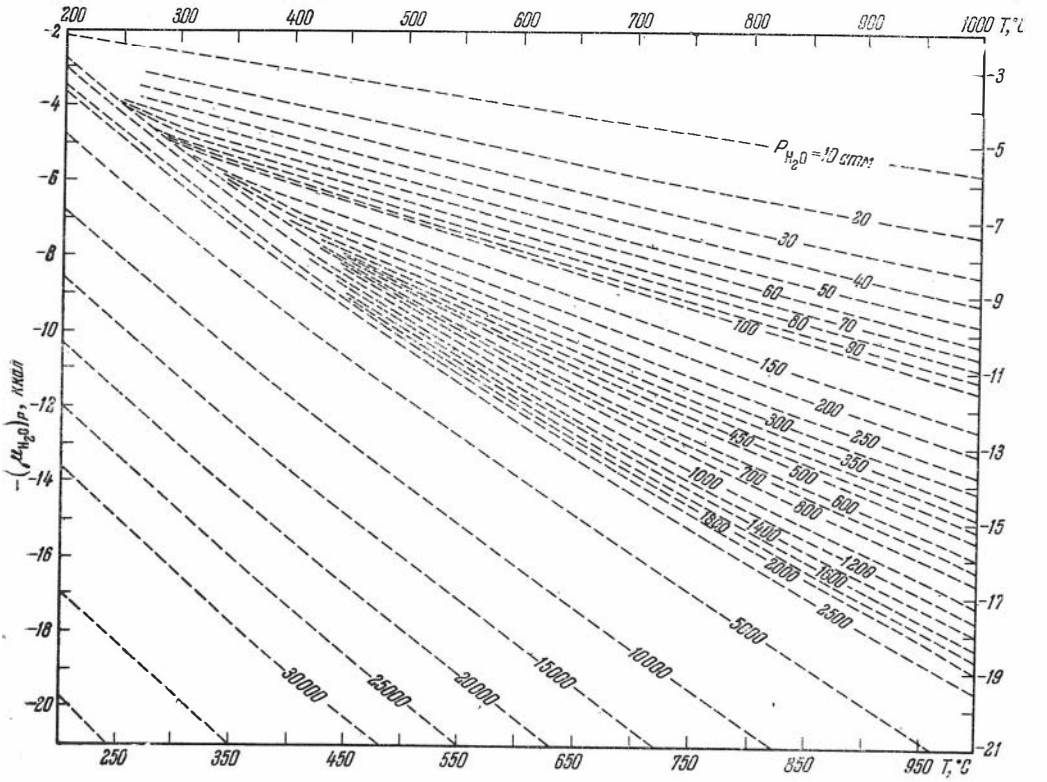


Рис. 4. График зависимости относительного химического потенциала H_2O $(\mu_{H_2O})_P = \mu_{PT} - \mu_T = \int_1^P (V_{H_2O})_T \, dP$ от температуры и давления (составлен с использованием данных: Pistorius, Sharp, 1960; Доливо-Добровольский, 1965)

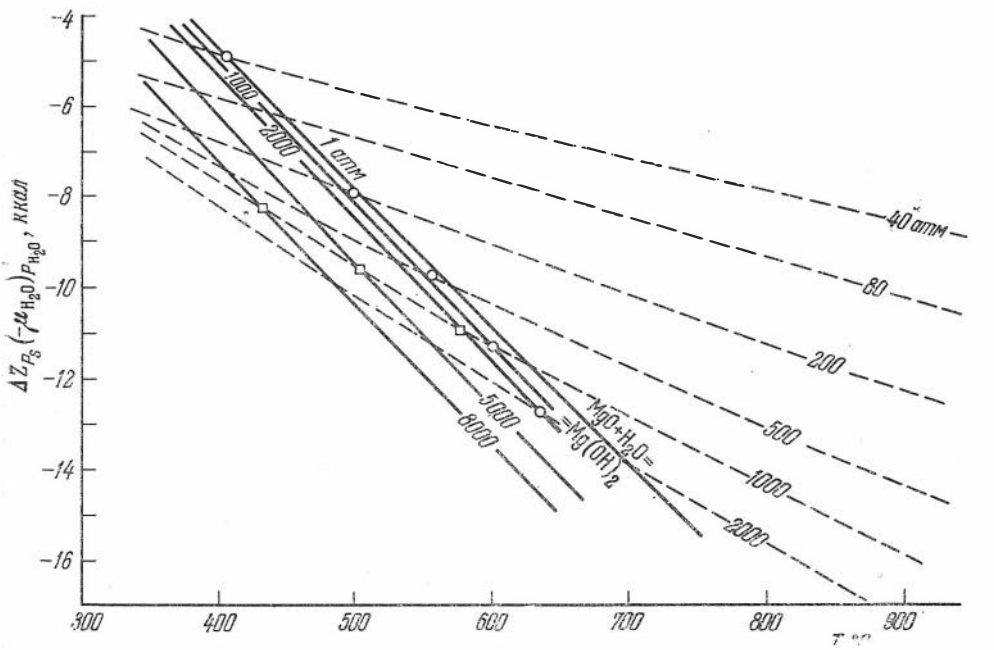


Рис. 5. Совмещенная диаграмма $\Delta Z(-\mu_{H_2O})_P$—T для брусит-периклазового равновесия. Сплошными линиями намечено изменение ΔZ реакции под влиянием давления на твердые фазы (P_S), пунктирные линии определяют относительный химический потенциал воды при различном давлении на водный флюид

и его приращение с давлением на твердые фазы; Δn_{H_2O} или Δn_{CO_2} — числа молей освобождающихся H_2O и CO_2.

Уравнение равновесия упрощается при участии в реакциях только H_2O ($\Delta n_{CO_2}=0$) или CO_2 ($\Delta n_{H_2O}=0$). Относительные химические потенциалы летучих компонентов $\mu_{P,T}-\mu_T^0=\int_1^P V_T dP$ в зависимости от температуры и давления удобно представить графически системой изобар на диаграмме $(-\mu)_P-T$. Такая диаграмма для H_2O приводится на рис. 4. Подобные диаграммы удобны тем, что в аналогичных координатах можно выразить изменение изобарного потенциала в результате реакции при различном давлении на твердые фазы (P_S), что также выражается системой изобар ΔZ_{P_S}. Пересечения изобар P_{H_2O} или P_{CO_2} с изобарами P_s дают на диаграмме температуры равновесия при различных соотношениях этих параметров, как показано на рис. 5 на примере реакции брусит — периклаз:

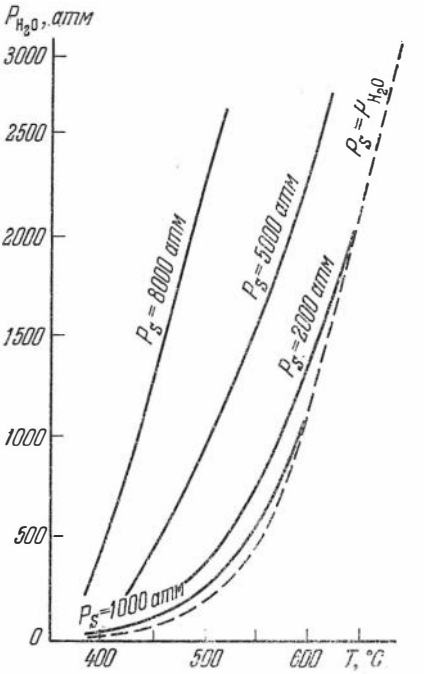


Рис. 6. Равновесие периклаз — брусит при различном давлении на твердые фазы (P_S)

$$Mg(OH)_2=MgO+H_2O;\quad \Delta V_s=-13{,}1\ см^3.$$

Изобарный потенциал этой реакции при $P=1$ *атм* рассчитан по уравнению, заимствованному из работы В. В. Доливо-Добровольского (1965): $\Delta Z_T=8500-[36{,}416(T-298)+6{,}98A_Z-22{,}56\cdot10^{-3}B_Z-1{,}48\cdot10^5C_Z]$. Этому уравнению на диаграмме рис. 5 отвечает изобара $\Delta Z_{P_S}=1$ *атм*. Параллельно ей располагаются изобары, отвечающие другим давлениям на твердые фазы (изобары этой системы проведены сплошными линиями). Пунктиром на диаграмме проведены изобары ($\mu_{P,T}-\mu_T$), отвечающие различному давлению на водный флюид; они соответствуют рис. 4. Пересечением одноименных изобар на диаграмме (обозначены круглыми знаками) определяются максимальные температуры дегидратации брусита при условии $P_S=P_{H_2O}$. На диаграмме $P_{H_2O}-T$ (рис. 6). равновесие в этих условиях показано пунктирной линией. Это обычные условия экспериментальной гидратации — дегидратации. Но совмещенная диаграмма ΔZ $(-\mu_{H_2O})_P-T$ раскрывает возможности удобного графического решения уравнений равновесия также при неравенстве P_S и P_{H_2O} (или P_{CO_2}) при любом их соотношении. Например, температура равновесия при постоянстве давления водного флюида (P_{H_2O}) и переменном P_S определяется пересечениями изобар равновесия $(\Delta Z)_{P_S}$ с изобарой $(\mu_{H_2O})_P$, соответствующей выбранной величине P_{H_2O}. На графике рис. 5 пересечения, обозначенные квадратными знаками, соответствуют $P_{H_2O}=1000$ *атм* и различным давлениям на минералы $P_S=2000$, 5000, 8000 *атм*. Возможны и другие варианты решения, например, при постоянстве P_S и переменных величинах P_{H_2O}, что на диаграмме $P_{H_2O}-T$ (см. рис. 6) определяет положение изобар (P_S) брусит-периклазового равновесия, проведенных сплошными линиями. Соотношения, представленные на графиках рис. 5 и 6 позволяют прийти к определенным выводам о режиме образования бруситовой минерализации в природе. По петрографическим данным, образование брусита, замещающего периклаз или образующегося непосредственно по

магнезиальным мраморам, происходит при относительно низкой температуре, не превышающей 400—500°. Исходя из этого, можно полагать, что парциальное давление водного флюида (P_{H_2O}) при образовании брусита составляло менее $^1/_6$ давления на твердые фазы.

В случаях минеральных равновесий с поглощением или освобождением CO_2 условия равновесия, выраженные посредством относительного химического потенциала CO_2, и соответствующие графические построения аналогичны, и мы здесь на них останавливаться не будем.

Перейдем к рассмотрению эффективных химических потенциалов H_2O и CO_2, представляющих собой дальнейшее приближение к их абсолютным значениям. Эти величины (эффективные молярные свободные энергии Гиббса $\mu_T^0 - \mu_0^0$) с высокой точностью определяются по спектроскопическим данным (Gordon, 1933, 1934; Гурвич и др., 1962 и др.) и калориметрически. Зависимость их от давления рассчитывается, исходя из экспериментальных данных по молекулярным объемам H_2O и CO_2 (Kennedy, 1954, 1957; Pistorius, Sharp, 1960 и др.). Некоторые значения, используемые в дальнейшем, сведены в табл. 3. Они относятся к газообразному состоянию H_2O и CO_2, т. е. соответствуют стандартным энтропиям $S^0_{H_2O} = 45{,}108$ *кал/град* и $S^0_{CO_2} = 51{,}071$ *кал/град* (при $T = 298{,}15°$, $P = 1$ *атм*). Энтропии H_2O и CO_2 рассчитываются по спектроскопическим данным и независимо определяются калориметрически по теплоемкости с учетом фазовых переходов. Так, энтропия H_2O складывается из следующих значений: энтропии льда при 273,1 °K ($S^0_{273} = 9{,}103$ *кал/град*), энтропии плавления льда ($\Delta S^0_{273} = 5{,}257$ *кал/град*), приращения энтропии при нагревании жидкой воды до стандартной температуры 298,15 °K ($\Delta S = 1{,}580$ *кал/град*) и энтропии испарения 298,15 °K ($\Delta S^0_{298} = 28{,}334$ *кал/град*) с поправкой на неидеальность газа (0,002 *кал*). Энтропия H_2O, определяемая калориметрически, несколько меньше ($S^0_{298} = 44{,}28$ *кал/град*) значения энтропии, вычисленного по спектроскопическим данным (Мельвин-Хьюз, 1962, стр. 416). Значения химических потенциалов H_2O и CO_2, определяемые спектроскопически, можно получить, исходя из энтропии соответствующего газа $(\mu_T^0 - \mu_0^0) = -\int_0^T S^0\,dT$, которая отличается от энтропии устойчивых при низкой температуре твердого и жидкого H_2O или CO_2 на энтропию испарения при некотором давлении с поправкой на сжатие до $P = 1$ *атм*. График, поясняющий эти соотношения, приводится на рис. 7.

Представим себе равновесие водного минерала или карбоната в равновесии с флюидом, содержащим H_2O и CO_2. Условием равновесия является равенство химических потенциалов этих компонентов во флюиде и минерале.

В процессах минеральных превращений в подобных условиях возможно изменение содержания H_2O и CO_2 в системах (при гидратации или карбонатизации) при постоянстве их химических потенциалов, которые являются независимыми параметрами состояния наряду с температурой и давлением. Этому набору параметров отвечает термодинамический потенциал Коржинского $Z^m = f(T, P, \mu_{H_2O}, \mu_{CO_2}, n_1 \ldots . n_i)$.

Здесь мы введем эффективные значения этого потенциала $Z^m_{эфф} = (Z_T - Z_0^0)^m_P$ для водных минералов и карбонатов, которые можно рассчитать, исходя из потенциалов Гиббса или по данным энтропии минералов и летучих компонентов H_2O и CO_2:

$$(Z_T - Z_0^0)^m_P = (Z_T^0 - Z_0^0) - (\mu_{H_2O} - \mu_0^0)_{T,P};$$

$$(Z_T - Z_0^0)^m_P = -\int_0^T S\,dT - n_{H_2O}\left(\int_1^P V_{H_2O}\,dP - \int_0^T S^0_{H_2O}\,dT\right),$$

Таблица 3. **Отрицательные значения химического потенциала (молярной свободной энергии Гиббса) летучих компонентов $(\mu_T^0 - \mu_P^0)_P$ в зависимости от температуры и давления (в *кал*)**

$T°$, K	H_2O (газ)					CO_2 (газ)			
	Давление, *атм*								
	1	500	1000	2000	2500	1	500	1000	1400
50	(1 500)	—	—	—	—	—	—	—	—
100	(3 300)	—	—	—	—	—	—	—	—
200	(7 300)	—	—	—	—	—	—	—	—
298	11 081	—	—	—	—	12 988	(10 108)	(9 690)	(9 268)
400	15 802	14 176	13 951	13 505	13 293	17 534	13 053	12 482	12 146
500	20 646	17 257	17 009	16 535	16 310	23 833	17 821	17 085	16 584
600	25 679	20 027	19 736	19 204	18 956	29 547	22 110	21 160	20 598
700	30 820	23 183	22 779	22 156	21 876	35 449	26 663	25 501	24 827
800	36 108	26 811	26 186	25 427	25 106	41 522	31 418	30 072	29 311
900	41 512	30 775	29 875	28 936	28 572	47 747	36 347	34 825	33 984
1000	47 023	34 939	33 787	32 652	32 236	54 113	41 437	39 744	38 823
1100	52 633	39 250	37 881	36 509	36 033	60 610	46 627	44 801	43 805
1200	58 336	43 697	42 137	40 543	40 010	67 228	51 972	49 985	48 926
1300	64 125	48 266	46 486	44 692	44 109	73 955	57 419	55 292	54 163

где n_{H_2O} — число молей H_2O, содержащейся в минерале. Аналогичны формулы для карбонатов. В табл. 4 и на графиках рис. 8 и 9 приводятся рассчитанные по этим соотношениям термодинамические потенциалы талька и доломита. В таблице приводятся и использованные данные по теплоемкостям и энтропии минералов (Stout, Robie, 1963; Robie, Stout, 1963; Kelley, 1960). Функции $(Z_T - Z_0)_P^m$ отвечают равновесиям водных минералов и карбонатов с газообразными H_2O или CO_2. Химические потенциалы этих газов с понижением температуры становятся ниже свободной энергии соответствующих минералов, так что $(Z_T - Z_0)_P^m$ приобретают положительное значение. Эти функции отвечают условию постоянства давления на минералы ($P_S = 1$ *атм*), а равновесный с минералом флюид (H_2O или CO_2) находится под различным давлением, каждому значению которого отвечает определенная величина $(Z_T - Z_0)_P^m$.

Обратимся к условиям равновесия между минералами, выраженным посредством введенных функций.

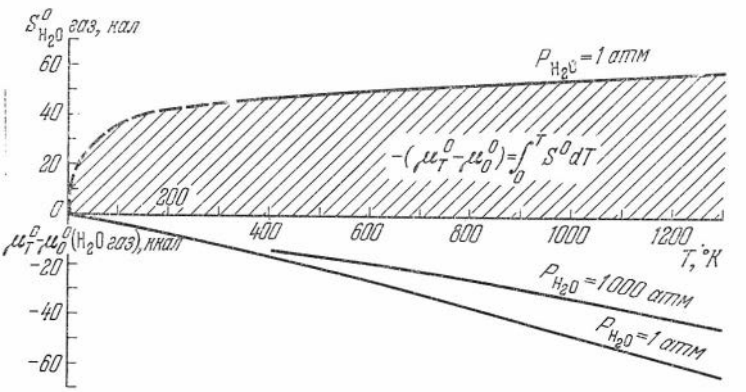


Рис. 7. Химический потенциал $(\mu_T - \mu_0^0)$ и энтропия газообразной H_2O в зависимости от температуры и давления

Таблица 4. **Термодинамические свойства талька и доломита (в *кал*)**

T, °K	Тальк $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$							Доломит $CaMg(CO_3)_2$						
	C_p^0	$H_T^0-H_0^0$	S_T^0	$Z_T^0-Z_0^0$	$(Z_T-Z_0^0)_P^m$			C_p^0	$H_T^0-H_0^0$	S_T^0	$Z_T^0-Z_0^0$	$(Z_T-Z_0^0)_P^m$		
					$P=1$ *атм*	$P=1000$ *атм*	$P=2000$ *атм*					$P=1$ *атм*	$P=1000$ *атм*	$P=1400$ *атм*
10	0,078	0,204	0,027	—0,07	—	—	—	0,028	0,07	0,009	—0,02	—	—	—
50	4,996	70,63	1,959	—27,30	—	—	—	4,506	60,59	1,606	—19,70	—	—	—
100	21,54	708,2	10,13	—305,4	—	—	—	15,42	562,3	8,120	—249,70	—	—	—
150	39,80	2 249	22,38	—1 108	—	—	—	23,71	1 553	16,04	—853,5	—	—	—
200	55,16	4 636	36,01	—2 566	—	—	—	29,49	2 891	23,70	—1 848	—	—	—
250	67,52	7 713	49,69	—4 710	—	—	—	34,01	4 482	30,78	—3 212	—	—	—
298	76,89	11 205	62,33	—7 412	+3 669	—	—	37,65	6 210	37,09	—4 845	21 151	—	—
400	90,03	19 813	86,88	—14 939	+863	—988	—1 434	44,89	10 477	49,26	—9 227	25 841	15 737	15 065
500	98,24	29 240	107,92	—24 720	—4 074	—7 711	—8 185	48,95	15 178	59,75	—14 697	32 969	19 473	18 471
600	104,59	39 389	126,41	—36 457	—10 778	—16 721	—17 253	51,82	20 221	68,93	—21 137	37 957	21 183	20 059
700	110,10	50 127	142,98	—49 959	—19 139	—27 180	—27 803	54,14	25 521	77,11	—28 456	42 442	22 546	21 198
800	115,11	61 390	157,99	—65 002	—28 894	—38 816	—39 575	56,15	31 036	84,47	—36 540	46 504	23 604	22 082
900	119,87	73 141	171,85	—81 524	—40 012	—51 649	—52 588	57,99	36 744	91,19	—45 327	50 167	24 323	22 641
1000	124,46	85 361	184,72	—99 359	—52 336	—65 572	—66 707	59,71	42 630	97,40	—54 770	53 456	24 718	22 876
1100	128,95	98 033	196,79	—118 436	—65 803	—80 555	—80 927	61,37	48 684	103,17	—64 803	56 417	24 799	22 807
1200	133,35	111 147	208,21	—138 705	—80 369	—96 568	—98 162	62,99	54 902	108,58	—75 394	59 062	24 576	22 458
1300	137,70	124 701	219,05	—160 064	—95 939	—113 578	—115 372	64,57	61 280	113,68	—86 504	61 406	24 080	21 822

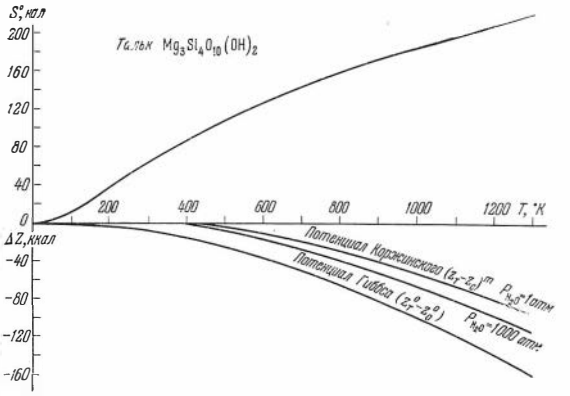


Рис. 8. Энтропия и изобарные термодинамические потенциалы талька

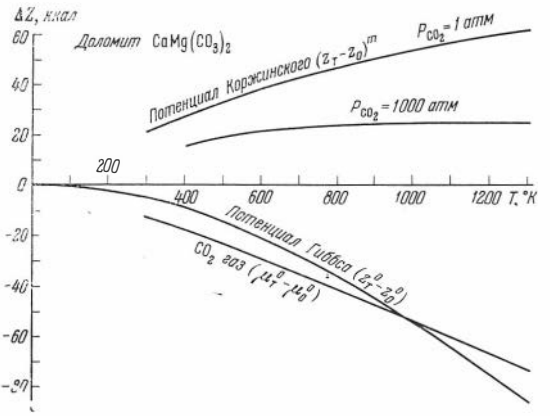


Рис. 9. Изобарные термодинамические потенциалы доломита

Условие равновесия при гидратации (или карбонатизации) в расчете на 1 *моль* освобождающейся воды (или CO_2) выразим, исходя из изменения изобарного потенциала при 0 °K и $P=1$ *атм* и учитывая его приращения при изменении давления на минералы $\left(\frac{\Delta V_S \cdot P_S}{41{,}293}\right)$, давления на водный флюид $\left(\int_1^P (V_{H_2O})_T\, dP\right)$ и при нагревании $\left(-\int_0^T \Delta S_S\, dT - \int_0^T S_{H_2O}\, dT\right)$:

$$\Delta Z_0^0 + \frac{\Delta V_S \cdot P_S}{41{,}293} - \int_0^T \Delta S_S\, dT - \int_0^T S_{H_2O}\, dT + \int_1^{P_{H_2O}} (V_{H_2O})_T\, dT = 0.$$

Введем в это выражение приращение в результате реакции потенциала $(Z_T - Z_0^0)_P^m$:

$$\Delta (Z_T - Z_0^0)_P^m + \Delta Z_0^0 + \frac{P_S \cdot \Delta V_S}{41{,}293} = 0.$$

Это основное расчетное уравнение справедливо и для реакций карбонатизации, если использовать соответствующие функции для карбонатов. Рассчитаем с его использованием равновесие диопсида с доломитом и кварцем:

$$0{,}5\,CaMg(CO_3)_2 + SiO_2 = 0{,}5\,CaMgSi_2O_6 + (CO_2); \quad \Delta V_S = -21{,}7\ см^3.$$

Таблица 5. **Расчет равновесия диопсида с доломитом и кварцем посредством функции $(Z_T - Z_0^0)_P^m$, выраженной в *кал***

T, °K		298	400	500	600	700	800	900	1000	1100	1200
Диопсид $CaMgSi_2O_6$	$Z_T^0 - Z_0^0$	−4 134	−8 276	−13 471	−19 684	−26 701	−34 584	−43 189	−52 466	−62 338	−72 754
Кварц SiO_2	$Z_T^0 - Z_0^0$	−1 325	−2 521	−4 022	−5 807	−7 848	−10 125	−12 635	−15 342	−18 215	−21 242
	$(Z_T - Z_0)_{P=1}^m$	21 151	25 841	34 969	37 957	42 442	46 594	50 167	53 456	56 417	59 062
	$(Z_T - Z_0)_{p=1000}^m$	—	15 737	19 473	21 183	22 546	23 604	24 323	24 718	24 799	24 576
Доломит $CaMgC_2O_6$	$(Z_T - Z_0)_{p=1400}^m$	—	15 065	18 471	20 059	21 198	22 082	22 641	22 876	22 807	22 458
$0,5\ CaMgC_2O_6 + SiO_2 \rightleftarrows$ $\rightleftarrows 0,5\ CaMgSi_2O_6 + (CO_2)$	$\Delta(Z_T - Z_0)_{P=1}^m$	−11 318	−14 538	−19 199	−23 013	−26 724	−30 419	−34 044	−37 619	−41 163	−44 666
	P_s $(P_{CO_2}=1\ атм)$	12 178	6 051	−2 818	—	—	—	—	—	—	—
	$\Delta(Z_T - Z)_{P=1000}^m$	—	−9 486	−12 451	−14 627	−16 776	−18 969	−21 122	−23 250	−25 354	−27 423
$\Delta Z_{298}^0 = 6\ 400\ кал$	P_s $(P_{CO_2}=1000\ атм)$	—	15 665	10 022	5 882	1 792	−2 380	—	—	—	—
$\Delta Z_0^0 = 17\ 718\ кал$	$\Lambda(Z_T - Z_0)_{P=1400}^m$	—	−9 150	−11 950	−14 065	−16 102	−18 208	−20 281	−22 329	−24 358	−26 365
$\Delta V_s = -21,7\ см^3$	P_s $(P_{CO_2}=1400\ атм)$	—	16 304	10 976	6 951	3 075	−932	—	—	—	—

Для расчета (здесь и в дальнейшем) использовались следующие данные по изобарным потенциалам образования минералов из элементов (в *ккал*): доломит $\Delta Z^0_{298} = -516{,}6$, кальцит $\Delta Z^0_{298} = -269{,}9$ (Langmuir, 1965), диопсид $\Delta Z^0_{298} = -725{,}0$ (Reesman, Keller, 1965), форстерит $\Delta Z^0_{298} = -492{,}1$, кварц $\Delta Z^0_{298} = -204{,}8$ (Wise et al., 1962), CO_2 $\Delta Z^0_{298} = -94{,}26$. По ним определяется для реакции $\Delta Z^0_{298} = +6{,}4$ *ккал/моль* CO_2 и $\Delta Z^0_0 = \Delta Z^0_{298} - \Delta(Z_{298} - Z_0)^m_{P=1атм} = 6400 - (-11318) = +17718$ *кал*.

Результаты расчета при $P_{CO_2} = 1{,}1\,000$ и $1\,400$ *атм* приводятся в табл. 5. Они позволяют определить на графике $P_s - T$ (рис. 10) границу между кварц-доломитовой и диопсидовой метаморфическими фациями при различном давлении CO_2. Диопсид, как следует из треугольных диаграмм на фиг. 10, в магнезиальных мраморах образуется при повышении температуры в парагенезисе с доломитом, но дальнейшее возрастание температуры приводит к неустойчивости этого парагенезиса, который вытесняется ассоциацией форстерита с кальцитом:

$$0{,}5\,CaMgSi_2O_6 + 1{,}5\,CaMg(CO_3)_2 = Mg_2SiO_4 + 2CaCO_3 + (CO_2);$$
$$\Delta V_S = -11{,}2\ см^3, \qquad \Delta Z_{298} = +11{,}3\ ккал.$$

Граница поля устойчивости этой ассоциации на диаграмме $P_S - T$ приблизительно намечена пунктиром для $P_{CO_2} = 1000$ *атм*. Взаимоотношения парагенезисов, представленные на фиг. 10, хорошо выражены в репрессивно измененных метаморфических магнезиальных кальцитсодержащих мраморах, в которых наблюдаются венцовые структуры обрастания зерен форстерита диопсидом и доломитом.

Диаграмма рис. 10 не отражает всей сложности взаимоотношений парагенезисов этой кальциево-магнезиальной карбонатно-силикатной системы, так как на ней опущены некоторые равновесия: доломит + энстатит = форстерит + диопсид + CO_2, энстатит + магнезит = форстерит + CO_2 и др. Подробное ее рассмотрение не входит в задачу настоящей работы. Здесь необходимо только отметить, что намеченные на диаграмме области устойчивости минералов и их парагенезисов, и в частности, очень низкий температурный предел устойчивости магнезиального диопсида, относятся только к физико-химическим системам, не содержащим воду (или с очень низким ее давлением). Стабильность диопсида в природных метаморфических системах ограничивается с понижением температуры в связи с расширением полей устойчивости не только карбонатов, но и водных минералов (особенно амфиболов), и полное его разложение происходит при более высокой температуре, например, по реакции:

$$H_2Ca_2Mg_5Si_8O_{24} + 3\,CaCO_3 + 2\,SiO_2 = 5\,CaMgSi_2O_6 + (H_2O + 3\,CO_2),$$

т. е. тремолит + кальцит + кварц = диопсид + (H_2O + 3 CO_2). Замещение диопсида по этой схеме на агрегат тремолита, кальцита и кварца в регрессивную стадию метаморфизма хорошо выражено в метаморфических комплексах (Маракушев и др., 1966, стр. 31—32). Температура этой и подобных реакций с участием двух летучих компонентов (H_2O и CO_2) существенно зависит не только от давления на минералы (P_S) и общего флюидного давления (P_F), но и от состава флюидов (парциальных давлений P_{H_2O} и P_{CO_2}).

Изучению систем с H_2O и CO_2 посвящены многочисленные работы, как теоретические (Соболев и др. 1966; Добрецов, 1966; Agrell, 1965 и др.), так и экспериментальные (Winkler, 1965; Johannes, 1966 и др.). Здесь для нас важно подчеркнуть то значение в их исследовании, которое может иметь использование функций $(Z_T - Z_0)^m_P$, в частности для расчета равновесий гидратации — карбонатизации при заданном режиме летучих компонентов. Допустим, задается общее давление флюида ($P_F = 3000$ *атм*), которое целиком

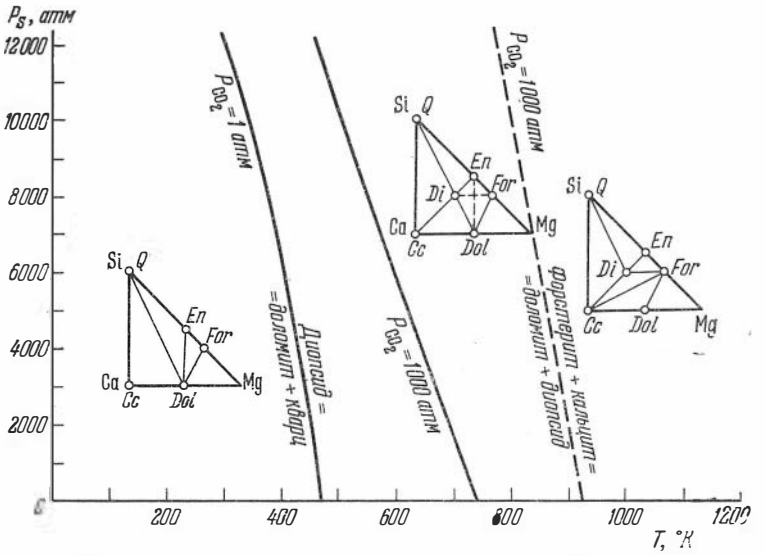


Рис. 10. Равновесия доломит+кварц+диопсид и форстерит+ кальцит+доломит+диопсид на диаграмме P_S—T при различном давлении CO_2

слагается из парциальных давлений H_2O и CO_2 ($P_F = P_{H_2O} + P_{CO_2}$), причем P_{CO_2} составляет, например, одну треть флюидного давления. В этом случае экстраполяция ΔZ_0^0 реакций гидратации — карбонатизации и расчет равновесных давлений на твердые фазы (P_S) производится по обычной формуле $\Delta (Z_T - Z_0)_P^m + \Delta Z_0^0 + \frac{\Delta V_S \cdot P_S}{41{,}293} = 0$, но при вычислении $\Delta (Z_T - Z_0)_P^m$ для участвующих в реакции карбонатов используются функции $(Z_T - Z_0)_{P=1000}^m$, а для минералов, содержащих воду $(Z_T - Z_0)_{P=2000}^m$. Аналогично можно отобразить любые другие соотношения общего флюидного давления и парциальных давлений H_2O и CO_2 и, таким образом, ближе подойти к термодинамическому моделированию сложных природных систем с вполне подвижными летучими компонентами.

THE THERMODYNAMIC POTENTIALS OF WATER BEARING MINERALS AND CARBONATES

A. A. MARAKUSHEV

SUMMARY

The heat capacity value of some minerals (C_p) measured at very low temperatures (10—50° K) have been used for the calculation of their effective thermodynamic potentials (table 1; Fig. 1 and 2):

$$S_T^0 = \int_0^T C_p^0 d \ln T;\ H_T^0 - H_0^0 = \int_0^{S_T} T \cdot dS = \int_0^T C_p^0 dT;$$

$$Z_T^0 - Z_0^0 = -\int_0^T S^0 dT = (H_T^0 - H_0^0) - S_T^0 T.$$

A reaction jadeite = albite + nepheline has been considered as an example of using $Z_T - Z_0^0$ potential for mineral equilibrium calculations:

The value Z_0^0 relates to temperature 0° K:

$$\Delta (Z_T^0 - Z_0^0) + \Delta Z_0^0 + \frac{\Delta V \cdot P}{41,293} = 0.$$

$$\Delta Z_0^0 = \Delta Z_T^0 - \Delta (Z_T^0 - Z_0^0) = \Delta H_T^0 - T\Delta S_T - \Delta (Z_T^0 - Z_0^0).$$

The results of these calculations are summarized in table 2 and Fig. 3.

The method of thermodynamic potentials suggested by Gibbs has been applied by Korzhinskii for natural systems by introducing new functions (Z^m and others), which reflect the possibility of equilibrium (reversible) mineral reactions occuring on the addition and substraction of completely mobile components. Water and carbon dioxide are always completely mobile during metamorphism. Consequently, the state of metamorphic systems is determined by temperature (T), pressure of the solid phases (P_s), chemical potentials of H_2O and CO_2 (μ_{H_2O}, μ_{CO_2}) and masses (m) or moles (n) of other components ($1 \ldots i \ldots r$). This selection parameters correspond to the thermodynamic potential:

$$Z^m = Z - n_{H_2O}\mu_{H_2O} - n_{CO_2}\mu_{CO_2} = \sum_1^r \mu_i n_i;$$

$$dZ^m = -SdT + V_S dP_S - n_{H_2O}d\mu_{H_2O} - n_{CO_2}d\mu_{CO_2} + \sum_1^r \mu_i dn_i.$$

In this paper the effective values of the potential $(Z_T - Z_0^0)^m$ for water bearing minerals (and carbonates) are introduced (Table 4, Fig. 8 and 9):

$$(Z_T - Z_0^0)^m_{P_{H_2O}} = -\int_0^T SdT - n_{H_2O}\left(\int_1^P V_{H_2O}dP - \int_0^T S_{H_2O}dT\right);$$

$$(Z_T - Z_0^o)^m_{P_{H_2O}} = (Z_T^0 - Z_0^0) - (\mu_{H_2O} - \mu_0^0)T, P_{H_2O}.$$

The following equations describe the equilibrium conditions of mineral reactions at the arbitrary constant P_{H_2O} (or P_{CO_2}) by using the effective function:

$$\Delta (Z_T - Z_0^0)^m_{P_{H_2O}} + \Delta Z_0^0 + \frac{P_S \cdot \Delta V_S}{41,293} = 0.$$

As an example, the equilibrium data were calculated for a reaction between dolomite, diopside and quartz (Table 5, Fig. 10).

ЛИТЕРАТУРА

Гурвич Л. В., Хачкуразов Г. А. и др. Термодинамические свойства индивидуальных веществ. М., Госхимиздат, 1962.

Добрецов Н. Л. Жадеитовые породы как индикатор высоких давлений в земной коре.— В кн. «Петрографические формации и проблемы петрогенезиса». Изд-во «Наука», 1964.

Добрецов Н. Л. Значение парциального давления H_2O и CO_2 в метаморфических системах.— Докл. АН СССР, 1966, **166**, № 6.

Доливо-Добровольский В. В. Термодинамический расчет реакций метаморфизма с участием воды и углекислоты.— В кн. «Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР». Изд-во «Наука», 1965.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.

Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. Изд-во «Наука», 1968.

Маракушев А. А., Ким Хак Дзе, Ким Хен Со, Мишкин М. А. Докембрийские метаморфические комплексы Северо-Восточной Кореи и Юго-Западного Приморья.— В кн. «Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья». Изд-во «Наука», 1966.

Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Некоторые итоги физико-химического анализа парагенезисов минералов.— В кн. «Итоги науки. Геохимия, минералогия, петрография». Изд-во «Наука», 1966.

Мельвин-Хьюз Э. А. Физическая химия. ИЛ, 1962.

Рябчиков И. Д. К вопросу о методах термодинамического анализа равновесий в открытых системах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 10.

Соболев В. С. О давлении при процессах метаморфизма.— В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Т. 1. Изд-во АН СССР, 1961.

Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Хлестов В. В. Режим H_2O и CO_2 при прогрессивном региональном метаморфизме.— Докл. АН СССР, 1966, **166**, № 2.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. ИЛ, 1962.

Agrell S. O. Polythermal metamorphism of lemistones at Kiichoan, Ardnamurchan.— Mineral. Mag., 1965, **34** (Tilley volume).

Gordon A. R. The free energy of steam and of carbone dioxide.— J. Chem. Phys., 1933, **1**, p. 308.

Gordon A. R. The calculation of the thermodynamic quantities from spectroscopic data for polyatomic molecules; the free energy, entropy and heat capacity of steam.— J. Chem. Phys., 1934, **2**, p. 65.

Johannes W. Von. Bildung von Talk aus Quarz and Magnesit.— Neues Jahrb. Mineral., 1966, H. 10, S. 305.

Kelley K. K. High-temperature heat-content, heat-capacity and entropy data for the elements and inorganic compounds.— Bull. Bur. Mines. Wachington, 1960, N 584.

Kennedy G. C. Pressure-volume-temperature relations in CO_2 at elevated temperatures and pressures.— Amer. J. Sci., 1954, **252**, N **4**.

Kennedy G. C. Properties of water.— Amer. J. Sci., 1957, **255**, N 10.

King E. G. Low temperature heat-capacities and entropies at 298, **15°** K of some crystalline silicates containing calcium.— J. Amer. Chem. Soc., 1957, **79**, pt. 5.

Langmuir D. Stability of carbonates in the system $CaO—MgO—CO_2—H_2O$.—Geol. Soc. America, Spec. Paper, 1965, N 82.

MacDonald G. J. F. Gibbs free energy of water at elevated temperatures and pressures with applications to the brusite-periclase equilibrium.— J. Geol., 1955, **63**, N **3.**

Pistorius C. W. F., Sharp W. E. Properties of water. Pt. VI. Entropy and Gibbs free energy of water in the range 10—1000° C and 1—250 000 *bars*.— Amer. J. Sci., 1960, **258**.

Reesman A. L., Keller W. D. Calculations of apparent standard free energies of formation of six rock-forming silicate minerals from solubility data.— Mineralogist, 1965, **50**, p. 1729—1739.

Robie R. A., Stout J. W. Heat capacity from 12 to 305° K and entropy of talc and tremolite.— J. Phys. Chem., 1963, **67**.

Stout J. W., Robie R. A. Heat capacity from 11 to 300° K, and heat of formation of dolomite.— J. Phys. Chem., 1963, **67**.

Wise S. S., Margave J. L. et al. The heat of formation of silica and silicon tetrafluoride.—J. Phys. Chem., 1962, **66**.

Winkler H. G. F. Petrogenesis of metamorphic rocks. Berlin, 1965.

ЗНАЧЕНИЕ НЕРАВНОСТОРОННИХ ДАВЛЕНИЙ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

В. В. ХЛЕСТОВ
Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск

Многочисленные данные геологического и петрологического характера свидетельствуют о широкой распространенности неравносторонних нагрузок в земной коре. Масштабы, условия и способы их проявления чрезвычайно разнообразны: от крупнейших складчатых и разрывных нарушений до микроструктурной ориентировки кристаллических пород.

В отношении метаморфических образований влияние ориентированного давления (стресса) имеет три важнейшие стороны:

1) смещение минеральных равновесий под действием стресса;

2) метаморфическая дифференциация, связанная с повышением растворимости минералов при стрессе и с идущим за счет этого дополнительным растворением и переотложением вещества;

3) деформация пород и возникновение ориентировки минералов.

Как основа для рассмотрения всех вопросов влияния стресса может быть использовано общее выражение потенциала твердого тела в условиях неравносторонних нагрузок:

$$Z = U - TS + F_{\text{объем}}. \tag{1}$$

Здесь «объемная» энергия тела $F_{\text{объем}}$ равна по величине работе, необходимой для образования при имеющихся нагрузках свободного объема, по величине и форме совпадающего с данным телом в данных условиях.

Предположим, что поверхность тела описывается уравнением

$$\Phi = (x, y, z) = 0. \tag{2}$$

По отношению к координатной плоскости xOy одна сторона тела является «верхней», другая — «нижней». Для них, соответственно, из (2) можно получить:

$z_1 = z_1(x, y)$ — для «верхней» стороны,

$z_2 = z_2(x, y)$ — для «нижней» стороны.

Величина давления, нормального к поверхности тела, в общем случае меняется от точки к точке. Запишем:

$p_1 = p_1(x, y)$ — для «верхней» стороны тела,

$p_2 = p_2(x, y)$ — для «нижней» стороны тела.

Для вектора, нормального к поверхности тела и направленного внутрь его, координаты (при длине вектора 1) равны:

$A_1(x, y)$, $B_1(x, y)$, $C_1(x, y)$ — для «нижней» стороны тела,

$A_2(x, y)$, $B_2(x, y)$, $C_2(x, y)$ — для «верхней» стороны тела.

Проекция тела на плоскость xOy представляет собой некоторую площадь s.

Используя перечисленные величины, можно выразить значение «объемной» энергии в самом общем виде:

$$F_{\text{объем}} = \frac{1}{3}\iint\limits_{s} p_1(x, y)\left[\frac{A_1(x, y)}{C_1(x, y)} + \frac{B_1(x, y)}{C_1(x, y)} + z_1(x, y)\right] dx\,dy -$$

$$-\frac{1}{3}\iint\limits_{S} p_2(x, y)\left[\frac{A_2(x, y)}{C_2(x, y)} + \frac{B_2(x, y)}{C_2(x, y)} + z_2(x, y)\right] dx\,dy. \qquad (3)$$

Уравнение (3) получено из следующих рассуждений. Примем, что поверхность тела образована перенесением каждого из ее элементарных участков площадью ds из начала координат параллельно самим себе. Необходимый для этого элемент работы $dF = 1/3\,ds \cdot p^* \cdot l$, где p^* — составляющая давления $p(x, y)$ в направлении к началу координат, l — расстояние от центра элементарного участка до начала координат. Легко видеть, что $l = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$, а $p^* = p(x, y) \cdot \cos\varphi$, где φ — угол между упомянутым вектором-нормалью к поверхности тела и вектором, направленным к началу координат. Очевидно, что

$$\cos\varphi = -\frac{Ax + By + Cz}{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}\,\sqrt{A^2 + B^2 + C^2}}, \text{ а}$$

$$ds = dx \cdot dy \cdot \frac{\sqrt{A^2 + B^2 + C^2}}{C}.$$

Отсюда

$$dF = -\frac{1}{3} p(x, y) \cdot \frac{Ax + By + Cz}{C} \cdot dx dy.$$

Интегрируя последнее выражение для «верхней» и «нижней» границ тела и беря сумму этих значений, получим (3). Реально негидростатические нагрузки на отдельное кристаллическое зерно выражаются в приложении конечного числа m усилий в определенных участках поверхности этого зерна. Для каждого i-го участка координаты его центра («центра тяжести» поверхности участка) выразим через x_i, y_i и z_i. Если усилие, приложенное к i-му участку, равно P_i, координаты вектора, перпендикулярного поверхности участка и направленного внутрь зерна[1], равны, соответственно, A_i B_i и C_i, то прирост «объемной» энергии за счет стресса ($\Delta F_{\text{стресс}}$) определится:

$$\Delta F_{\text{стресс}} = \sum_{i=1}^{m} P_i(A_i x_i + B_i y_i + C_i z_i). \qquad (4)$$

Если ориентированные нагрузки в данном случае комбинируются с гидростатическим давлением $p_{\text{фл}}$, то уравнение (1) примет вид:

$$Z = U - TS + p_{\text{фл}} V + \Delta F_{\text{стресс}}. \qquad (5)$$

Для некоторых целей удобнее переписать (1) в виде:

$$Z = U - TS + F^*_{\text{объем}} - F_{\text{упр}}. \qquad (6)$$

Здесь $F^*_{\text{объем}}$ — «объемная» энергия недеформированного тела, определяемая уравнением (3), но с использованием Φ^* (x, y, z) вместо Φ (x, y, z)

[1] Имеется в виду случай давления *на* зерно. При растяжении направление вектора обратное.

(Φ^* (x, y, z) в данном случае описывает форму тела, с которого сняты нагрузки. $F_{упр}$ — энергия упругой деформации. Для каждого конкретного тела она не зависит от его формы, а только от ориентировки кристаллической структуры относительно неравносторонних нагрузок. $F^*_{объем}$, напротив, не зависит от ориентировки структуры, а только от формы поверхности недеформированного тела и положения ее по отношению к направлению нагрузок.

Попытки дать общее выражение для потенциала деформированных твердых тел имелись и раньше. Один из первых шагов был сделан Горансоном (Goranson, 1930). Однако он не получил удовлетворительного результата, поскольку выведенное им уравнение, как показано Ферхугеном (Verhoogen, 1951), не обращается в $Z=U-TS+pV$ для случая гидростатического давления. Легко видеть, что это условие выполняется для предлагаемых уравнений (1), (3), (5) и (6).

Широкой известностью пользуется полученное Ферхугеном (Verhoogen, 1951) достаточно простое выражение зависимости химического потенциала μ твердого вещества от «среднего» давления P (равного

$$\frac{x_1+x_2+x_3}{3},$$

где x_i — составляющая стресса по одному из трех взаимноперпендикулярных направлений).

Согласно Ферхугену:

$$\left(\frac{\partial\mu}{\partial p}\right)_{T,X}=V.$$

При этом X («октаэдрическое скалывающее напряжение») равняется $\frac{\sqrt{(x_1-x_2)^2+(x_2-x_3)^2+(x_3-x_1)^2}}{3}$. Из данного соотношения обычно делается ошибочное заключение о том, что влияние неравносторонних давлений на химический потенциал твердого вещества равносильно влиянию гидростатического давления, по величине равного «среднему» давлению. В частности, такой вывод делает и сам Ферхуген, получая для случая простого сжатия ($X_1=X_2=0$, $X_3=C$) : $d\mu=Vdp=V/3\cdot dC$ (Verhoogen, 1951, p. 255). Ошибка здесь очевидна, поскольку для случая простого сжатия при $C\neq\text{const}$ ($P\neq\text{const}$) также $X\neq\text{const}$ и выражение

$$\left(\frac{\partial\mu}{\partial p}\right)_{T,X}$$

здесь лишено смысла. Трудно предполагать, что условие $X=\text{const}$ соблюдается в природе во всех случаях. В то же время невозможно контролировать и степень отклонения от него. Поэтому соотношение, полученное Ферхугеном, использовать трудно, и нельзя ожидать каких-либо конкретных результатов на его основе.

1. В отношении влияния стресса на минеральные превращения интересны два аспекта. С одной стороны, очевидно, что увеличение ориентированных нагрузок, как и повышение гидростатического давления, должно способствовать образованию более плотных минералов за счет менее плотных. С другой стороны, в условиях неравносторонних нагрузок существенное значение могут приобрести различия величин и степени анизотропии модулей упругости для отдельных минералов, следствием которых являются и различия в энергиях упругой деформации. Увеличение стресса способствует образованию фаз с максимальными величинами энергии упругой деформации (Соболев, 1957), что наряду с объемным эффектом определяет направление минеральных превращений под действием ориентированных давлений. Соотношение этих двух факторов

представляет важную проблему. Одна из крайних точек зрения выражена в концепции «стресс-и антистресс-минералов» Харкера, согласно которой ряд минералов устойчив только при неравносторонних нагрузках («стресс-минералы»). Сюда отнесены наиболее плотные минеральные фазы с резкой анизотропией физических свойств: дистен, ставролит, хлоритоид, атофиллит и т. д. «Антистресс-минералы», напротив, устойчивы только в отсутствие неравносторонних давлений. К ним принадлежат, по Харкеру: кордиерит, андалузит, фельдшпатоиды и др.

В настоящее время можно считать, что концепция «стресс-и антистресс-минералов» в ее первоначальной формулировке не отвечает наблюдаемым фактам и должна быть отвергнута. Многочисленны описания роста типичных «стресс-минералов» при явном отсутствии односторонних нагрузок и ориентированных структур [1] (пегматиты, полости в гидротермальных жилах и т. п.), а также примеры совместного нахождения «стресс- и антистресс-минералов» в одной породе (андалузит и кордиерит со ставролитом и дистеном, андалузит с хлоритоидом и др.). Факты, ранее рассматривавшиеся как аргументы в пользу концепции Харкера, получили новое объяснение на основании экспериментов по полям устойчивости минералов. В частности, это касается частой приуроченности «антистресс-минералов» к контактовому метаморфизму, а «стресс-минералов»— к типичным регионально-метаморфическим образованиям, что объясняется просто различиями величин общего давления (гидростатического или литостатического). Концепция «стресс- и антистресс-минералов» не находит подтверждения и при попытках количественной оценки энергий упругой деформации. Их различия для отдельных фаз, как показано ниже на некоторых примерах, при реальных нагрузках значительно уступают по величине изменениям свободной энергии за счет объемных эффектов реакций и не могут играть существенной роли в фазовых превращениях.

Влияние ориентированных нагрузок на минеральные превращения может быть количественно охарактеризовано на примере модели простого сжатия в изотермических условиях.

Для кристаллического зерна, к которому приложено сжимающее усилие P, приращение свободной энергии за счет стресса $\Delta F_{\text{стресс}}$ из (4) определяется как $\Delta F_{\text{стресс}} = Ph$, где h — длина зерна в направлении сжатия. Соответственно, из (5) величина потенциала для данного зерна $Z = U - TS + p_{\text{фл}}V + Ph$. Это выражение справедливо как для зерна в целом, так и для любой его части, ограниченной плоскостями, перпендикулярными направлению усилия и отстоящими друг от друга на h. Легко заметить, что последний член уравнения зависит не от объема соответствующей части зерна, а только от ее протяженности в направлении сжатия. В этом случае химический потенциал μ кристаллического вещества (равный здесь Z, отнесенному к 1 *моль*) неодинаков для разных сечений. Если площадь сечения — s, то $V = sh$, а число молей вещества в этой части зерна [2] $n_0 = sh/V_0$ (где V_0 — мольный объем). Отсюда:

$$\mu_{\text{стресс}} = \mu(T, p_{\text{фл}}) + \frac{PV_0}{s} . \qquad (7)$$

Пористость пород пренебрежимо мала. Поэтому при одностороннем давлении $p_{\text{стресс}}$ нагрузка на каждое отдельное зерно может быть выражена как $P = p_{\text{стресс}} s_{\max}$ (где $s_{\max}$ — максимальная площадь его сечения).

---

[1] Для «стресс-минералов» закономерная ориентировка относительно направления сжимающего усилия является совершенно обязательной (Соболев, 1957; Thompson, 1955).

[2] Если пренебречь сжимаемостью, V_0 равно мольному объему при $p = p_{\text{фл}}$.

Отсюда справедливо соотношение

$$\mu_{\text{стресс}} \geqslant \mu\,(T, p_{\text{фл}}) + p_{\text{стресс}} V_0, \qquad (8)$$

где равенство отвечает случаю зерна с постоянным сечением.

Из (8) очевидно, что при простом сжатии приращение химического потенциала кристаллического вещества за счет одностороннего давления $p_{\text{стресс}}$ выше или равно значению его приращения за счет гидростатического давления той же величины. Поэтому следует ожидать, что минеральные превращения с образованием более плотных фаз могут осуществляться при неравносторонних давлениях, меньших, чем давления соответствующих равновесий в гидростатических условиях. Это хорошо согласуется с данными Даккила и Роя (Dachille, Roy, 1961), сопоставивших результаты экспериментов по четырем твердофазным реакциям, изученным в гидростатических условиях и с помощью аппаратов типа наковален.

Для трех превращений (кварц⟶коэсит, кальцит⟶арагонит, альбит + нефелин ⟶жадеит) давление при переходе в более плотную фазу в опытах с наковальнями примерно на 1 *кбар* ниже, чем в гидростатических условиях. В экспериментах с CS_2 для обоих типов аппаратуры давления не различались.

Однако нет возможности полностью отождествлять характер влияния ориентированного давления на твердофазные превращения с его значением для метаморфических реакций, поскольку в последних, помимо твердых фаз, всегда участвует поровый раствор. Следует ожидать, что при стрессе, как и в чисто гидростатических условиях, кристаллизация из раствора и реакции через раствор являются преобладающими, тогда как превращения непосредственно в твердом веществе имеют подчиненное значение и, если могут быть существенны, то лишь исключительно для полиморфных переходов. При таком допущении необходимо предположить, что характер *вновь образующихся* зародышей фаз должен целиком определяться давлением флюида и не зависит от односторонних нагрузок. Иная картина может наблюдаться в случае, когда дополнительное зародышевание твердых фаз не происходит, а имеет место лишь разрастание одних из присутствующих в породе минералов за счет других (при переменных составах минералов).

Если при этом осуществимы значительные пересыщения растворов без зародышевания новых кристаллов, то равновесие может существенно сместиться в сторону плотных минералов. Составы фаз и их количественные соотношения в породе будут соответствовать величине ориентированного давления (а не давления флюида) до тех пор, пока пересыщение раствора за счет стресса не достигнет столь больших масштабов, что приведет к образованию зародышей новых фаз. В последнем случае рост этих фаз, происходящий преимущественно в участках породы с пониженным напряжением, должен вести к ее интенсивной «усадке» (уменьшению общего объема пор), постепенному повышению давления флюида и переходу к условиям, близким к гидростатическим. При отсутствии зародышей новых фаз скорость «усадки» значительно ниже и переход к гидростатическим условиям осуществляется гораздо медленнее.

В связи с этим представляет интерес определение зависимости степени пересыщения растворов от величины одностороннего давления. В качестве оценки степени пересыщения может быть использовано отношение концентрации раствора $C_{\text{стресс}}$, устойчивого с напряженной фазой, к равновесной концентрации C_0 насыщенного раствора при тех же T и $P_{\text{фл}}$ в отсутствие стресса.

При малых концентрациях растворов, как известно, соотношение мольной доли N вещества в растворе и химического потенциала этого вещества определяется выражением $\mu = \mu_0 + RT \ln N$.

Отсюда

$$\frac{C_{\text{стресс}}}{C_0} = \frac{N_{\text{стресс}}}{N_0} = e^{\frac{\mu_{\text{стресс}} - \mu(T, p_{\text{фл}})}{RT}}.$$

Из (8) следует:

$$\frac{C_{\text{стресс}}}{C_0} \geqslant e^{\frac{p_{\text{стресс}} \cdot V_0}{RT}}. \qquad (9)$$

Экспериментальные данные по растворимости кварцев в условиях простого сжатия (Correns, Steinborn, 1939) подтверждают это соотношение.

Для большинства минералов соответствующий расчет показывает, что при температурах порядка 300—1000° С концентрации растворов должны возрасти по крайней мере в 1,5—2 раза уже при ориентированных давлениях до 1—2 *кбар*. Дальнейшее повышение стресса еще более резко увеличивает пересыщение раствора, поскольку зависимость здесь экспоненциальная.

Таким образом, очень большие односторонние давления должны привести к столь значительным пересыщениям порового флюида, что неизбежно возникновение новых центров кристаллизации фаз, равновесных при давлениях этого флюида, а следовательно, в этом случае в результате усадки породы ориентированное давление в значительной мере и достаточно быстро трансформируется в гидростатическое. Несоответствие равновесий твердых фаз давлению флюида, по-видимому, может иметь место только при относительно небольших значениях стресса (вряд ли выше 1—2 *кбар*), хотя эти значения пока нельзя оценить вполне надежно. Видимо, можно считать, что соответствующие отклонения сопоставимы с величинами ошибок экспериментов и не сказываются существенно на фациальных построениях, исходящих из моделей с гидростатическим давлением.

Таким образом, влияние стресса на минеральные превращения в основном сводится к явлениям, связанным с повышением давления флюида за счет усадки породы при односторонних нагрузках, и с достаточной точностью можно принять, что минеральные равновесия в целом отвечают давлению порового флюида метаморфических пород.

2. Увеличение растворимости под действием стресса может служить объяснением чрезвычайно распространенных явлений метаморфической дифференциации. Масштабы и значение их весьма разнообразны. Наиболее частым проявлением метаморфической дифференциации является образование сети жил и прожилков, сложенных одним-двумя минералами из числа содержащихся во вмещающих породах (обычно это кварц, кальцит, альбит, эпидот). Крайним выражением подобных процессов являются крупные латераль-секреционные образования типа альпийских жил, иногда имеющие многометровые мощности. В отношении многих из них доказывается, что жильное вещество не привнесено издалека, а заимствовано из пород непосредственного окружения (Карякин, 1955; Касаницки, 1959).

Пока нет единого мнения о причинах перераспределения минерального вещества в подобных случаях. Действие стресса, пожалуй, наиболее удовлетворительно его объясняет.

Если в породе возникают трещины и полости, заполненные флюидом, то в них концентрация всех минеральных компонентов поддерживается на уровне насыщения при соответствующем гидростатическом давлении. Избыток вещества непрерывно сбрасывается за счет кристаллизации на стенках полости. В то же время окружающие породы могут находиться (и практически всегда находятся) под неравносторонними нагрузками, приводящими к увеличению растворимости твердых фаз, а сле-

довательно, и к повышению концентраций растворов в поровом флюиде на некотором удалении от полостей. Возникающие градиенты концентраций вызывают диффузию минерального вещества через раствор в сторону полости, сопровождающуюся непрерывным растворением в зонах наибольших напряжений и отложением в полостях. При этом наиболее существенным оказывается следующий момент.

Относительное возрастание растворимости за счет одинаковых неравносторонних нагрузок для всех минералов имеет приблизительно одинаковый порядок. Но поскольку абсолютные величины растворимости могут сильно различаться, то и возникающие градиенты концентраций также весьма различны, а следовательно, весьма различны и скорости диффузии отдельных минеральных компонентов. При таком механизме диффузионное перемещение ожидается, в первую очередь, для минералов с относительно высокой растворимостью. Это хорошо согласуется с наблюдаемыми фактами, поскольку такие минералы, как, например, кварц или кальцит, принадлежат к числу наиболее легкорастворимых. Возможные различия в коэффициентах диффузии вносят некоторые осложнения, но, по-видимому, второстепенного характера, так как по величине они меньше различий в растворимости. Значение этого фактора еще более снижается, если имеет место инфильтрация растворов по системе пор и трещин. В этом случае диффузионные явления отступают на второй план, а скорость дифференциации значительно возрастает. Количества переотложенных минералов прямо пропорциональны *абсолютным величинам* приращений концентраций компонентов за счет стресса.

Существенное значение могут иметь изменения растворимости в зависимости от давления флюида. При увеличении давления растворимость твердых фаз зачастую возрастает, но с неодинаковой скоростью для различных минералов. В связи с этим соотношения их растворимостей могут меняться на обратные. Возможно, именно это является причиной преобладания в глаукофан-лавсонитовых сланцах прожилков альбитового и амфиболового состава. При высоких давлениях флюида за счет общего возрастания растворимостей абсолютные приращения концентраций становятся значительными уже при небольших ориентированных нагрузках. В этом случае метаморфическая дифференциация может заметно проявляться даже при отсутствии ориентированных структур, степень развития которых непосредственно связана с величиной односторонних нагрузок. Подобная картина наблюдается в глаукофановых сланцах. Соотношение степени дифференциации и ориентировки минералов, таким образом, может служить косвенной характеристикой величины давления флюида, хотя детали этого вопроса требуют дополнительного рассмотрения.

Описанный механизм дифференциации, возможно, обусловливает и появление весьма распространенных кайм темноцветных минералов (биотита, амфибола) в зальбандах лейкократовых жил в мигматитах. С момента начала анатексиса более или менее крупные обособления расплава играют ту же роль, что трещины, заполненные флюидом. К ним перемещаются легкорастворимые компоненты из участков неравносторонних нагрузок. При этом ведущую роль может играть диффузия не через раствор, а через расплав, образующийся при анатексисе. Соотношения скоростей перемещения компонентов в этом случае могут быть существенно иными. Они связаны с влиянием стресса на состав расплава.

3. Почти все попытки термодинамической трактовки закономерностей тектонической ориентировки минералов исходят из рассмотрения отдельно взятого минерального зерна (Kamb, 1959; Mac Donald, 1960 и др.). В этом кроется возможность ошибки, поскольку реально в кристаллической породе пространственное положение и форма отдельного зерна не могут меняться независимо от соседних зерен. Хотя в отношении ори-

ентировки кристаллов по форме этот подход дает результаты, хорошо соответствующие реальным структурам, общепринятое объяснение причин такой ориентировки легко оспаривать (см. ниже). Для ориентировки по структуре минералов тот же теоретический подход дает несравненно худшие результаты (Christie, Corbato, 1966).

В данном вопросе необходимо исходить из анализа воздействия ориентированного давления на некоторый достаточно большой объем поликристаллического агрегата (породы), который можно рассматривать как конкретное твердое тело. Очевидно, что «объемная» энергия для него целиком определяется размерами, формой и ориентировкой всего этого тела относительно существующих нагрузок независимо от того, как ориентированы отдельные кристаллические индивиды внутри него, каковы их формы и размеры.

Деформация, которая для тела в целом может рассматриваться как пластическая, непрерывна, пока существуют ориентированные нагрузки [1] и ведет к «расплющиванию» в плоскости, перпендикулярной максимальному напряжению. Вполне определенное изменение формы тела в целом могло бы слагаться из множества вариантов изменения пространственного положения, формы и размеров отдельных кристаллических индивидов. Тот факт, что реализуется лишь один конкретный вариант, является следствием кинетических факторов.

Таким образом, *возникновение ориентировки минералов под действием стресса отражает кинетические особенности процесса «пластической» деформации породы, а не наиболее устойчивые состояния.* Поэтому для трактовки закономерностей ориентировки необходима оценка роли различных механизмов деформации породы. Сюда должны быть включены: а) пластическая деформация отдельных кристаллов посредством трансляций (скольжений) по определенным плоскостям кристаллической решетки; б) перекристаллизация, сопровождающаяся ростом кристаллов определенной ориентировки за счет других; в) вращение отдельных кристаллов. Последний механизм может иметь значение только в отношении ориентировки по форме минералов и лишь при наличии интенсивных дифференциальных подвижек (изгибы пластов и т. п.). Роль его, по-видимому, невелика, хотя проявления во многих случаях совершенно отчетливы (гелицитовые структуры). Большего внимания заслуживают два других механизма.

Пластическая деформация кристаллов в принципе может осуществляться трансляциями вдоль любой плоскости решетки. Но для этого соответствующее удельное скалывающее напряжение τ (отнесенное к единице площади плоскости) должно превзойти некоторую величину τ_0, характеризующую данную плоскость минерала. Значения τ_0 неодинаковы для различных минералов и различных плоскостей одного минерала. В общем они тем ниже, чем лучше соответствующая спайность.

При простом сжатии для кристалла, близкого к изометрическому, удельное скалывающее напряжение $\tau \approx P \cdot \sin 2\alpha / 2s \approx p_{\text{стресс}} \cdot \sin 2\alpha / e$, где P-нагрузка на кристалл, α — угол между направлением сжатия и плоскостью решетки, s — максимальное сечение кристалла.

Очевидно, что при конкретном $p_{\text{стресс}}$ трансляции возможны только по плоскостям, у которых $\tau_0 < p_{\text{стресс}}/e$, и что с увеличением $p_{\text{стресс}}$ расширяется круг возможных плоскостей трансляции. Однако реально предел τ_0, по-видимому, достигается лишь для очень ограниченного числа плоскостей, а в отношении некоторых минералов вообще не достигается. Трансляция вдоль одной плоскости кристалла сопровождается непрерывным увеличением соответствующего угла α и должна закончиться в момент, когда $\tau_0 = p_{\text{стресс}} \cdot \sin 2\alpha / e$.

[1] Легко показать, что в отношении неравносторонних нагрузок не существует «наиболее устойчивой» формы тела. «Расплющивание» может идти бесконечно.

Если ориентировка минерала осуществляется таким путем, то на структурных диаграммах нормаль к плоскости трансляции должна давать вокруг направления сжатия поясовый максимум под углом тем меньшим, чем выше $p_{\text{стресс}}$. Но следует иметь в виду, что это касается только плоскостей, отвечающих моноэдрам или пинакоидам кристаллов.

Если же имеется несколько равноценных симметричных плоскостей возможной трансляции, соответствующих разным граням одной и той же призмы, пирамиды, ромбоэдра и т. п., то при трансляции вдоль одной из них увеличение α для нее сопровождается уменьшением α для остальных одноименных плоскостей. Поскольку трансляции возможны только по плоскостям с минимальными α, то следовательно в этом случае α не может превысить некоторого значения φ, отвечающего углу между соответствующими плоскостями и направлением, равноотстоящим от всех них[1]. В кристаллах высших сингоний имеется одно или два кристаллографически различающихся направления такого рода. Одно из них всегда совпадает с осью симметрии данной группы плоскостей. Другое возможно во всех некубических минералах и располагается по отношению к первому под прямым углом (тетрагональные и гексагональные минералы) или во всяком случае под достаточно большим углом (тригональные минералы)[2]. В кристаллах низших сингоний имеется три таких взаимно перпендикулярных направления, одно из которых также совпадает с осью симметрии.

Таким образом, для φ возможно до трех значений β, γ и δ, γ и δ (для направлений B, G и D). Примем при этом, что $\sin 2\beta > \sin 2\gamma > \sin 2\delta$. Если $p_{\text{стресс}} \cos \delta \geqslant \tau_0$, то все кристаллы данного минерала должны пластически деформироваться до тех пор, пока не примут одну из ориентировок: 1) направление сжатия совпадает с B, 2) совпадает с G, 3) совпадает с D. Если $p_{\text{стресс}} \cdot \cos \beta < \tau_0 < p_{\text{стресс}}$, соответствующие максимумы выражаются статистически. При таком механизме деформации в каждом конкретном случае несложно определить ожидаемый характер ориентировки непосредственно измеряемых элементов (оптические оси, плоскости спайности и пр.) и сравнить его с наблюдаемой картиной. В этом направлении пока сделано мало. Прежние рассмотрения ориентировок, могущих возникнуть при трансляциях по различным плоскостям решеток минералов, содержат немало существенных ошибок, главным образом из-за того, что не учтена симметрия кристаллов и каждая плоскость рассмотрена по типу пинакоидальной (Елисеев, 1953). Гораздо более сложны для проверки случаи, когда можно предположить трансляции по нескольким разноименным плоскостям кристаллической решетки. При этом требуется знание зависимости скоростей трансляции от величин скалывающих напряжений.

Весьма важным моментом является то, что при пластических деформациях ориентировка минералов должна сопровождаться существенным расплющиванием их зерен. Легко показать, что при изменении α от α_1 до α_2 протяженность зерна в направлении сжатия должна измениться от h_1 до h_2, причем $h_1/h_2 = \cos \alpha_1 / \cos \alpha_2$. Если l — длина зерна в плоскости, нормальной сжатию, и $k = l/h$, то в среднем $k_2/k_1 = \sqrt{\cos^3 \alpha_1 / \cos^3 \alpha_2}$. Изменения ориентировки идут, в первую очередь, при средних α. К примеру, если $\alpha_1 = 40°$, а $\alpha_2 = 50°$, то $k_2/k_1 \approx 1{,}7$, т. е. уже при относительно слабой ориентировке минерала его зерна должны заметно расплющиваться.

Такое расплющивание можно предположить в отношении ориентированных пластинок слюд, хлоритов и, например, для «ленточного» кварца в гранулитах. В этих случаях имеется достаточно простое объяснение.

---

[1] Точнее, равноотстоящим по крайней мере от трех из плоскостей.

[2] Направлений второго типа в кристаллах имеется по три, четыре или шесть (в зависимости от сингонии), но все они кристаллографически равноценны.

Слюды обладают совершенной базальной спайностью, и соответствующие значения τ_0, очевидно, невелики. Расплющивание кварца в гранулитах, возможно, связано с влиянием высоких температур, хотя это не единственное допустимое объяснение. В отношении металлов понижение τ_0 при росте температур установлено экспериментально. В тех случаях, когда ориентированные зерна минералов сохраняют формы, близкие к изометрическим, пластическая деформация не могла иметь существенного значения как механизм их ориентировки и деформации породы в целом. Здесь основную роль, по-видимому, играли процессы перекристаллизации, обусловленные различиями при стрессе химических потенциалов (а следовательно, и растворимостей) зерен с различной ориентировкой. Обычно различия химических потенциалов разно ориентированных кристаллов связывают с различиями энергий упругих деформаций (Kamb, 1959; MacDonald, 1960). Однако с количественной стороны это предположение вызывает серьезные возражения.

Для двух кристаллов, совпадающих по размерам и форме, но различно ориентированных, при одинаковых неравносторонних нагрузках, как следует из (6), различия величин химических потенциалов равны различиям их энергий упругой деформации, отнесенным к 1 *моль* ($\Delta Z = -\Delta F_{упр}$). Выражение величины $F_{упр}$ для общего случая неравносторонних нагрузок достаточно сложно. Ограничимся случаем простого сжатия, при котором

$$F_{упр} = \frac{P^2}{2E} \int_0^h \frac{dh}{s(h)}, \tag{10}$$

где P — нагрузка на зерно ($P \approx p_{стресс} \cdot s_{max}$), E — модуль Юнга для кристалла в направлении сжатия, h — протяженность зерна в этом направлении, s — сечение зерна.

Из (10) очевидно, что $F_{упр}$ максимально при минимальном значении E, а следовательно (при равных P), Z минимально у того из зерен, направление наибольшей сжимаемости которого совпадает с направлением сжатия. Максимальные различия химического потенциала отдельных разноориентированных зерен постоянного сечения могут достичь:

$$\Delta\mu = \Delta F_{упр} \cdot \frac{V_0}{V} = \frac{P^2 \cdot V_0 \cdot (E_{max} - E_{min})}{2 \cdot s^2 \cdot E_{min} \cdot E_{max}} = V_0 \cdot p_{стресс}^2 \cdot \frac{E_{max} - E_{max}}{2 \cdot E_{max} \cdot E_{min}} \tag{11}$$

или

$$\Delta\mu = p_{стресс} \cdot V_0 \cdot f(p_{стресс}),$$

где

$$f = p_{стресс} \cdot \frac{E_{max} - E_{max}}{2 \cdot E_{max} \cdot E_{min}}.$$

Здесь $f(p_{стресс})$ характеризует максимальную долю изменения $\Delta F_{упр}$ в общем изменения «объемной энергии» за счет стресса. При реальных $p_{стресс}$ она очень невелика. Для кварца, например, даже при $p_{стресс}$ до 10 *кбар* f не превышает $5 \cdot 10^{-3}$.

Согласно (9) соответствующие различия химического потенциала обусловливают различия в растворимости не более чем на 1—1,5%. Сомнительно, чтобы такие градиенты концентрации могли быть причиной перекристаллизации.

Однако влияние различий ориентировки сказывается не только таким образом. Наиболее существенным моментом является то, что при

разных модулях упругости в направлении сжатия соседние кристаллы должны испытывать различные давления. Этот факт, как показано ниже, играет гораздо большую роль, чем различия энергий упругой деформации.

Рассмотрим два кристалла одинаковой высоты h, помещенные между двумя идеально жесткими поршнями. Сечения кристаллов не меняются по высоте и равны s_1 и s_2, а модули Юнга, соответственно, E_1 и E_2 (при этом примем $E_1 < E_2$). К поршню приложено сжимающее усилие P. Очевидно, что при этом изменения высоты кристаллов за счет сжатия равны: $\Delta h_1 = \Delta h_2$. Но поскольку $\Delta h_1 = hP_1/E_1$, а $h_2 = hP_2/E_2$, то $P_1E_2 = P_2E_1$. Очевидно также, что $P = p_{\text{стресс}} \cdot (s_1 + s_2) = p_1 s_1 + p_2 s_2$ ($p_{\text{стресс}}$ —здесь среднее сжимающее напряжение). Если $\frac{s_2}{s_1} = m$, то

$$p_1 = p_{\text{стресс}} \left(1 + \frac{E_1 - E_2}{\frac{E_1}{m} + E_2} \right), \quad p_2 = p_{\text{стресс}} \left(1 + \frac{E_2 - E_1}{E_1 + E_2 m} \right). \tag{12}$$

Если оба кристалла представлены одним минералом, то для них из (7) и (12)

$$\Delta\mu = \mu_2 - \mu_1 = \frac{E_2 - E_1}{E_1 + E_2 m} (1 + m) \cdot V_0 \cdot p_{\text{стресс}}, \tag{13}$$

а различия растворимости из (9):

$$\frac{C_1 - C_2}{C_1} = 1 - e^{\frac{\Delta\mu}{RT}}.$$

Для кварца, например, при $m = 1$ максимальные различия растворимости уже при $p_{\text{стресс}} = 1—2$ *кбар* могут составить до 20—50%.

Подобные различия концентраций (особенно для относительно легкорастворимых минералов) могут обеспечить достаточно интенсивную диффузию вещества в пределах микроучастков пород и перекристаллизацию с растворением одних зерен и ростом других. Вторым фактором, контролирующим способность минерала к такого рода перекристаллизации, является величина его отношения [1]

$$\frac{E_{\max} - E_{\min}}{E_{\max} + E_{\min}}.$$

При прочих равных условиях перекристаллизация должна идти активнее для минералов с относительно высокой сжимаемостью и сильной анизотропией упругости. Очевидно при этом, что тенденции перекристаллизации те же, что из предположения о влиянии энергии упругой деформации.

Из (13) следует, что перекристаллизация сопровождается уменьшением отношения m, а значит и уменьшением градиентов концентраций, ведущим к снижению интенсивности этого процесса. Очевидно, также, что малые по размерам (по сечениям) «неблагоприятно» ориентированные зерна растворяются медленнее, чем крупные. В пределах одной породы можно ожидать отрицательную корреляцию между размерами зерен и степенью их ориентированности относительно направления сжатия.

---

[1] При очень больших m $\Delta\mu \approx p_{\text{стресс}} V_0 \frac{E_2 - E_1}{E_2}$, а при $m \to 0$ $\Delta\mu \approx p_{\text{стресс}} V_0 \frac{E_2 - E_1}{E_1}$. Грубо можно принять для всех случаев $\Delta\mu = p^* V_0 \frac{2(E_2 - E_1)}{E_2 + E_1}$, как для $m = 1$.

Соотношения (12) справедливы и для соседствующих зерен различных минералов. Рядом с крупными кристаллами минералов малой сжимаемости (например, граната) должны образовываться микрозоны пониженных стрессовых напряжений, где явления переориентировки выражены слабо. Поэтому в многоминеральной породе картина ориентировки каждого из минералов неоднородна. Дополнительные осложнения определяются также и тем, что в реальных условиях стресс лишь в грубом приближении может рассматриваться как простое сжатие.

Высказанные положения о соотношении величин модулей упругости минералов, их растворимости и способности к переориентировке в целом достаточно хорошо согласуются с наблюдаемыми фактами, хотя требуют дополнительной проверки на конкретных примерах и детализации.

Изучение ориентировки минералов, помимо традиционных структурно-петрологических задач, может быть весьма полезным и при решении некоторых специальных вопросов (см., например, Соболев и др., 1964). По мере углубления наших знаний о закономерностях процессов переориентировки круг таких проблем может быть расширен.

ВЫВОДЫ

1. Твердофазные реакции с образованием более плотных минералов могут протекать при ориентированных давлениях, меньших по величине, чем давления соответствующих равновесий в гидростатических условиях. Однако при метаморфизме присутствие порового флюида исключает возможность значительных отклонений такого рода. Пересыщения растворов за счет действия стресса настолько велики, что неизбежна кристаллизация с образованием новых зародышей фаз, *равновесных при давлении флюида*. Высокие стрессовые нагрузки ведут к интенсивной усадке породы и повышению давления флюида.

2. Повышение растворимости минералов зависит от величины стресса. Это обусловливает переменность концентраций поровых растворов даже в пределах однородных метаморфических толщ и диффузию растворенного вещества к крупным порам и трещинам. Скорость переноса и переотложения наиболее велика для относительно хорошо растворимых минералов (кварц, кальцит и пр.). Это может служить объяснением распространенных явлений метаморфической дифференциации.

3. Основными механизмами переориентировки минералов при стрессе являются пластические деформации отдельных кристаллов и перекристаллизация за счет различий растворимости разно ориентированных зерен. Пластические деформации могут предполагаться существенными только для минералов, обнаруживающих заметное расплющивание в плоскости, нормальной к направлению сжатия. Ожидаемая ориентировка минерала может быть определена, если известны возможные плоскости трансляции. Различия растворимости разно ориентированных зерен связаны с анизотропией их упругих свойств. При этом основное значение имеют не различия энергий упругих деформаций, а различия в стрессовых напряжениях. В одних и тех же условиях кристаллы по направлениям с большей сжимаемостью испытывают меньшие напряжения.

THE SIGNIFICANCE OF NONHYDROSTATIC PRESSURE IN METAMORPHISM

V. V. KHLESTOV

SUMMARY

The fundamental equation of the potential of solids is given for the nonhydrostatic conditions in this paper. Based on this equation are given the following conclusions.

1. The solid reaction accompanied by the formation of denser minerals may be caused by nonhydrostatic pressures lower than those of corresponding equilibrium under hydrostatic conditions. However, the presence of the pore fluid in metamorphic rocks makes significant declines of this sort impossible. The minerals crystallized from solutions correspond approximately to a hydrostatic equilibrium.

2. The solubility of the stressed minerals increases with increasing nonhydrostatic pressures. This fact implies the inhomogenity of the pore solution concentration even in the uniform metamorphic series. There occure the diffusion of dissolved mineral matter to large pores and fractures possessed by the lowest concentrations of solutions. The activity of the matter transfer is highest for minerals which have relatively high solubility (quartz, calcite etc.). This fact may explain many cases of metamorphic differentiation.

3. The most important mechanismes of the mineral reorientation under stress are the plastic deformation of the single crystals and the recrystallization resulting from the difference in the solubility of the crystals differently oriented. Plastic deformations may be significant only for the crystals possessing noticeable flattening.

ЛИТЕРАТУРА

Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд-во ЛГУ, 1953.

Карякин А. Е. Вмещающие породы — источник материала для хрусталеносных гнезд.— Записки ЛГУ, 1955, **30**, вып. 2.

Касаницки Ф. О. О происхождении и горизонтальной зональности руды месторождения Дьедьешорси.— В кн. «Геохимическая конференция». Будапешт, Отд. техн. наук Академии наук Венгрии, 1959.

Соболев В. С. Об условиях минералообразования при ориентированном давлении.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 11.

Соболев В. С., Хлестов В. В., Кепежинскас К. Б. Об использовании ориентировки кварца для оценки температур минералообразования.— Докл. АН СССР, 1964, **154**, № 6.

Christie J. M., Corbato C. E. Preffered orientation of quartz: a comparison of observed and predicted fabrics.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1966, **47**, N 3.

Correns K. W., Steinborn W. Experimente zur Messung und Erklärung der soganennten Kristallisationkraft.— Z. Kristallogr., 1939, **101**.

Dachille F., Roy R. Influence of displacive shearing stresses on the kinetics of reconstructive transformations effected by pressure in the range 0=100,000 *bars*.— Proc. 4 th Internat. Sympos. Reactivit of Solids. Amsterdam, Elsevier, 1961.

Goranson G. Thermodynamic relations in multi-component systems.— Carnegie Inst. Wash. Publ., 1930, **408**.

Griggs D. T., Blacic J. D. Water-weakening of silicates.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1965, **46**, N 1.

Kamb W. B. Theory of preffered crystall orientation developed by crystallisation under stress.— J. Geology, 1959, **67**.

MacDonald G. J. F. Thermodynamics of solids under non-hydrostatic stress with geologic applications.— Amer. J. Sci., 1957, **255**.

MacDonald G. J. F. Orientation of anisotropic minerals in a stress field.— Mem. Geol. Soc. America, 1960, **79**, chapt. 1.

Thompson J. B. The thermodynamic basis for the mineral facies concept.— Amer. J. Sci., 1955, **253**.

Verhoogen J. The chemical potential of a stressed solid.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1951, **32**.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА И РУДОГЕНЕЗА В СВЕТЕ ДАННЫХ ПО ГЕОХИМИИ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ СЕРЫ

Г. М. ГАПЕЕВА
Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт, Ленинград

Несмотря на свою давность, проблема закономерностей распределения вещества в земной коре все еще не может считаться разрешенной.

Естественно, что особый интерес вызывает выяснение причин и процесса концентрации тех элементов, минеральные соединения которых образуют залежи полезных ископаемых. Также естественно, что для этого непрестанно привлекаются все новые и новые методы исследований. В последние 15—20 лет одним из таких методов стал анализ стабильных изотопов, среди которых совершенно особое положение заняла сера.

Вероятно, это в значительной мере объясняется тем, что хотя сера и уступает в относительной распространенности таким важнейшим петрогенным элементам, как кислород, водород, углерод, кремний и алюминий, но тем не менее не является экзотичной. Более того, она охотно вступает в соединения с очень многими петрогенными и главным образом рудогенными элементами. Эта особенность серы обеспечивает значительность круга геологических вопросов, разрешение которых возможно при использовании устанавливаемых для нее изотопных соотношений тем более, что накопленные к настоящему времени данные о вариациях ее изотопного состава показывают их устойчивость. Считается установленным, что раз возникшие изотопы серы могут сохраняться неизмененными в течение времени, чрезвычайно длительного даже в геологическом исчислении, так как образуются не спонтанно, а реактивно в зависимости от общего термодинамического режима среды, в которой они возникают, в частности, от ее окислительно-восстановительного потенциала. Поэтому данные о флуктуациях изотопных соотношений серы используются для разрешения довольно широкого круга вопросов общей теории геологии, в частности, вопроса об истории развития и геохимическом режиме земной коры и гидросферы в отдаленнейшие периоды их существования, для палеогеографических и палеоклиматических реконструкций и в известной мере для выяснения некоторых вопросов космохимии и космогонии. Наибольший же интерес представляет, несомненно, попытка использования устанавливаемых флуктуаций ее изотопного состава для выяснения закономерностей процессов концентрации связанных с ней рудогенных элементов и генетического различия возникающих таким образом месторождений сульфидов.

Геохимии изотопов серы посвящена специальная литература настолько обширная, что ее попутный обзор невозможен.

В общем виде устанавливается, что под влиянием геохимических процессов (окисления, восстановления и главным образом метаболизма) нормальная в природных условиях распространенность изотопов серы ($S^{32}=95{,}018\%$, $S^{33}=0{,}750$, $S^{34}=4{,}215$, $S^{36}=0{,}017\%$) не оста-

ется постоянной. Происходит так называемое изотопное фракционирование, при котором относительное содержание ее изотопов изменяется. Процентные изменения соотношений отдельных изотопов связаны между собой закономерно. Поэтому обычно измеряются соотношения лишь наиболее распространенных из них, т. е. S^{32} и S^{34}, значительно реже — наиболее легкого и наиболее тяжелого изотопа, т. е. S^{32} и S^{36}.

Кроме величины отношения S^{32}/S^{34}, определяется δS^{34}, представляющая разницу между изотопным составом серы изучаемого образца и серы, принимаемой за стандарт. Эта величина определяется по формуле:

$$\delta S^{34} = \frac{(S^{34}/S^{32})_{обр} - (S^{34}/S^{32})_{ст}}{(S^{34}/S^{32})_{ст}} \cdot 100 \text{ вес. } \%.$$

За стандарт принимается троилитовая сера метеоритов, так как эмпирически установлено, что она обладает наиболее постоянным изотопным составом, лишь в некоторых случаях обнаруживающим ничтожные колебания, измеряемые сотыми долями процента. Для устранения недоразумений, все же возможных на этом основании, на симпозиуме по биогеохимии серы, проводившемся в США в 1962 г., было решено считать для метеоритного стандарта отношение $S^{32}/S^{34} = 22{,}20$ ($\delta S^{34} = 0{,}00$).

В зарубежных странах в качестве конкретного стандарта используется троилитовая сера метеорита Каньон-Дьябло; в СССР — троилитовая сера метеорита Сихоте-Алинь. Изотопный состав троилитовой серы обоих метеоритов тождествен и соответствует указанным выше соотношениям.

Эмпирически установлено, что отношение S^{32}/S^{34} может измениться от 20,9 до 23,1, т. е. более чем на 10%. Установлено также, что изотопное фракционирование протекает как вследствие неорганических процессов, обусловливающих в общем увеличение содержания тяжелых изотопов (уменьшение δS^{34}), так и, по-видимому, главным образом вследствие процессов органических, биогенных, т. е. метаболизма, обусловливающих уменьшение их содержания (повышение δS^{34}). Самое низкое значение $\delta S^{34} = -0{,}47$ (т. е. обогащение легкими изотопами) найдено в сульфатах морского происхождения; наиболее высокое ($+1{,}38$) — в ангидритах кальцитовых каменных шляп соляных куполов Мексиканского залива (Feely, Kulp, 1957).

За период, прошедший со времени опубликования первых результатов изучения естественных вариаций изотопного состава природной серы (Thode et al, 1949) и данных об изотопном составе троилитовой серы метеоритов (Трофимов, 1949), было проведено огромное количество исследований изотопных соотношений серы разнообразных горных пород. Вначале стремились выяснить особенности изотопных соотношений серы различного генезиса, т. е. биогенной, самородной (осадочной и вулканической), сульфидной (магматической, гидротермальной, метаморфогенной и осадочной), сульфатной и, наконец, метеоритной.

Количество исследований особенно возросло после первых окрыляющих успехов, которыми явилось выяснение биогенного происхождения обогащенной тяжелым изотопом серы ангидрида соляных куполов Мексиканского залива (Feely, Kulp, 1957), немедленно использованное для поисков месторождений нефти, связанных с подобными образованиями.

Казалось, что характерные особенности изотопных соотношений могут быть найдены и для установленных геологически других генетических типов природных соединений серы. Среди последних наибольшее внимание привлекала возможность генетического различия месторождений сульфидных руд. Поэтому в дальнейшем изучались изотопные соотношения преимущественно серы сульфидов.

К сожалению, уже первые попытки сопоставления результатов исследований серы сульфидов показали сложность поставленной задачи. Олт и Калп (Ault, Kulp, 1958) установили, что изотопный состав серы заведомо осадочного, вулканического и биогенного происхождения обнаруживает взаимно перекрывающиеся вариации. Это исключило предполагавшуюся Макнамара и Тодом (Macnamara, Thode, 1951) возможность различения ее генезиса по изотопным характеристикам.

Далее выяснилось, что если изотопный состав акцессорных сульфидов изверженных горных пород оказывается относительно постоянным, так как его изменения, колеблющиеся примерно в пределах 1%, обнаруживают закономерность, выражающуюся в систематическом обогащении тяжелым изотопом серы сульфидов более кислых и щелочных разновидностей (Ault, 1958; Виноградов, 1959), то изотопный состав серы гидротермальных сульфидов изменяется в очень широких пределах. Установленные для нее изотопные соотношения при дисперсии не только от месторождения к месторождению, но нередко и в пределах каждого отдельного месторождения обнаружили колебания до 10—12%, причем нередко перекрывали значения, характерные для различных типов изверженных горных пород (Олт, 1961). Такие значительные флуктуации изотопного состава серы гидротермальных сульфидов исключили возможность их первично-магматического происхождения, так как экспериментальным моделированием было доказано, что в таком масштабе вариации изотопного состава могут возникнуть лишь из минерализующих растворов, сера которых уже различается своим изотопным составом. Сера может возникнуть лишь в том случае, если она претерпела ту или иную степень изотопного фракционирования путем обменных реакций с реагентами, обогащенными ее тяжелыми или легкими изотопами, или вследствие метаболизма, еще до поступления ее в минерализующий раствор.

В дальнейшем для выяснения зависимости колебаний изотопных соотношений серы от химического состава, кристаллического габитуса и агрегатного состояния руд в различных горизонтах одного и того же месторождения и различных месторождений целого рудного района Калпом, Олтом и Фили (Kulp et al., 1956) были исследованы 80 образцов сульфидов заведомо различного генезиса (гидротермального, собственно магматического и пегматитового), взятые из трех рудников одного из рудных округов США. Результаты исследований показали, что минеральные ассоциации сульфидов не влияют на изотопные соотношения их серы, а локальное постоянство ее изотопного состава не зависит от типа минералов. Различие в температуре минералообразования и в местоположении рудных залежей как в пределах отдельных месторождений, так и во всем рудном округе в целом несмотря на некоторое изменение геологического разреза также не отражается на изотопном составе серы исследованных сульфидов.

Все это еще более подкрепило предположение, что вариации изотопного состава серы сульфидов обусловлены не столько процессами ее изотопного фракционирования, происходящими во время переноса и отложения рудного вещества, сколько неоднородностью исходного состава, породившего это вещество, обогащенного летучими компонентами минерализующего флюида.

Зависимость колебаний изотопных вариаций серы сульфидов от их генезиса не удалось установить и при исследовании несравненно большего числа образцов из месторождений заведомо различного генезиса (гидротермально-магматических, метаморфогенно-гидротермальных и биогенно-метаморфогенных), отобранных в 550 пунктах знаменитого медно-рудного пояса Африки на протяжении более чем 700 миль (Dechow, Jensen, 1965). Диапазон колебаний δS^{34} в этом случае достиг

5,4%, но дисперсия полученных значений не обнаружила генетической закономерности.

Придя вследствие этого к выводу, что по данным изотопного анализа однозначно диагностировать генезис сульфидов невозможно, Дженсен и Дичоу попытались связать выявленные вариации изотопных соотношений серы с геологической позицией изучавшихся месторождений. Стратифицированные месторождения, не обнаруживающие пространственной близости к каким бы то ни было магматическим образованиям, были отнесены ими к заведомо биогенно-осадочным, но метаморфизованным и обогатившимся тяжелым изотопом S^{34} в процессе метаморфизма, а месторождения, хоть как-то тяготеющие к интрузивным телам — к гидротермально-магматическим, несмотря на то, что непосредственная связь между ними не могла быть установлена.

В этом случае Дженсен и Дичоу, следуя Макнамара и Тоду (Macnamara, Thode, 1950) считают, что источник серы минерализующих флюидов находится в мантии, а отклонения ее изотопного состава от «мантийных пород» вызываются изотопным фракционированием, происходившим во время кристаллизационной дифференциации вынесшего ее из мантии магматического расплава.

Возможность зависимости вариаций изотопных соотношений серы сульфидов, генезис которых считается заведомо магматическим, от влияния вмещающих пород выяснилась при непосредственном участии или под руководством А. П. Виноградова (Виноградов, Гриненко, 1964; 1966). Для этого изучалась серия медно-никелевых месторождений, сульфидные руды которых представлены вкрапленностью, прожилками, гнездами и целыми прослоями в телах основных и ультраосновных пород.

Результаты проведенных 330 изотопных анализов сульфидной серы показали, что в отличие от первоначальной концепции (Macnamara, Thode, 1950; Виноградов, 1959) изотопные вариации серы настолько превосходят предполагаемые для этого типа пород, что никоим образом не могут возникнуть только за счет изотопного фракционирования, происходящего во время кристаллизации магмы.

Тем не менее А. П. Виноградов и Л. Н. Гриненко (1964, 1966) не подвергают сомнению первично-магматическое и притом подкоровое происхождение рудообразующих флюидов изучавшихся сульфидных месторождений, а, следуя Макнамара и Тоду (Macnamara, Thode, 1950) и Дженсену и Дичоу (Dechow, Jensen, 1965), объясняют возникновение установленных ими вариаций изотопного состава серы сульфидов тем, что «...магма рудоносных интрузий обогатилась серой... за счет осадочных сульфатов, ассимилированных при подъеме ее к поверхности и в современной магматической камере», причем считают, что «...магма... интрузий имела и свою собственную серу, изотопный состав которой до ассимиляции соответствовал сере первичного магматического источника...» и что «... закономерное обогащение изотопом S^{34} сульфидов из различных интрузий... и относительное постоянство состава серы сульфидов в пределах отдельных интрузий предполагает, что перед отложением рудных сульфидов произошла гомогенизация ассимилированной серы и первичной серы магмы» (Виноградов, Гриненко, 1964, стр. 497—498.

Очевидно, что при принятой интерпретации генезиса серы полученные данные о столь широкой дисперсии ее изотопного состава в сульфидах, не только осадочных и гидротермальных, но и относимых к магматическим, исключают возможность применения изотопного анализа для их генетического различия.

Однако сделанный вывод не может быть принят безоговорочно, так как интерпретация, на которой он основывается, вызывает ряд критических замечаний.

1. Заключение о геохимии эндогенной серы, в первую очередь, о закономерностях возникновения ее изотопных вариаций в эндогенных условиях не подтверждается данными о геохимическом поведении любого сопутствующего ей элемента, потому что если подобные изотопные анализы и проводились, то лишь эпизодически, а не систематически.

2. Предположение о значительном изотопном фракционировании серы, протекающем параллельно с магматической дифференциацией в интервале 500—550° С, противоречит данным Таджа и Тода, экспериментально установивших, что изотопное фракционирование серы при повышении температуры резко падает и в указанном интервале практически не имеет места (Tudge, Thode, 1950).

3. Предположение о «загрязнении» серы земной коры ювенильной серой сульфидов, поступающих в земную кору из мантии, исключается из-за отсутствия каких бы то ни было процессов гибридизма, вызываемых ассимиляцией литофильных компонентов сиаля базитами и ультрабазитами, которые, как считается, выносят первичную серу сульфидов из мантии в приповерхностные горизонты земной коры.

Правомерность подобной интерпретации результатов проводившихся исследований недостаточно обоснована, так как исходит из ряда гипотетических допущений, экспериментальная проверка которых невозможна.

Главнейшим из этих допущений является утверждение о первичности серы сульфидов базитов и ультрабазитов, основанное лишь на близости (вплоть до тождества) изотопного состава серы некоторых из них к изотопному составу троилитовой серы метеоритов. Категоричность этого утверждения недостаточно оправдана потому, что игнорирует возможность конвергентности подобного сходства тем большую, что полученная к настоящему времени аналитическая статистика показывает, что точно такие же изотопные соотношения достаточно распространены и в сульфидах, сера которых претерпела различные процессы изотопного фракционирования (Ault, 1958).

Кроме того, необходимо напомнить, что выдвинутое впервые Макнамара и Тодом (Macnamara, Thode, 1950) и поддерживаемое А. П. Виноградовым (1959—1966 гг.) предположение о тождестве метеоритной серы сульфидов с веществом мантии не может быть ничем подтверждено и само по себе является лишь допущением, вытекающим из определенной космогонической гипотезы.

Не меньшей методической погрешностью является и постулативность заключения о когенетичности базитов и ультрабазитов с заключенными в них сульфидами. Оно основывается лишь на пространственной совмещенности изучавшихся образований и пренебрегает тем, что в действительности вопрос о существовании рудной магмы и процессах ликвации не только не разрешен, но и остро дискуссионен. Впрочем, также не доказаны гипотетически предполагаемые нормы поведения силикатной магмы: ведь область, в которой могут происходить все предполагаемые в ней физико-химические процессы, ограничена настолько непреодолимыми энергетическими барьерами, что возможность их моделирования или хотя бы наблюдения ни в природных, ни в лабораторных условиях пока недостижима.

Возникновение представления о магме как об аналоге вулканических лав относится к тому времени, когда геологи еще не занимались вопросами термодинамики. Только этим объясняется механистическое, но ставшее привычным и именно поэтому не вызывающее недоумения отождествление таких различных по своим термодинамическим параметрам процессов, как появление на поверхности Земли реальных лав и возникновение в ее глубинах гипотетических магм.

Не обсуждая в данном случае недопустимость подобной вульгаризации, необходимо напомнить, что, по геофизическим данным (Горшков,

1958, 1964; Федотов, 1964, 1965), залегание вулканических очагов достигает глубины 50—70 *км*, т. е. на границе верхней мантии и земной коры, но не в самой мантии, а скорее в земной коре. Поэтому, несмотря на то, что, как уже неоднократно отмечалось (Гапеева, 1961, 1964), между вулканическими и магматическими проявлениями ни в коем случае не может быть поставлен знак равенства, изучение продуктов вулканической деятельности представляет исключительный интерес, так как дает возможность хотя бы до некоторой степени приблизиться к познанию геохимических процессов, протекающих на наиболее значительных глубинах земной коры. Для серы это особенно важно потому, что результаты подобных исследований позволили бы судить о динамике геохимического цикла ее изотопов, так как сера в элементарной форме или в различных соединениях с кислородом и водородом обязательно присутствует среди выделений вулканов во всех стадиях их деятельности. Кроме того, если согласиться с получающим все большее распространение представлением о подкоровом происхождении главной массы вулканических продуктов (Горшков, 1964), изучение изотопных вариаций различных соединений вулканической серы могло бы дать наиболее надежную информацию о том, действительно ли изотопный состав эндогенной и предположительно ювенильной серы тождествен с изотопным составом троилитовой серы метеоритов. Одновременно могла бы быть проверена и обоснованность предположения о возможности перемещения вещества из мантии Земли непосредственно на земную поверхность.

К сожалению, вариации изотопных соотношений вулканической серы изучены несравненно менее, чем серы осадочно-биогенного или гидротермально-магматического происхождения.

Наиболее ранние данные о них приведены Сакаи и Нагасава (Sacai 1957; Sacai, Nagasava, 1958), изучавшими особенности изотопного обмена в газообразных эманациях вулканов Японии. Их исследованиями было установлено, что различие в степени обогащения изотопом S^{34} вулканического сероводорода и двуокиси серы, т. е. газообразной SO_2, может достигать 2,3‰.

Несколько позже Рафтером, Капланом и другими было показано, что в Новозеландской вулканической области сера более высокотемпературных фумарол значительно богаче легким изотопом S^{32}, чем сера фумарол низкотемпературных (Rafter et al., 1960; Kaplan et al., 1960). Еще позднее, Стейнером и Рафтером (Steiner, Rafter, 1966) было проведено сопоставление изотопных соотношений серы газопаровых струй Новозеландской вулканической зоны Таупо с изотопным составом серы, сульфатов и сульфидов железа, выпадающих из них на дневной поверхности. Результаты сопоставлений показали, что ни в процессе минералообразования, ни в процессе миграции минералообразующих эндогенных флюидов изотопное фракционирование не происходит.

Сводка данных как собственного систематического изучения вариаций изотопных соотношений разнообразных соединений вулканической серы Курило-Камчатской вулканической области, так и опубликованных данных об изотопном составе серы других вулканических областей земного шара составлена В. И. Виноградовым (1966).

Рассматривая закономерности возникновения установленных эмпирически вариаций изотопных соотношений различных соединений вулканической серы, которые, очевидно, зависят от процессов изотопного фракционирования, автор исходит из предположения, что среди вулканических продуктов должна преобладать ювенильная подкоровая сера, поступающая в вулканические очаги вследствие дегазации мантии. Ее изотопный состав, в соответствии с концепцией А. П. Виноградова и Макнамара и Тода, должен быть близок к изотопному составу троили-

товой серы метеоритов и сохранять относительное постоянство, так как возможность его вариаций вследствие изотопного фракционирования ограничена во времени. Отклонения, которые могут возникнуть вследствие того, что к этой ювенильной сере вместе с метеорными водами, всегда вовлекаемыми в вулканический процесс, может присоединиться и некоторое количество серы, заимствованной из земной коры, претерпевшей изотопное фракционирование и потому в большей или меньшей степени обогащенной тяжелым изотопом S^{34}, очевидно, должны быть ничтожны. Однако оказывается, что изотопный состав вулканической серы не обнаруживает специфических особенностей, присущих только ювенильной сере, и обладает рядом признаков, несовместимых с представлением о ее первичном происхождении. К последним относится широкий разброс изотопных соотношений в каждой группе соединений серы, нередко проявляющийся в пределах отдельных фумарольных полей одной вулканической постройки, повсеместное обогащение тяжелым изотопом S^{34} ее неокисленных сульфатов, присутствие вулканических сульфидов, обогащенных S^{34}, и, наконец, нередко наблюдаемое утяжеление среднего изотопного состава вулканической серы по отношению к сере метеоритного троилита.

Перечисленные особенности вариаций изотопного состава вулканической серы, необъяснимые при предположении о ее ювенильном подкоровом генезисе, легко объяснимы с позиций ее поверхностного происхождения. «При этом критическое рассмотрение возможных причин изотопного фракционирования приводит к выводу, что значительная часть серы могла поступать в вулканический аппарат в виде сульфатов, обогащенных S^{34}» (В. И. Виноградов, 1966, стр. 107).

Заключение о вторичном происхождении вулканических термальных вод и газовых эманаций, основанное на изучении вариаций изотопного состава вулканической серы, не является неожиданным. Вопрос о генезисе этих образований, давно обсуждаемый в специальной литературе, получил однозначное решение благодаря изучению поведения входящих в их состав трития и дейтерия (Craig, and oth., 1956; Иванов, 1960). Более того, на основании результатов специальных гидрогеологических, гидрохимических и геохимических исследований назревает вопрос о пересмотре подкорового происхождения не только серы, но и многих других компонентов вулканической деятельности. Не менее актуален и пересмотр концепций о механизме растворения, концентрации и отложения элементов, переносимых гидротермами (Ольшанский, Иваненко, 1958; Ходаковский, 1966). Подвергается ревизии и вопрос об источниках тепла, необходимых для возникновения и существования гидротерм, так как выясняется, что и области их подземного распространения, и поля выходов на дневную поверхность далеко не всегда обнаруживают непосредственную связь с проявлениями активного вулканизма (Иванов, 1960; Кононов, 1965; Паужетские горячие воды на Камчатке, 1965). Это ограничивает, если не полностью исключает возможность считать силикатные расплавы, порождающие лавы (и идентифицируемые с ними магмы), теми энергетическими и прежде всего тепловыми источниками, которые стимулируют многие геологические процессы, в том числе и образование различных гидротерм.

Более того, поскольку повышение общего геотермического градиента эмпирически доказано не только для вулканически активных, но и для всех вообще областей циркуляций гидротерм, то возникает вопрос о самом характере связи между их возникновением и проявлениями активного вулканизма. Безоговорочно принимаемая генетическая зависимость гидротерм от вулканических (и магматических) очагов, по-видимому, не является таковой. Очевидно, в действительности и возникновение гидротерм, циркулирующих на различных горизонтах земной коры, и

образование вулканических очагов, локализующихся на границе земной коры и верхней мантии, связано между собой лишь парагенетически, общностью стимулирующих их причин. Последними являются подкоровые процессы, реализуемые в земной коре различным образом, в частности, в виде тепловых потоков. В общем случае воздействие подкоровых энергетических импульсов ограничивается повышением геотермического градиента тех участков земной коры, на которые эти импульсы оказывают непосредственное воздействие; естественным следствием этого будет повышение температуры подземных вод, циркулирующих в подобных участках. Значительно реже количество энергии, поступающей из подкоровой области, оказывается настолько значительным, что вызывает разогревание пород вплоть до локального их расплавления, что и приводит к образованию вулканических (или магматических) очагов.

В любом случае земная кора воспринимает из подкоровых горизонтов лишь энергетические импульсы, но не конкретные химические элементы или их соединения и тем более минералы или их агрегаты, т. е. породы, ибо самая возможность существования последних в термодинамических условиях мантии вряд ли вероятна.

Агрегатное состояние вещества подкоровых горизонтов Земли и происходящие в них процессы настолько отличаются от процессов, протекающих в земной коре, что пытаться изучать их или судить о них на основании геофизических и тем более геологических исследований невозможно. Очевидно, к их познанию можно подойти лишь применяя совершенно особые физические или космофизические методы исследования.

Геофизические и геохимические процессы, доступные геологическому изучению, очевидно, не только не опускаются ниже пределов земной коры, но и протекают в ней вполне автономно, так как вещество земной коры пополняется не конкретным веществом мантии, а лишь поступающими из подкоровых глубин энергетическими импульсами. Подобные импульсы могут обусловить одновременное возникновение нескольких геологических процессов, как, например, петрогенезиса и тектогенеза, парагенетический характер связи между которыми отмечался ранее (Гапеева, 1964), или петрогенезиса (вплоть до образования силикатных расплавов) и рудогенеза. Поэтому для отождествления серы сульфидов, выносимых к магматическим очагам с ювенильной подкоровой серой, впервые вовлекаемой в геохимический круговорот, протекающий в земной коре, лишь вследствие иногда возникающего совпадения ее изотопного состава с изотопными соотношениями троилитовой серы метеоритов нет достаточных оснований.

К выявлению несомненно существующих закономерностей в флуктуациях изотопных соотношений серы сульфидов различного генезиса, вероятно, можно будет подойти, лишь отрешившись от предвзятых идей об ее геохимическом цикле, которые вытекают не из эмпирически проверенных фактов, а из общепринятой космогонической гипотезы, и отграничив космофизические преобразования, происходящие в подкоровых оболочках Земли, от геологических процессов, протекающих в ее коре.

SOME PROBLEMS OF PETROGENESIS AND ORE GENESIS BASED ON THE GEOCHEMISTRY OF STABLE SULPHUR ISOTOPES DATA

G. M. GAPEEVA

SUMMARY

The paper presents a crytical review of all the available data on geohemistry and abundant sulphur isotopes in natural, mainly sulfide compounds. The presented data are compared with the petrologic features of the rocks containing those compounds as well as with the peculiarities of precipitating them in mineral-forming solutions. The results obtained are used for a crytical review ef originally proposed by McNamara and Thode supported and developed later by Jensen's and Vinogradov's hypothesis concerning the correlation between petrogenesis and tectogenesis and their dependence on subcrustal processes. Certain corrections are introduced into the fundamental theory of geology because of the evident possibility of suggesting petrogenesis, orogenesis and tectogenesis being related only paragenetically and their autonomic processes taking place in the earth crust. All these processes do not descend lower than the earth crust boundary being due to energy pulses arising from the subcrustal depths without any interference from the mantle matter.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А. П. Изотопные отношения в магматических горных породах.— В кн. «Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. Труды Геохимического симпозиума». Изд-во АН СССР, 1959.

Виноградов А. П., Гриненко Л. Н. О влиянии вмещающих пород на изотопный состав серы рудных сульфидов.— Геохимия, 1964, № 6.

Виноградов А. П., Гриненко Л. Н. Изотопный состав серы медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Норильского района в связи с вопросами их генезиса.— Геохимия, 1966, № 1.

Виноградов В. И. К вопросу о происхождении вулканической серы.— В кн. «Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов». Изд-во «Наука», 1966.

Гапеева Г. М. Методическое значение петрографического анализа горных пород для интерпретации их геологического положения.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1961, № 50.

Гапеева Г. М. О характере связи процессов петрогенезиса и тектогенеза.— В кн. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». Изд-во «Наука», 1964.

Горшков Г. С. Некоторые вопросы теории вулканологии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 11.

Горшков Г. С. Явления вулканизма и верхняя мантия.— В кн. «Химия земной коры». Т. II. Изд-во «Наука», 1964.

Иванов В. В. О происхождении и классификации современных гидротерм.— Геохимия, 1960, № 5.

Кононов В. И. Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. Изд-во «Наука», 1965.

Олт У. Ю. Изотопное фракционирование серы в геохимических процессах.— В кн. «Геохимические исследования». ИЛ, 1961.

Ольшанский Я. И., Иваненко В. В. Механизм переноса веществ при образовании гидротермальных месторождений сульфидов.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 16.

Паужетские горячие воды на Камчатке. Изд-во «Наука», 1965.

Трофимов А. В. Изотопный состав серы в метеоритах и земных объектах.— Докл. АН СССР, 1949, **66**, № 181.

Федотов С. А. О глубинном строении Курило-Камчатской островной дуги.— В кн. «Проблемы вулканизма». Дальневост. книжн. изд-во, 1964.

Федотов С. А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканизм Курило-Камчатской островной дуги по сейсмологическим данным.— В кн. «Тезисы докладов выездной сессии АН СССР на Дальнем Востоке». Хабаровск, 1965.

Ходаковский И. Л. О гидросульфидной форме переноса тяжелых металлов в гидротермальных растворах.— Геохимия, 1966, № 8.
Ault W. Isotopic geochemistry of sulfur. Unpubl. Ph. D. diss. Columbia Univ., 1958.
Ault W. U., Kulp J. L. Sulfur isotopes and ore deposits.— Econ. Geol. 1918, **53**.
Ault W. U., Kulp J. L. Isotopic geochemistry of sulfur.— Geochim. et cosmochim. acta, 1959, **16**.
Craig H., Boato G., White D. E. The isotopic geochemistry of thermal waters.— Proc. 2-nd Conf. Nucl. Processes. Geol. Settings.— Nat. Acad. Sci., Nat. Res., Council, 1956, Publ. 400.
Dechow E., Jensen M. L. Sulfur isotopes of some central African sulfide deposits.— Econ. Geol., 1965, **60**.
Feely H. W., Kulp J. L. The origin of Gulf Coast salt dome sulfur deposits.— Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1957, **41**.
Kaplan et al. Sulfur isotopic variations in nature, pt 8. Application to some biogeochemical problems.— N. Z. J. Sci., 1960, **3**, N 2.
Kulp J. L., Ault W. U., Feely H. W. Sulfur isotope abundances in sulfide minerals.— Econ. Geol., 1956, **51**, N 2.
Macnamara J., Thode H. G. Comparison of the isotopic constitution of terrestrial and meteoritic sulfur.— Phys. Rev., 1950, **78**.
Macnamara J., Thode H. G. The distribution of S^{34} in nature and the origin of native sulphur deposits.— Research, 1951, **4**.
Rafter T. A., Kaplan J. A., Hulston J. R. Sulfur isotopic measurements on sulfur and sulfates in New Zealand geothermal and volcanic areas. Pt 7.— N. Z. J. Sci., 1960, **3**, N 2.
Thode H. G., Macnamara J., Collins C. B. Natural variations in the isotopic content of sulfur and their significance.— Canad. J. Res., ser. B, 1949, **27**.
Thode H. G., Macnamara J., Fleming W. H. Sulphur isotopic in nature and geological and biological time scales.— Geochim. et cosmochim. acta, 1953, **3**, N 5.
Tudge A. P., Thode H. G. Thermodynamic properties of isotopic compounds of sulphur.— Canad. J. Res., ser. B, 1950, **28**.
Sacai H. Fractionation of sulfur isotopes in nature.— Geochim. et cosmochim. acta, 1957, **12**.
Sacai H., Nagasava H. Fractionation of sulfur isotopes in nature — Geochim. et cosmochim. acta, 1958, **15**.
Steiner A., Rafter T. A. Sulfur isotopes in pirite, pyrrothite, alunite, anhydrite from steam wells in the Taupu volcanic zone, New Zealand.— Econ. Geol., 1966, **61**, N 6.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ГЛИН И ОФИТОВ КЕЙПЕРА[1]

Ж. ВИАР, Г. САБАТЬЕ
Лаборатория минералогии естественного факультета, Сорбонна, Париж

Мы рады принять участие в юбилейном сборнике проф. В. С. Соболева, представляя результаты последних экспериментов.

Наблюдаемые в лаборатории изменения в глинистых отложениях позволяют найти обычные ассоциации минералов, которые мы имеем среди глинистых образований кейпера в наших районах, а также в зернистых породах вулканического происхождения, генезис которых до сих пор оставался неясным. Особенно это касается офитов.

Глины кейпера характеризуются высоким содержанием магния и состоят главным образом из смешаннослойного минерала типа корренсита. Состав офитов определяется ассоциацией основного плагиоклаза, пироксена и амфибола.

Настоящая работа отражает результаты исследований, проводившихся в нашей лаборатории в последние годы. Они позволили установить, что в условиях высоких температур и давлений вода играет важную роль в процессах образования и метаморфизма вулканических пород. В частности, полученные результаты по преобразованию глинистых отложений приближают нас к объяснению явления гранитизации (Wyart, Sabatier, 1959 $_{1-2}$).

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Эксперимент проводился в гидротермальных условиях при температуре 300—600° С и давлениях в несколько сот бар, что эквивалентно давлению, создаваемому толщей пород мощностью в несколько тысяч метров. Схема эксперимента в принципе очень проста (рис. 1). К глине, которую предполагалось подвергнуть преобразованию, добавляли определенное количество карбоната магния. Затем глину помещали на дно изготовленной из золота трубки, которую, в свою очередь, помещали в автоклав, изготовленный из жаропрочной стали. Процесс преобразования глины осуществлялся в присутствии воды или в отдельных случаях растворов солей, которые помещали в трубку одновременно с глиной. Затем смесь нагревали до определенной температуры при заданном давлении, которое непосредственно измеряли манометром. При этом учитывали количество присутствующей воды и внутренний объем автоклава. Продолжительность опытов менялась от нескольких дней до двух месяцев.

---

[1] Кейпер — лагунные и континентальные отложения верхнего триаса Западной Европы (см. «Геологический словарь». Т. I. Госгеолтехиздат, 1960).— *Прим. ред.*

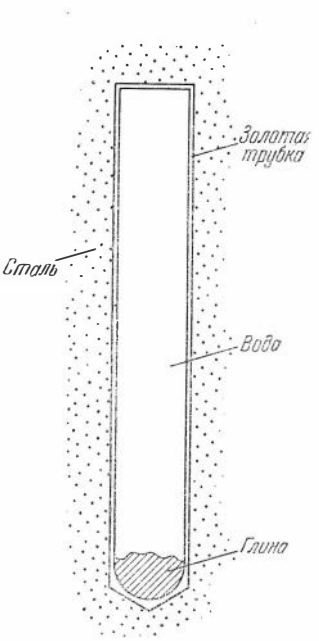


Рис. 1. Схема экспериментальной установки

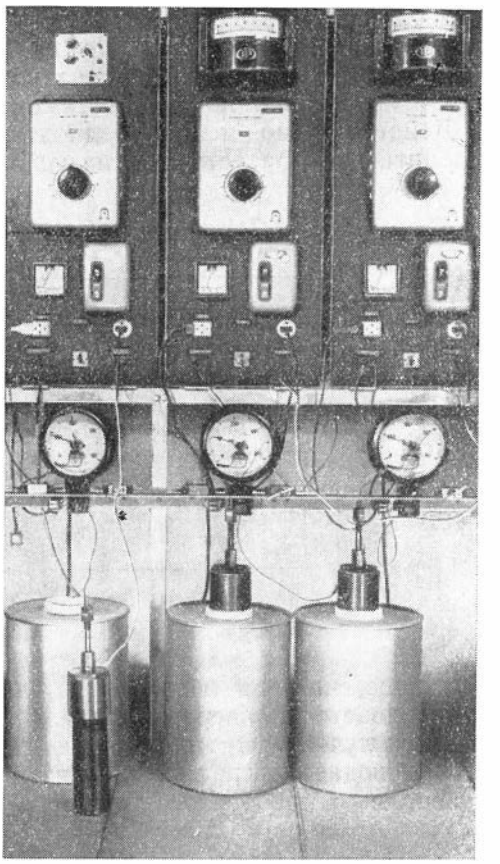


Рис. 2. Установка для гидротермального синтеза, использованная в опытах

На рис. 2 показана одна из установок, которая была сконструирована в лаборатории и использовалась при проведении этих экспериментов. По окончании опыта глину собирали и образовавшиеся в ней различные фазы идентифицировали при помощи обычных минералогических методов: по дифракции рентгеновых лучей, дифференциальным термическим анализом, термовесовым анализом и, наконец, различными химическими определениями, в особенности измерением способности к катионному обмену.

РЕЗУЛЬТАТЫ

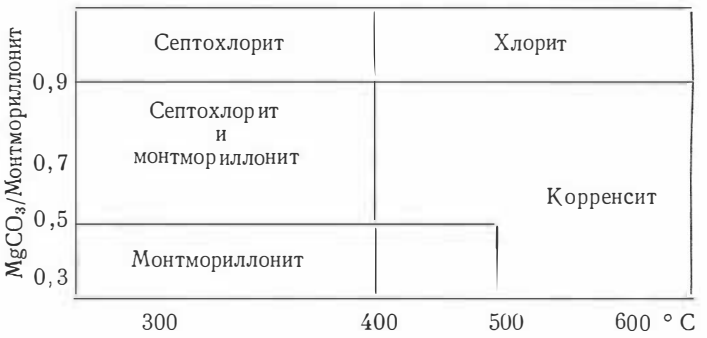
Преобразование монтмориллонита

В наших первых экспериментах мы преследовали цель получить преобразование: монтмориллонит→корренсит→хлорит, которое, как мы могли предположить, наиболее легко реализовать. Исходный продукт, представлявший собой практически чистый монтмориллонит из Камп Берто (Camp Berteau), Марокко, смешивали с переменными количествами $MgCO_3$ и чистой воды. Табл. 1 дает представление о пре-

образованиях, имевших место при тех или иных значениях температуры и соотношении $MgCO_3$ и монтмориллонита.

При самых низких температурах и незначительных добавках $MgCO_3$ монтмориллонит, по-видимому, не подвергался преобразованиям. Действительно, исходная диоктаэдрическая модификация монтмориллонита преобразуется в этих условиях в его триоктаэдрическую мо-

Таблица 1. **Преобразования септохлорита и монтмориллонита**



дификацию, которая обычна для глин кейпера. Это преобразование обнаруживается по перемещению линии 060 на дифрактограмме рентгеновских лучей, что хорошо видно из рис. 3. Здесь наряду с новой линией наблюдается линия исходного монтмориллонита, что обусловлено его неполным преобразованием.

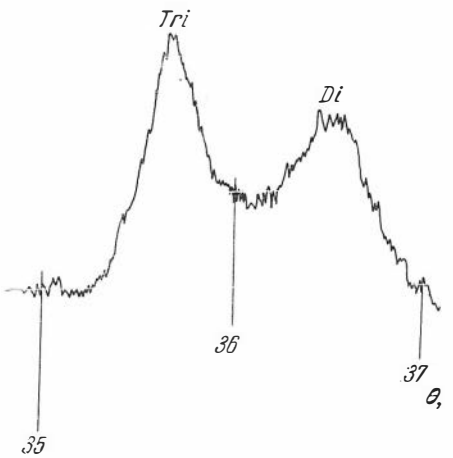


Рис. 3. Смещение линии (060) при преобразовании исходного диоктаэдрического монтмориллонита в триоктаэдрический монтмориллонит. Излучение КαCo

В присутствии более значительных количеств $MgCO_3$ и при той же низкой температуре образуется септохлорит. Наконец, при температурах выше 400° в результате преобразований возникают корренсит и хлорит, которые диагностируются с уверенностью. Корренсит, впервые полученный в лабораторных условиях, имеет достаточно высокую степень кристалличности, в чем мы убеждаемся по наличию значительного числа индецированных отражений на дифрактограмме рентгеновских лучей (рис. 4). То же относится и к хлориту.

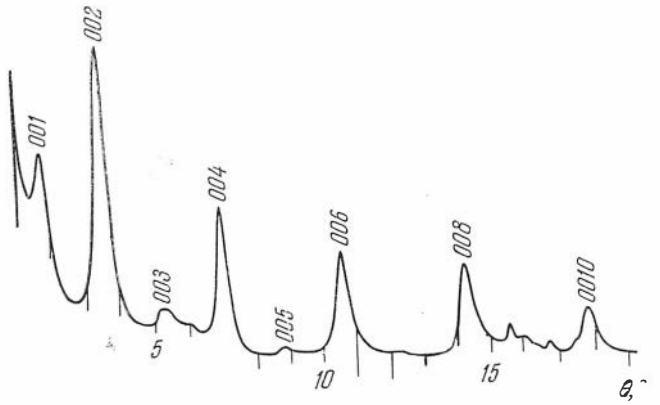
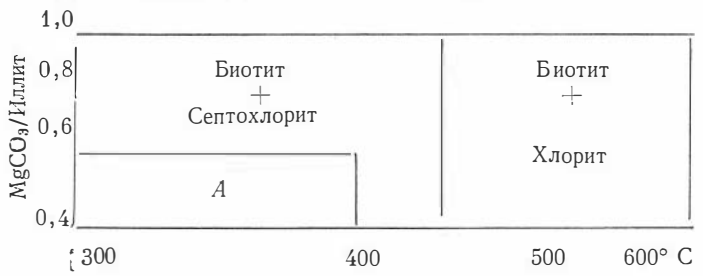


Рис 4. Дифрактограмма ориентированной плоскости корренсита, показывающая десять максимумов отражения (001). Излучение $K\alpha C_0$

Преобразования иллита

Те же самые эксперименты были повторены с иллитом из Брив-Харенсак (Brives-Charensac) близ Ле-Пюи (департамент Верхняя Луара), отличавшимся исключительной чистотой. Табл. 2 отражает происшедшие при этом преобразования.

Таблица 2. **Изменение иллита в зависимости от температуры и добавок $MgCO_3$ в присутствии чистой воды**



В зоне *A* нет ясно выраженной раскристаллизации.

При низких температурах и небольших примесях магния глина разрушается без ясно выраженной перекристаллизации даже при продолжительности опыта порядка одного месяца. При более высоких температурах фактом, заслуживающим наибольшего внимания, является устойчивость глины типа слюды, аналогичной исходной глине, но сразу же преобразованной в триоктаэдрическую модификацию (биотит). В зависимости от температуры к этому минералу присоединялись септохлорит или настоящий хлорит. То же происходит при внесении в иллит калия; при этом стабилизируются структуры с межплоскостными расстояниями в 10 Å и блокируется их преобразование.

С целью проверки приведенных выше результатов были предприняты повторные опыты, в которых чистая вода, в присутствии которой проводились предыдущие опыты, была заменена разбавленным раствором $CaCl_2$. Можно было ожидать, что в этих условиях калий вместо того, чтобы оставаться связанным с глиной, при обмене ионов перейдет в раствор и, таким образом, прекратит блокирование преобразования глины. Как видно из табл. 3, опыт подтвердил сделанное предположение.

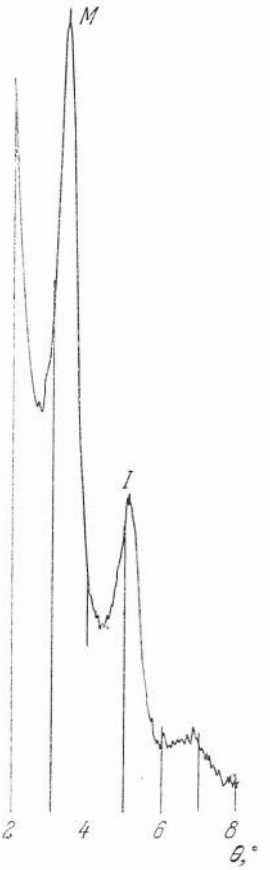


Рис. 5. Частичное преобразование иллита (*I*) в монтмориллонит (*M*). Ориентированная плоскость. Излучение $K\alpha Co$

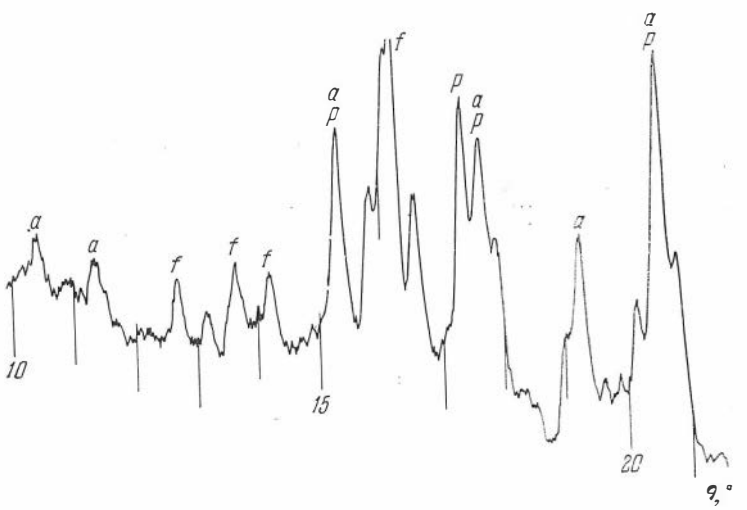


Рис. 6. Дифрактограмма продукта преобразования монтмориллонита при 600° С, в присутствии доломита, отношение массы которого к массе монтмориллонита составляло 0,57, излучение $K\alpha C_0$

a — амфибол; *f* — плагиоклаз; *p* — пироксен

В зависимости от той или иной температуры иллит всегда преобразуется в монтмориллонит либо в корренсит. Рис. 5 представляет собой дифрактограмму ориентированной плоскости иллита в области малых углов Брегга. Он иллюстрирует имевшее место при определенных условиях частичное преобразование иллита в монтмориллонит. Здесь наряду с линией, примерно отвечающей 10 Å и принадлежащей иллиту, появляется линия, соответствующая 15 Å и принадлежащая монтмориллониту.

Таблица 3. **Преобразование иллита в зависимости от температуры и соотношения $MgCO_3$ и иллита в присутствии разбавленного раствора $CaCl_2$ (2 г/л)**

$MgCO_3$/Иллит			
0,4	*A*	Монтмориллонит триоктаэдрический	Корренсит
0,3			
	300	400	500 600°C

В зоне *A* нет ясно выраженной раскристаллизации.

Воспроизведение минеральной ассоциации, отвечающей офитам

С глиной кейпера часто ассоциируют офиты — породы вулканического происхождения, состоящие из основного плагиоклаза, пироксена и амфибола. Хотя офиты наиболее часто рассматриваются как вулканогенные породы, нигде не наблюдались признаки их внедрения. Поэтому иногда высказываются мнения о метаморфическом генезисе этих пород.

Представлялось интересным воспроизвести и изучить ассоциацию минералов, соответствующую офитам, при преобразовании глин в условиях тех же температур и давлений, которые использовались в предыдущих опытах. Значительное количество минералов кальция, присутствующих в офитах, указывает на то, что для соответствующих преобразований необходимо часть магния заменить кальцием. Несколько опытов было поставлено при реакции монтмориллонита из Камп Берто с доломитом $CaMg(CO_3)_2$. Когда отношение массы доломита к массе монтмориллонита составляло от 0,30 до 0,90, исходная глина не преобразовалась в другие глинистые минералы, как в остальных опытах. Вместо них широко развивались плагиоклаз, пироксен, амфибол, причем количественные соотношения этих минералов зависели от соотношения доломита и монтмориллонита. На рис. 6 приведена дифрактограмма продуктов этого преобразования, на которой можно различить ряд важнейших линий, принадлежащих плагиоклазу, пироксену и амфиболу. Наиболее интенсивно реакция с образованием этих минералов проходила при 400° С.

ВЫВОДЫ

Проведенные эксперименты позволили воспроизвести важнейшие глинистые минералы отложений кейпера наших районов: триоктаэдрический монтмориллонит, корренсит и хлорит. Эксперименты показали, что эти минералы при благоприятных химических условиях могут быть получены из наиболее обычного глинистого материала — иллита. При этом были уточнены наиболее благоприятные химические условия таких преобразований, а именно: значительный привнос магния; вынос из иллита калия, присутствие которого стабилизирует структуры типа

биотита, а также незначительная концентрация кальция. Если это последнее условие не выполнено, то в процессе преобразования иллита возникает новая ассоциация минералов, представленная плагиоклазом, пироксеном и амфиболом и отвечающая по своему составу офитам.

REPRODUCTION DES ARGILLES ET DES OPHITES DU KEUPER

J. WYART, G. SABATIER

RÈSUME

Reproduction, par voie hydrothermale, des phyllites interstratifiees, comme la corrensite, et des ophites, roches grenues, que l'on trouve associees dans le keuper.

ЛИТЕРАТУРА

Wyart J., Sabatier G. Compt. Rend. Acad. sci., 1959_1, t. 248, p. 3371—3374.
Wyart J., Sabatier G. Bull. Soc. franc. mineral et cristallogr., 1959_2, t. 82, p. 201—210.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ СИНТЕЗ В СИСТЕМАХ ГАЛЛУАЗИТ И КАОЛИНИТ+ХЛОРИДЫ K, Na, Ca, Mg ПОД ДАВЛЕНИЕМ

В. А. ФРАНК-КАМЕНЕЦКИЙ, Н. В. КОТОВ, Э. А. ГОЙЛО
Ленинградский государственный университет

ВВЕДЕНИЕ

Изучение процесса эпигенеза и начального метаморфизма осадочных отложений за последнее время привлекает все более широкий круг исследователей (Карпова, Шевякова, 1965; Коссовская, Шутов, 1956, 1963; Логвиненко, 1957; Шутов, Долматова, 1961; Копелиович, 1965 и др.), но лишь сравнительно немногие экспериментальные работы поставлены для их систематического моделирования. Главным образом изучалось образование фаз в «чистых» системах, когда давление создавалось парами дистиллированной воды, а исходными материалами служили алюмосиликатные гели или стерилизованные минералы (Roy, Osborn, 1954; Winkler, 1964 и др.). Подчеркивая большое значение работ данного типа для познания физико-химических равновесий в изучаемых системах, следует отметить, что при перенесении их результатов на природные процессы необходимо учитывать различный характер исходных материалов для синтеза в природе и автоклавах. Последнее было принято во внимание при постановке настоящих экспериментов.

Изучение влияния различных типов давления — стрессового, квазигидростатического и гидростатического при небольших температурах на структуры глинистых минералов позволило нам ранее установить (Гойло и др., 1966; Frank-Kamenetzkiy et al., 1966), что степень совершенства структуры каолинита и распределение межпакетной влаги в галлуазите существенно зависят от типа давления. Естественно, этот вывод справедлив лишь для условий варьирующих температур и давлений, что накладывает определенные ограничения на возможность сопоставления экспериментально наблюдаемых и природных процессов. Если обратиться к последним, то очевидно, что ход минеральных преобразований зависит как от свойств исходных веществ, так и от активности сред, реакционная способность которых будет меняться в условиях различных температур и давлений.

Нам казалось перспективным экспериментально изучить влияние минерализованных растворов при повышенных температурах и давлении на структурные и фазовые превращения минералов глин как чувствительных индикаторов изменения физико-химических параметров метаморфизма. При выборе исходных минералов принимались во внимание особенности их кристаллохимического строения (общность строительных единиц: Si—O и Al—O, OH-сеток и наличие различной природы связи), повсеместная распространенность, а также то, что главные разновидности глинистых минералов ко времени эпигенеза и начального метаморфизма уже созданы предыдущими процессами (в ходе син- и диагенеза). Эти минералы контактируют с минерализованными поровыми растворами и в такой обстановке подвергаются действию повышенных температур и давлений.

Выбраны сравнительно простые системы и условия синтеза: рассматривались фазовые превращения сходных по составу, но различных по структуре каолинита (Просяновское месторождение, УССР) и галлуазита (Михачевцы, ЧССР) под давлением паров воды с добавками хлоридов K, Na, Ca, Mg при небольших температурах и коротких экспозициях опытов, которые были специально выбраны для установления наиболее быстро образующихся, но не обязательно стабильных последовательных ассоциаций фаз, участвующих в реакциях изучаемых систем. Это дает возможность проследить пути формирования стабильных минеральных ансамблей, наиболее близко отвечающих природным. Сведения о фазах, синтезируемых при более длительных экспозициях и в усложненных системах, будут представлены в дальнейшем.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Для создания гидротермальных условий использовали автоклавы с холодным затвором — модифицированная конструкция аппарата Таттла (Tuttle, 1948). Исходные образцы смешивали с хлоридами K, Na, Ca, Mg и помещали в плотно закрытые крышками платиновые ампулы. Рабочий режим был стандартным для всех опытов: экспозиция 3 *час*, P_{H_2O} =900 (±25) *кГ/см*², T = =100—500° (±10° C) с закалкой (~5 *мин*) и последующим снятием давления. После опытов образцы тщательно отмывали от контролируемого избытка растворимых солей и исследовали рентгеновски и электронномикроскопически. Наиболее эффектные результаты для массовых исследований малых количеств порошка давал рентгеновский метод. Съемку проводили на дифрактометре ДРОН-1 в режиме: CuKα; Ni-фильтр; щели 0,5× ×1,0×0,25; 35 *kv*; 10 μ*a*; сцинциляционный счетчик, скорость счетчика 2 *град/мин*; постоянная времени 2 *сек*; вращение в плоскости образца 60 *об/мин*. Снимали препараты, осажденные на стекло из спиртовой суспензии. Быстрое испарение спирта препятствовало сильной ориентации частиц, что позволяло получать на дифрактограммах, кроме базальных пиков 00*l*, пики *hkl* (где h, k, l= =0, 1, 2..), необходимые в установлении ди-триоктаэдричности и политипии слюд. Для диагностики разбухающего компонента образцы пропитывались

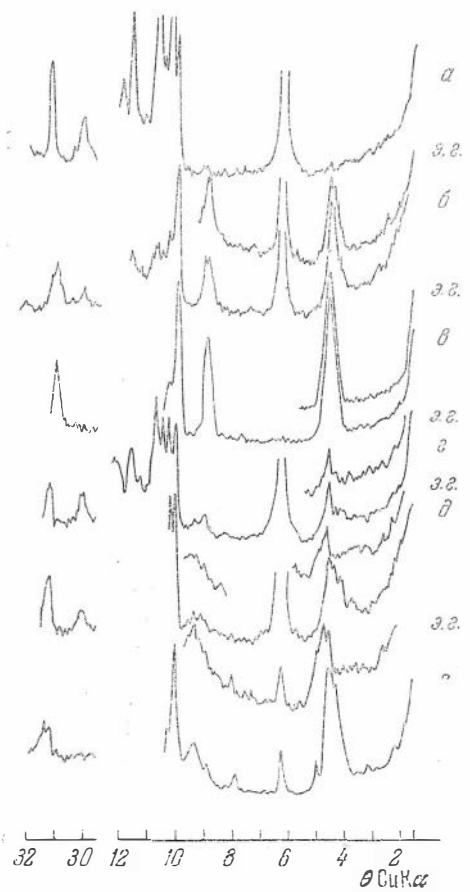


Рис. 1. Дифрактограммы продуктов синтеза в системах каолинит+хлориды K и Na+ +H_2O(P_{H_2O}) =900 *кГ/см*²; 3 *час*)

а — исходный каолинит; *б* — каолинит+KCl+H_2O, T=400° C; *в* — то же, T=490° C; *г* — каолинит+ +NaCl+H_2O, T=390° C; *д* — то же, T=440° C; *е* — то же, T=490° C

этилен-гликолем (э. г.); структурные особенности синтезированных разбухающих фаз будут уточняться в дальнейшем.

Существенную дополнительную информацию при исследовании как исходных, так и полученных в условиях опытов продуктов давала электронная микроскопия, которая в сочетании с микродифракцией позволяла диагностировать и определять взаимоотношение фаз, форму и размер частиц, фиксировать начало изменения исходных продуктов и изучать псевдоморфозы новообразуемых фаз по исходным. Образцы, осажденные на угольные пленки, снимались на микроскопе УМ-6 в лаборатории электронографии ВСЕГЕИ В. А. Шитовым.

Рентгеновский анализ исходных образцов каолинита и галлуазита показал (рис. 1, *а*; 4, *а*), что они являются почти мономинеральными с незначительной примесью кварца в обоих и слюды в каолините. На электронномикроскопических снимках зерна каолинита (см. рис. 9, *1*) представлены главным образом обломками (поперечник 4500 Å), местами с ограничениями под углом 120°; в небольшом количестве присутствуют пластинки слюды. Для галлуазита (см. рис. 9, *2*) отмечаются характерные формы «трубок» и брусков, встречаются пластинчатые индивиды. Употреблявшиеся соли — хлориды K, Na, Ca, Mg — отличались повышенной степенью чистоты.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ (ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОВЕДЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ ОТРАЖЕНЫ В ТАБЛИЦЕ)

КАОЛИНИТ + ХЛОРИДЫ K, Na, Ca, Mg + H_2O

Каолинит + KCl + H_2O. Продукты опыта при 290° сохранили основные черты каолинита, хотя общая дифракционная картина по сравнению с исход. ной была несколько ослаблена, а базальные рефлексы усилены. Новообразования обнаруживаются в продуктах опытов, проведеиных при 400 °С (см-рис. 1, *б*): появляется фаза с асимметричным распределением интенсивности по профилю[1] $d'_{001} = 10{,}13$ Å; $d'_{002} = 5{,}0$ Å и $d_{060} = 1{,}500$ Å. При насыщении э. г. слабые смещения $d'_{001} \rightarrow 9{,}95$ Å и $d'_{002} \rightarrow 4{,}99$ Å (см. рис. 1, *б*) позволяют определить новообразование как смешаннослойную фазу, где кроме доминирующей слюдяной содержится небольшое количество монтмориллонитовой составляющей[2]. Асимметрия пика d'_{001}, вероятно, свидетельствует о непрерывной серии смешаннослойных образований с изменяющимся относительным содержанием разбухающего и неразбухающего компонентов. Наряду с новообразованиями в продукте опыта сохраняется незначительное количество каолинита, несколько уплотненного по c^* ($d_{001} = 7{,}12$ Å) в отличие от исходного ($d_{001} = 7{,}14$ Å).

На дифрактограмме продуктов опыта, проведенного при 490° С (см. рис. 1, *в*), присутствуют пики, характерные для слюдяной фазы мусковитового типа: $d_{001} = 9{,}99$ Å; $d_{002} = 4{,}99$ Å; $d_{060} = 1{,}495$ Å, модификация 1M : 3,65; 3,33; 3,05; 2,90; 2,67Å. При насыщении образца э. г. (см. рис. 1, *в*) максимумы (002) заметно не смещаются. При увеличении температуры опыта от 400 до 490° С наряду со сжатием структуры по c^* от 10,3 до 9,99 Å устанавливается незначительное сокращение d_{060} от 1,500 до 1,495 Å, что свидетельствует о синтезе слюды с более совершенной структурой.

---

[1] d^1 — межплоскостное расстояние для неупорядоченных смешаннослойных фаз.

[2] Стрелками показано смещение пиков при насыщении образцов этилен-гликолем (э. г.)

Результаты проведенных опытов (P_{H_2O}=900 *кг/см²*, T=190—490°С, экспозиция 3 *час*)

T,°С	Добавки хлоридов	Каолинит			Галлуазит		
		рентгеновские данные, Å	электронномикроскопические данные	направленность процесса	рентгеновские данные, Å	электронномикроскопические данные	направленность процесса
190—290	Для всех добавок	Незначительное ослабление всей дифракционной картины с усилением рефлексов 00l	Оформление частиц гексагонального габитуса, измельчение	Перекристаллизация	Усиление рефлексов 00l с сокращением по c^* от 7,40 до 7,15. Появление триплета 020—110—111 вместо интенсивного пика 020	Разворачивание трубок; смена картины вращения по «в» точечной гексагональной	Галлуазит→метагаллуазит→каолинит с сохранением разупорядоченности в плоскости базиса
400	K	э.г. d'_{001}=10,13→9,95; d_{060}=1,500	Появление таблитчатой слюды	Неупорядоченный смешаннослойный, слюда-монтмориллонит→мусковит 1M	э.г. d'_{001}=10,35→10,20 d'_{001}=10,18; d_{060}=1,495	Тонкозернистая таблитчатая слюда	Неупорядоченный смешаннослойный, слюда-монтмориллонит→мусковит 1Md
490		d_{001}=9,99; d_{060}=1,495					
390	Na	d_{001}=9,9; d'_{001}=11,0	Замещение каолинита монтмориллонитом. Микродифракция от новообразований—обычно диффузные кольца, наложенные на дискретную картину	Неупорядоченный смешаннослойный, слюда-монтмориллонит→браммалит	—		
440		э.г. d_{001}=9,91—10,9→9,8—9,0+ +12,2; 13,5			э.г. d'_{001}=10,37→9,30+ +15,2; d_{060}=1,483		
490		э.г. d'_{001}=10,0—10,5→9,5; d_{060}=1,481			—	То же, что и для каолинита, но с образованием большего количества разбухающих фаз	
390	Mg	Изменений не отмечается	Слабая монтмориллонитизация. Диффузные кольца монтмориллонита в краевых частях гексагонов каолинита	Монтмориллонитизация каолинита с образованием смешаннослойных, частично упорядоченных фаз, изменение ди-триоктаэдричности	d_{001}=13,9		
440		—	—		—		
490		э.г. d_{001}=13,8→16,5; d/h=15,7; d_{060}=1,49; 1,52—1,54	Псевдоморфозы монтмориллонита по каолиниту				

Таблица (продолжение)

$T°$, С	Добавки хлоридов	Каолинит			Галлуазит		
		рентгеновские данные	электронномикроскопические данные	направленность процесса	рентгеновские данные, Å	электронномикроскопические данные	направленность процесса
400	Ca	$d'_{001}=12-\overset{э.г.}{14,0}\rightarrow 18,0$; $\overset{э.г.}{21,0}\rightarrow 23,4$	То же	Образование монтмориллонита и смешаннослойных упорядоченных фаз	$d'_{001}=12,1$		
490		$d'_{001}=12,7\rightarrow\overset{э.г.}{16,9}$; $\overset{э.г.}{23,2}\rightarrow 26,8$; $d_{060}=1,480$	Микродифракция новообразований—наложение диффузных колец монтмориллонита на точечную гексагональную картину слюдоподобной фазы		$d_{001}=\overset{э.г.}{13,2}\rightarrow 16,7$; $d_{001}=\overset{э.г.}{22,9}\rightarrow 26,1$; $d_{060}=1,485$		

Примечание. В опытах при $T=490°$ С с добавками хлоридов Na, Ca и Mg, где образуется монтмориллонит, синтезируются сопутствующие высокоглиноземистые фазы: андалузитоподобная (характерный пик $d/h=5,57$ Å) и гидральсит (8,87—9,0 Å).

В электронномикроскопическом препарате продуктов опыта, проведенного при 190° С, присутствуют гексагоны каолинита меньшего размера, чем в исходном материале, т. е. ясно устанавливается перекристаллизация последнего. При температуре 400° С на фоне перекристаллизованного каолинита иногда отмечаются довольно толстые по c^* гексагоны (~3500 Å в поперечнике), обычно со сквозными отверстиями в центре, и очень мелкие чешуйки слюды (до 3000 Å) с ограничениями под углами 90 и 120° (см. рис. 9, 3). При 490° основная масса — слюдяная фаза. Бесформенные кристаллы с поперечником ~3000 Å имеют резкие контуры, иногда удлиненную форму. Изредка видны реликты чешуек каолинита гексагонального габитуса. Микродифракция от чешуек слюды — типичная гексагональная базоцентрированная сетка; гексагоны со сквозными отверстиями имеют картину вращения по c^*.

Таким образом, в интервале температур 400—490° С каолинит под давлением паров воды неустойчив и реагирует с KCl, образуя неупорядоченные смешаннослойные фазы: монтмориллонит→слюда с содержанием разбухающего компонента на $l>10\%$.

Каолинит + NaCl + H_2O. Появление трехслойных фаз отмечается при температуре 390 °С. На дифрактограмме (см. рис. 1, *г*) вырисовываются максимумы слюды $d_{001}=9,9$ Å и неупорядоченной смешаннослойной фазы: слюда-монтмориллонит $d'_{001}=11$ Å. С увеличением температуры до 440—490 °С относительное количество неразбухающего компонента в смешаннослойной фазе значительно возрастает. Так, на дифрактограмме продукта, полученного при 440 °С (см. рис. 1, *д*), отчетливо выявляется асимметрич-

ный со стороны малых θ^0 пик d'_{001} = 9,95—10,9 Å (d'_{002} = 4,65 — 4,76: 4,95 Å), который при насыщении образца э. г. (см. рис. 1, *д*) становится асимметричным со стороны больших θ^0 — d'_{001} = 9,0 — 9,8 Å (d'_{002} = 4,70 и 4,95 Å) с обособлением максимума с d'_{001} = 12,23 Å (смешаннослойная фаза монтмориллонит-гидрослюда). Наличие пика с d_{001} = 13,5 Å свидетельствует об образовании самостоятельной фазы Na-монтмориллонита.

Для продуктов опытов при 490 °С, по сравнению с полученными при 440 °С (сравнить рис. 1, *е* и 1, *д*), отмечается усиление: d'_{001} = 10,02 и 10,49 Å (d'_{002} = 4,75 и 4,95 Å) со смещением центра тяжести при пропитывании образца э. г. в сторону больших θ к d'_{001} = 9,5 Å (см. рис. 1, *е*), что свидетельствует о присутствии смешаннослойных фаз, сложенных различным относительным содержанием разбухающей (монтмориллонит) и неразбухающей (слюда) составляющих. В зависимости от температуры для новообразованных фаз наблюдается изменение положения d_{060}: так, фазы, синтезируемые при 440—390 °С, характеризуются d_{060} = 1,485 Å (как и у исходного каолинита), а при 490 °С — расширенным максимумом со средним положением ~ 1,481 Å. Во всем интервале температур остается не окончательно прореагировавший каолинит, перекристаллизованный и несколько уплотненный с d_{001} = 7,12 Å. Максимумы 5,57 и 9,0 Å, отмечаемые для опыта при T = 490 °С, вероятно, могут быть отнесены к андалузиту и гидральситу соответственно.

На электронных снимках продуктов опытов, поставленных при 390—490° С, повсеместно отмечаются крупные зерна исходного каолинита, обросшие по краям новой фазой (см. рис. 9, *5*). Изучение микродифракций отдельных кристаллов показало, что гексагоны каолинита неоднородны (см. рис. 9, 11). В краевой части кристалла рефлексы расширены и появляются диффузные кольца, отвечающие монтмориллониту (вероятно, бейделлиту), тогда как центральная часть еще сохраняет дискретную картину несколько деформированного исходного каолинита. Изменение в микродифракционной картине от дискретной к диффузной отмечается также для новообразованной тонкозернистой слюды. Возможно, именно этой неоднородностью кристаллов слюды объясняется асимметричное распределение интенсивности по профилю d'_{001} (см. рис. 1, *д*, *е*).

К а о л и н и т + $MgCl_2$ + H_2O. На дифрактограмме продуктов, полученных при 390° С, не отмечается каких-либо новообразований (рис. 2, *а*). При 490° С (см. рис. 2, *б*) получены фазы: первая — с сильным рефлексом d_{001} = 13,76 Å (первый порядок), 4,68 Å (третий порядок); вторая — d/h = 15,71 Å (первый порядок) и 7,81 Å (второй порядок). После насыщения образца э. г. (см. рис. 2, *б*) появляются отражения 16,54; 8,0 и 5,56 Å, что свидетельствует о различной степени разбухаемости синтезированных фаз. Можно предположить, что такое поведение первой фазы при насыщении э. г. обусловлено наличием структурных единиц, по природе близких к вермикулитовым или хлоритовым. Вторая фаза (с d/h = 15, 71 Å), согласно предварительным данным опытов с большими выдержками (при прочих одинаковых условиях), где она проявлена лучше, характеризуется d_{001} = 28,4 Å и может быть интерпретирована как частично упорядоченное смешаннослойное образование с чередованием двух составляющих: хлоритовой (1 ед.) и монтмориллонитовой или вермикулитовой (1 ед). В области пика (060) имеются два асимметричных максимума: 1,490 и 1,52—1,54 Å, что отвечает изменяющейся ди-триоктаэдричности синтезированных фаз. Фазы, характеризующиеся отражениями 8,84 и 5,5 Å, вероятно, датируют образование гидральсита и андалузитоподобной фазы. Исходного, не полностью прореагировавшего каолинита остается довольно много.

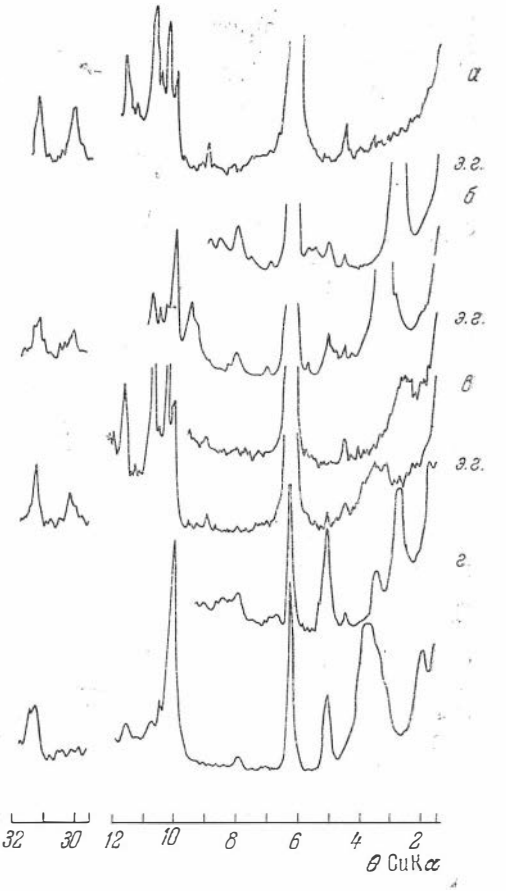


Рис. 2. Дифрактограммы продуктов синтеза в системах каолинит+хлориды Mg и Ca+ $+H_2O$ (P_{H_2O} =900 *кГ/см*²; 3 *час*)

а — каолинит+$MgCl_2+H_2O$, T=390° С; *б* — то же, T=490° С; *в* — каолинит+$CaCl_2+H_2O$, T=390° С; *г* — то же, T=490° С

На электронномикроскопических снимках продуктов, полученных при 390° С, отмечается перекристаллизация каолинита — оформляются частицы с гексагональными очертаниями. Микродифракцией установлено наличие диффузных колец, фиксирующих начало монтмориллонитизации чешуек каолинита. При 490° С (см. рис 9, *7*) все зерна с расплывчатыми очертаниями имеют дифракционную картину монтмориллонита, хотя часто сохраняется их первоначальный гексагональный габитус (псевдоморфозы, см. рис. 9, *12*). Встречаются удлиненные щетковидные пластинки гидральсита и копьевидные кристаллы андалузита с характерной спайностью по 110 и срастаниями по 011. Микродифракция от таких срастаний — типичная прямоугольная сетка с c^*=5,70 Å (см. рис. 9, *13*).

Представляет интерес эволюция формы исходного каолинита при таких замещениях. В начале процесса отмечается образование трещин в некоторых гексагональных кристаллах, распространяющихся по направлениям 010 и 110 (см. рис. 9, *14, 15*). При интенсивной монтмориллонитизации часто выявляются фрагменты в виде сектора, соответствующего $^1/_6$ гексагона (см. рис. 9, *12*). Это связано либо с проявлением первичной блоковой структуры роста исходного каолинита, либо с разделением чешуек на блоки при разрешении напряжений, образовавшихся в результате деформации кристалла с краев в ходе замещения монтмориллонитом.

Каолинит+$CaCl_2+H_2O$. Появление новых фаз отмечается при температуре 390° С (см. рис. 2,*в*). На дифрактограммах характерные максимумы (широкий d_{001}=11,6—14,1Å, в среднем 12,76Å и d'_{001}=21Å) при насыщении образца э.г. смещаются в сторону малых θ° к 18,0 и 23,4Å соответственно. Это свидетельствует о синтезе неупорядоченной и упорядоченной смешаннослойной фаз с переслаиванием слюдоподобных и монтмориллонитовых элементов.

В продуктах опыта, проведенного при 490° С, появление новых дифракционных максимумов фиксирует следующие новообразования (см. рис. 2, *г*): d_{001}=12,7Å — монтмориллонит, d_{001}=23,2Å — упорядоченная смешаннослойная фаза с переслаиванием, вероятно, 10 и 13Å (d/h=8,85 и 5,57Å), что отвечает гидральситу и андалузитоподобной фазе соответственно. При пропитывании образца э.г. (см. рис. 2, *г*): d/h=23,2→26,8; 13,2; 8,84; 6,60; 5,28Å (что соответствует 1, 2, 3, 4, 5 порядкам), а d/h= =12,7→16,92; 8,48; 5,57Å (1, 2, 3 базальные пики соответственно). Таким образом, устанавливаются два типа главных синтетических фаз:

1) монтоморилонит; 2) упорядоченная смешаннослойная фаза слюда — монтмориллонит. Интересно, что значение d_{060} для новообразований грехслойных Са-содержащих фаз уменьшается (d_{060}=1,485—1,480Å) в отличие от того, что отмечалось для фаз, полученных с добавками KCl (d_{060}=1,495Å). Это, вероятно, объясняется более сильным влиянием Са по сравнение с К на структуру слюдистых фаз в плоскости базиса. Неполностью прореагировавший каолинит с некоторым уплотнением структуры по c^* (d_{001}=7,12Å) остается во всех опытах.

Электронномикроскопические и микродифракционные наблюдения подтверждают выводы о характере фазовых превращений, прослеженных рентгеновским анализом. Уже при 390° С происходила слабая монтмориллонитизация каолинита. Так, кристаллы с расплывчатым контуром характеризуются дискретной микродифракционной монокристальной картиной, осложненной диффузными кольцами, отвечающими монтмориллониту. Среди неправильных по форме чешуек исходного каолинита чаще отмечаются пластинки с гексагональными очертаниями. В продуктах опытов, полученных при 490° С (см. рис. 9,*9*), по форме кристаллов хорошо различаются четыре фазы: 1) фаза типа монтмориллонита с характерными псевдоморфозами по каолиниту (хорошие гексагоны с несколько расплывчатыми контурами дают типичную монтмориллонитовую микродифракционную картину, причем в центре иногда отмечается дискретная картина еще не полностью замещенного каолинита); 2) каолинит, сохраняющийся в небольшом количестве в виде кристаллов с гексагональными очертаниями; 3) копьевидные кристаллы андалузита, часто сростки с утолщением в центре зерен; 4) гидраргиллит с кристаллами щепковидной формы.

ГАЛЛУАЗИТ + ХЛОРИДЫ K, Na, Ca, Mg + H_2O

Галлуазит + KCl + H_2O. В опытах, проведенных при T = 190—290 °С, наблюдаемые изменения связаны в основном лишь со структурными превращениями галлуазита в метагаллуазит и отчасти в каолинит, что сопровождается на дифрактограммах смещением и усилением базальных отражений $00l$, а также разрешением триплета 020—1$\bar{1}$0—1$\bar{1}\bar{1}$ (рис. 3, *а*—*в*). Для продуктов, полученных при 400 °С (рис. 4, *б*), характерны следующие главные дифракционные максимумы: d'_{001} = 10,35 Å и широкий пик d'_{002} = 5,00 Å, осложненный дополнительными максимумами 4,90; 5,01; 5,10 Å. При насыщении образца э. г. отмечаются смещения: d'_{001} = 10,35 → 10,20 Å и d'_{002} = 5,00 → → 4,91 Å (см. рис. 4, *б*). Иррациональность базальных отражений свидетельствует о присутствии неупорядоченного смешаннослойного образования, вероятно, типа монтмориллонит—слюда.

При 490 °С образуется неупорядоченная смешаннослойная фаза слюда—монтмориллонит с асимметричным профилем d'_{001} = 10,18 Å; d'_{002} = 5,01 Å; d_{060} = 1,495 Å (см. рис. 4, *в*). Незначительное смещение d'_{00l} после насыщения э. г. свидетельствует о том, что монтмориллонитовая составляющая присутствует в незначительном количестве. Судя по проявлению на дифрактограмме интенсивных симметричных рефлексов 0 kl: 3,34; 2,56 Å и асимметричных полос hkl: 3,65; 3,05Å, политипная модификация слюды ближе к 1 Md, чем к 1M, в отличие от того, что наблюдалось при тех же условиях в опытах с каолинитом. В целом при рассмотрении рентгеновских данных отчетливо устанавливается, что по галлуазиту в сравнении с каолинитом образуется большее количество монтмориллонита. Структура синтезированной слюды несовершеннее; величина I_{020}/I_{001} больше у новообразованных фаз.

На электронномикроскопических снимках продуктов опытов, проведенных при 190—290° С, наблюдается много частиц трубчатой и бруско-

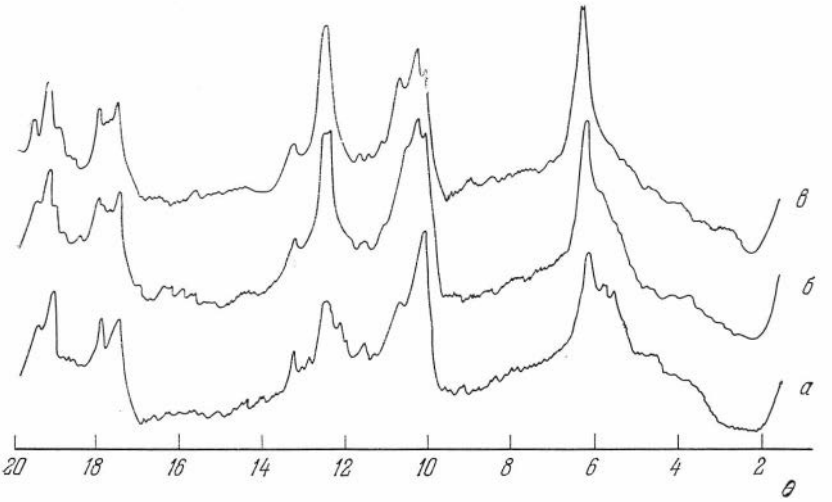


Рис. 3. Дифрактограммы продуктов синтеза в системе галлуазит+KCl+$+H_2O$ (P_{H_2O}=900 *кГ/см²*; 3 *час*)

а — исходный галлуазит; *б* — галлуазит+KCl+H_2O, T=190° С; *в* — то же, T=290° С

видной формы исходного галлуазита и мелкочешуйчатых агрегатов, вероятно, каолинита. Отмечается разворачивание трубок, микродифракция таких образований отличается хорошей дискретной картиной с базоцентрированной гексагональной сеткой, как правило, от двух развернутых индивидов (сравн. рис. 9, *16* и *17*). Полученный при 400° С монтмориллонит характеризуется микродифракционной картиной с диффузными кольцами, на фоне которых проявляются точечные рефлексы. Не полностью прореагировавшего галлуазита сохраняется очень мало, обычно трубки развернуты и имеют размытые контуры. При 490° С продукт представляет собой сильно диспергированную слюду (см. рис. 9, *4*).

Галлуазит+NaCl+H_2O. На дифрактограмме продуктов опыта, проведенного при 440° С (см. рис. 4, *г*), появляется максимум d'_{001}= =10,37 Å, который разделяется на два: d'_{001} =9,3 и 15,2 Å (после пропитывания образца э. г.). В области пика (060) вместе с сильным максимумом исходного вещества d_{060}=1,483 Å появляется выступ 1,487 Å. Таким образом, в этих условиях фиксируется начало образования неупорядоченной смешаннослойной фазы монтмориллонит — слюда. Максимум d_{001}=7,12 Å характеризует появление уплотненного каолинита. Как и в опыте с KCl, отношение I_{020}/I_{001} новой фазы, образующейся по галлуазиту, больше, чем в том случае, когда она замещает каолинит. Это, вероятно, связано с различием исходных структур и форм, по которым образуются псевдоморфозы.

На электронномикроскопическом снимке (см. рис. 9, *6*) препарат представляет собой агрегаты мелкочешуйчатых образований, часто с расплывчатыми краями. Микродифракция от таких частиц дает монокристальную гексагональную картину, осложненную диффузными кольцами монтмориллонита. Галлуазитовые трубки разворачиваются, расщепляются и перекристаллизовываются с образованием пластинок каолинита.

Галлуазит+$CaCl_2$+H_2O. Полученные при 390° С продукты характеризуются на дифрактограммах d'_{001}=7,16 Å, отвечающим каолиниту, и слабым пиком d'_{001}+12,10 Å, что свидетельствует об образовании монтмориллонита, вероятно, неупорядоченно переслаивающегося с не-

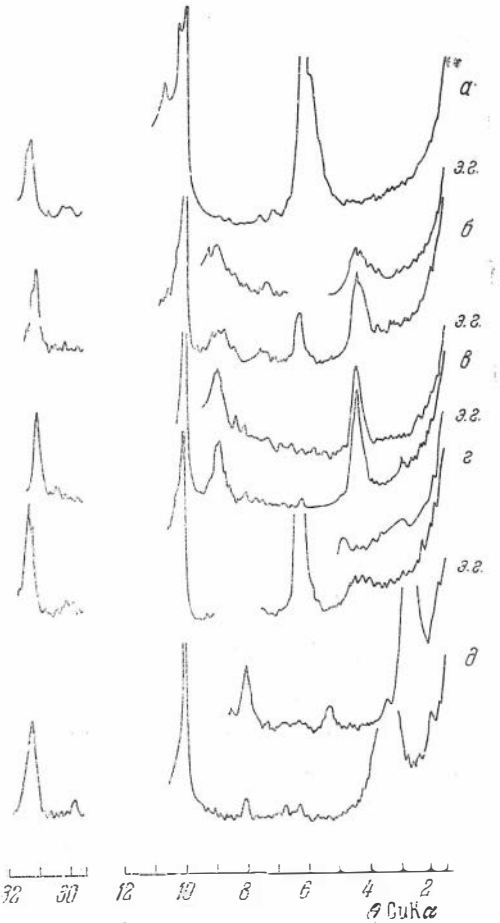


Рис. 4. Дифрактограммы продуктов синтеза в системах галлуазит+хлориды K, Na, Ca + H_2O (P_{H_2O} =900 *кГ/см*²; 3 *час*)

а — исходный галлуазит; *б* — галлуазит+KCl+ +H_2O, *T*=400° C; *в* — то же, *T*=440° C; *г* — галлуазит+NaCl+H_2O, *T*=440° C; *д* — галлуазит+$CaCl_2$+ +H_2O, T=490° C

большим количеством слюды. При 490° C (см. рис. 4, *д*), как в опытах с каолинитом, отмечается образование монтмориллонита с d_{001} = 13,18Å, d_{002} = 6,56Å и упорядоченной смешаннослойной фазы 1 : 1 с d_{001} = 22,9Å, сложенной монтмориллонитовой и слюдяной составляющими. При пропитывании образца э. г. происходит смещение положения максимумов: d_{001} = 13,18 → 16,7Å; d_{002} = 6,56 → → 8,40Å и 22,9 → 26,1Å с проявлением 13,06Å. Пик (060) у синтезированных фаз — 1,485Å. Кроме того, фиксируется небольшая примесь фаз с *d*/*h* = 8,70 и 5,53Å, вероятно, гидральсита и андалузитоподобной фазы. Слабый максимум с d_{001} = 7,06Å относится к уплотненной по c^* разновидности каолинита. Характерно, что в одинаковых условиях по галлуазиту образуется гораздо больше монтмориллонитовой фазы, чем по каолиниту.

На электронномикроскопическом снимке продуктов опыта, проведенного при 490° C (см. рис. 9, *10*), основная масса препарата представлена фазой типа монтмориллонита, контуры зерен которой в одних участках резкие, в других расплывчатые. Иногда наблюдаются хорошо оформленные гексагоны с микродифракционной картиной монтмориллонита. Часто встречаются зерна с точечной микродифракционной картиной, осложненной диффузными кольцами, что скорее всего позволяет отнести их к смешаннослойным образованиям (см. рис. 9, *18*), установленным рентгеновски.

Галлуазит+$MgCl_2$+H_2O. В продуктах, полученных при 440° C, на дифрактограммах отмечается появление монтмориллонита (13,9 Å) и каолинита. На электронномикроскопическом снимке (см. рис 9, *8*) наблюдается главным образом мелкочешуйчатый каолинит с гексагональным мотивом микродифракционной картины. Встречаются чешуйки с диффузными монтмориллонитовыми кольцами (см. рис. 9, *19*) и псевдоморфозы монтмориллонита по исходному материалу.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как показано выше, наиболее характерной особенностью синтетических продуктов описываемых здесь опытов с короткими экспозициями (3 *час*) является присутствие в них смешаннослойных образований.

Известно, что существование таких образований определяется структурным подобием и сходством размеров базальных сеток генетически

связанных отдельных пакетов монтмориллонита, слюды, вермикулита, хлоритов и пр., которые переслаиваются в различных соотношениях и с различной степенью порядка (Мак-Юан и др., 1965). При исследовании природных осадочных отложений была отмечена (Уивер, 1962; Sudo, 1959) их широкая распространенность, однако синтез таких минералов не был вполне удачным и часто носил случайный характер (Mumpton, 1956; Mumpton, Roy, 1956; Warghaw, 1960; Koizumi, Roy, 1959). Ромо и Рой (Romo, Roy, 1955) считали, что смешаннослойные минералы являются термодинамически нестабильными и в природе, вероятно, образуются за счет вторичных процессов в результате выветривания. Интересно, что для коллоидных смесей состава тальк — Na-сапонит — Na-парагонит Ийама и Рой (Iiyama, Roy, 1963) экспериментально получили упорядоченные и неупорядоченные смешаннослойные минералы. Авторы предполагают, что синтез их в гидротермальных условиях был возможен непосредственно из коллоидов и, как они пишут: «эти образования могут быть стабильными в определенных термодинамических условиях».

Для обсуждения генезиса смешаннослойных образований целесообразно более детально рассмотреть результаты наших экспериментов. Анализ межплоскостных расстояний (00*l*) для новообразований, их изменения при насыщении э. г. показали, что почти во всех опытах с короткими экспозициями отмечается синтез смешаннослойных фаз слюда — монтмориллонит. Особенно хорошо такие образования устанавливаются в опытах, где в качестве добавок выбирались хлориды Na и Ca. Примечательно, что в присутствии NaCl синтезируются типичные неупорядоченные, а с добавкой $CaCl_2$ — упорядоченные смешаннослойные образования слюда-монтмориллонит.

Для опытов с каолинитом и галлуазитом с добавкой солей KCl и NaCl в зависимости от температуры на графиках (рис. 5) показано изменение содержания неразбухающего компонента в синтезированной фазе. Эти соотношения получены с помощью кривых, построенных Мак-Юаном и др. (1965). Из рассмотрения графиков следует: 1) за счет галлуазита и каолинита с добавкой NaCl синтезируются фазы с бо́льшим процентом разбухающей составляющей, чем в опытах в присутствии KCl (сравн. рис. 5, *а* и 5, *в*); 2) всегда по галлуазиту (в отличие от каолинита) образуется смешаннослойная фаза с большим процентом разбухающей составляющей (см. рис. 5, *а*, *б*); 3) с увеличением температуры синтеза относительное количество разбухающего компонента уменьшается (см. рис. 5, *а*, *в*); 4) увеличение выдержки при температурах 400—500° С способствует исчезновению разбухающей составляющей в неупорядоченной смешаннослойной фазе (предварительные данные).

Таким образом, поставленные эксперименты свидетельствуют о том, что фазовые реакции каолинита и галлуазита с хлоридами K, Na, конечным результатом которых является синтез мусковита и браммалита, соответственно проходят через этапы, когда образуются промежуточные неупорядоченные смешаннослойные образования монтмориллонит-слюда.

Опыты с участием каолинита, галлуазита и хлоридов Ca, Mg (рис. 6) характеризуются следующим.

1. Синтезируются как монтмориллонит, так и упорядоченная смешаннослойная фаза монтмориллонит-слюда (для добавки $CaCl_2$; особенностью упорядоченной смешаннослойной фазы является то, что ее разбухающий элемент структуры, суда по значению $d/n = 13$ Å, по величине d/n близок к самостоятельно проявляющейся в опытах разбухающей фазе ($d_{001} = 12{,}8$ Å).

2. Упорядоченная смешаннослойная фаза в однотипных условиях синтезируется быстрее в присутствии $CaCl_2$, чем $MgCl_2$ (см. рис. 2), что, вероятно, связано со способностью данных катионов образовывать различные координации в структуре.

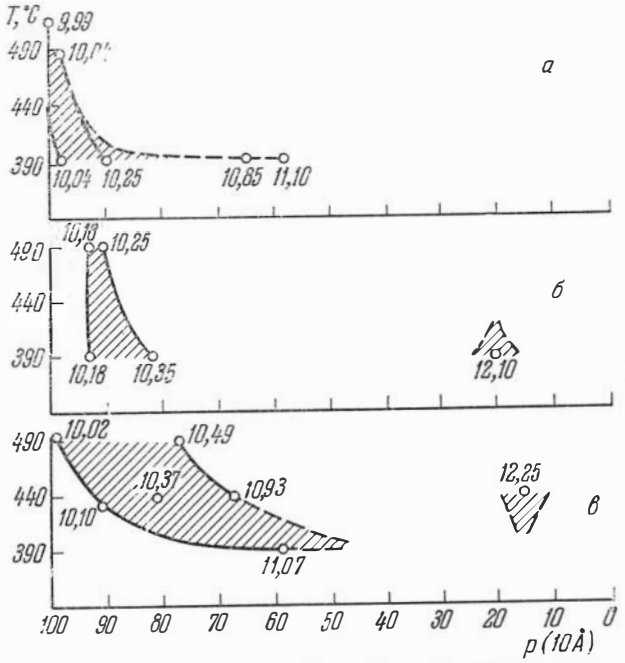


Рис. 5. Содержание разбухающей составляющей в новообразованных фазах в зависимости от температуры в системах каолинит, галлуазит+хлориды, K, Na+H_2O (P_{H_2O}=900 *кГ/см²*; 3 *час*)

а — каолинит+KCl+H_2O; *б* — галлуазит+KCl+H_2O; *в* — каолинит+NaCl+H_2O

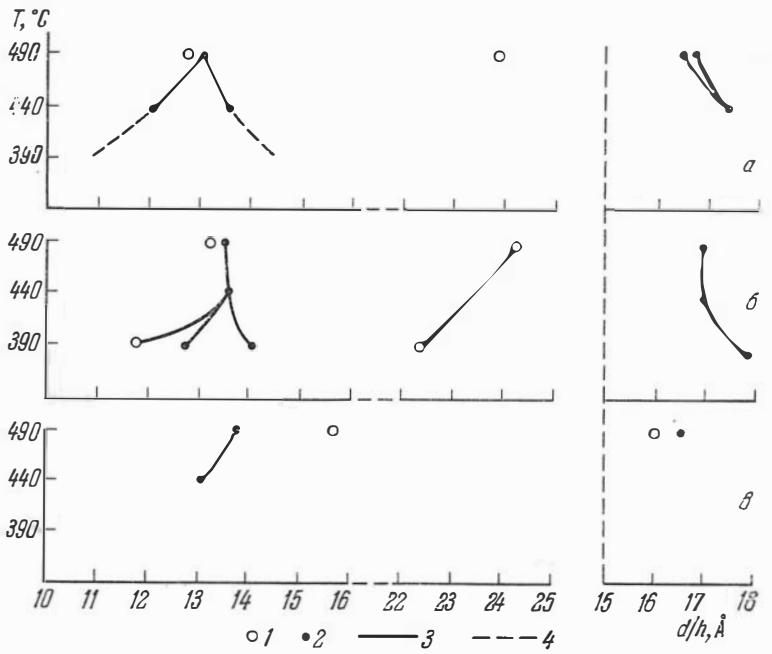


Рис. 6. Изменение d_{001} новообразований, синтезированных в системах каолинит, галлуазит+хлориды Ca, Mg+H_2O в зависимости от температуры (P_{H_2O}=900 *кГ/см²*; 3 *час*)

а — галлуазит+$CaCl_2$+H_2O; *б* — каолинит+$CaCl_2$+H_2O; *в* — каолинит+$MgCl_2$+H_2O; *1* — упорядоченные, смешаннослойные фазы; *2* — монтмориллонит; направленности процессов; *3* — установленные опытным путем, *4* — предполагаемые

3. С увеличением температуры опыта до 490° С d_{001} разбухающей фазы (в воздушно-сухом состоянии) увеличивается, а разбухаемость с э. г. уменьшается (см. рис. 6, *а — в*). Это, возможно, объясняется либо образованием хлорита, либо увеличением заряда тетраэдрического слоя и протеканием синтеза в направлении от монтмориллонита к вермикулиту, в отличие от опытов с KCl и NaCl, где увеличение заряда слоя приводило к синтезу слюдяных структур.

4. С увеличением длительности опытов (предварительные данные) возрастает содержание упорядоченной смешаннослойной фазы одновременно с исчезновением монтмориллонита. Таким образом, разбухающая фаза типа монтмориллонита является промежуточным соединением на пути к образованию упорядоченных смешаннослойных фаз, которые, в свою очередь, могут быть промежуточными при синтезе стабильных продуктов.

Интересно, что, по мнению У. Файфа и др. (1962), гидротермальный синтез, где исходным материалом служат зародыши, структурно сходные с новообразованными фазами (двумерное или даже одномерное подобие), почти всегда проходит с образованием метастабильных продуктов. Ими же отмечается энергетическая выгодность такого пути синтеза в отличие от синтеза из коллоидов или растворов.

Все рассмотренные выше данные свидетельствуют о том, что для данных конкретных систем синтезированные разбухающие монтмориллониты и неупорядоченные смешаннослойные фазы скорее всего являются промежуточными продуктами при синтезе стабильных минералов. Однако при резком изменении термодинамических условий (быстрое снижение температуры и пр.) они, возможно, будут сохраняться в природе. Специфической особенностью этих смешаннослойных образований является их легкая изменчивость под влиянием термодинамических параметров синтеза. Касаясь характеристики условий синтеза новообразований, необходимо отдельно рассмотреть влияние структурного состояния исходного материала, температуры и характера добавок как важных факторов, обусловливающих образование синтетических фаз.

Структура исходных фаз. Важно отметить, что во всех опытах и исходные, и новообразованные фазы ($\approx$90%) относятся к группе слоистых силикатов, общей и характерной чертой которых является наличие диоктаэдрических и тетраэдрических слоев. Структурные различия исходных фаз — каолинита и галлуазита — при сходном химическом составе в значительной степени влияют на характер структуры новообразований. Так, при одинаковых условиях эксперимента по галлуазиту с двумерно-упорядоченной структурой синтезируемые смешаннослойные фазы имеют большее количество монтмориллонитового компонента в отличие от фаз, образуемых по каолиниту с трехмерно-упорядоченной структурой. Кроме того, по каолиниту в присутствии KCl при температуре 500° С образуется слюда мусковитового состава модификации 1M (с трехмерной упорядоченностью), тогда как по галлуазиту в этих же условиях политипная модификация слюды ближе к 1Md (с двумерной упорядоченностью). Сравнительное рассмотрение продуктов синтеза, полученных в результате сходных воздействий на каолинит и галлуазит, предполагает черты наследственности исследуемых структур в новообразованных фазах, что также отмечалось Вельде (Velde, 1966) при гидротермальном синтезе слюды из каолинита и метакаолина, и В. Д. Шутовым и Т. Н. Долматовой (1961) при гидрослюдизации каолинита в природных условиях.

Температура. Синтез новых трехслойных фаз при добавках солей начинается лишь при достижении определенных температурных значений. Действительно, в течение 3 *час* при P_{H_2O} = 900 *кГ/см*^{2} до 290° С каолинит устойчив, а галлуазит превращается в метагаллуазит

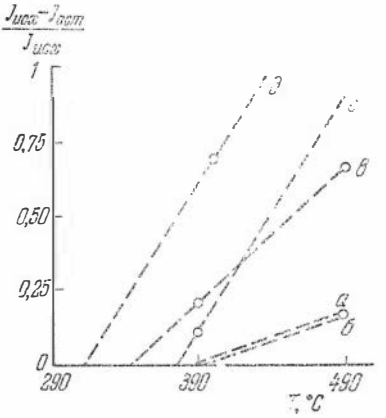


Рис. 7. Температурная зависимость разложения каолинита в присутствии хлоридов K, Na, Ca, Mg+H_2O (P_{H_2O}=900 *кГ/см*²; 3 *час*)

а — в присутствии только паров воды; *б* — H_2O+$MgCl_2$; *в* — H_2O+$CaCl_2$; *г* — H_2O+ +NaCl; *д* — H_2O+KCl

и далее в каолинит с сохранением разупорядоченности пакетов в плоскости «*ав*». С повышением температуры (390° С и выше) эти двуслойные структуры становятся неустойчивыми, и синтезируются фазы с трехслойной структурой типа слюды и монтмориллонита. При этом способность к насыщению э. г. (для разбухающих фаз) во всех опытах отчетливо уменьшается с повышением температуры.

Учитывая, что синтез проходит в гидротермальных условиях, можно полагать, что с повышением температуры изменяются как свойства растворителя (в «чистой» системе свойства воды), так и энергетическое состояние исходных и синтезирующихся продуктов. Х. Кеннеди (Kennedy, 1950), А. А. Штернбергом (1962), У. Файфом и др. (1962) было показано, что растворяющая способность воды в отношении силикатных материалов (при постоянном высоком давлении) возрастает с повышением температуры, что должно способствовать синтезу. С другой стороны, поскольку мы имеем дело с гидроксилсодержащими минералами, условия синтеза будут определяться также и общей температурной устойчивостью исходного материала.

В опытах с каолинитом при P_{H_2O} =900 *кГ/см*² (без добавок солей, выдержка 3 *час*, неравновесные условия) отмечалось, что каолинит окончательно разлагается при 470° С (Лебедев, Котов, 1967). В более длительных опытах Рой и Осборн (Roy, Osborn, 1954) показали, что при 400° С каолинит и галлуазит замещаются бейделлитом, а в опытах Винклера (Winkler, 1964) с шестинедельными выдержками каолинит при 390° С превращается в пирофиллит. Такое резкое изменение поведения каолинита при этой температуре нельзя приписать только изменению физических свойств паров воды и более правильно объяснить достижением верхнего температурного предела устойчивости этого минерала. Учитывая более высокую скорость процесса дегидратации каолинита как гидроксилсодержащего минерала (вследствие высокого значения ΔH), в сравнении со скоростью его растворения, можно полагать, что синтез новых фаз в «чистой» системе в зависимости от температуры в значительной мере определяется его дегидратацией.

Роль хлоридов K, Na, Ca, Mg. Как следует из приведенного выше фактического материала, присутствие добавок хлоридов K, Na, Ca, Mg (в сравнении с тем, что наблюдалось в опытах только под давлением паров воды, при прочих равных параметрах) сильно влияет на процессы новообразования фаз.

На графике для различных добавок (рис. 7) по ординате отложено содержание прореагировавшего каолинита, по абсциссе — температура; тангенсы наклона линий *а* — *g* характеризуют температурную зависимость разрушения каолинита. Как видно, присутствие K, Na, Ca сильно *активирует* этот процесс (при синтезе фаз) по сравнению с наблюдаемым в опытах, проводившихся лишь под давлением паров воды (см. рис. 7, сравн. линии *а*, *б*, *в*, *г*, *д*). При этом температура разложения может снижаться при длительных выдержках примерно до 300—200° С по сравнению с температурой дегидратации каолинита в «чистых» си-

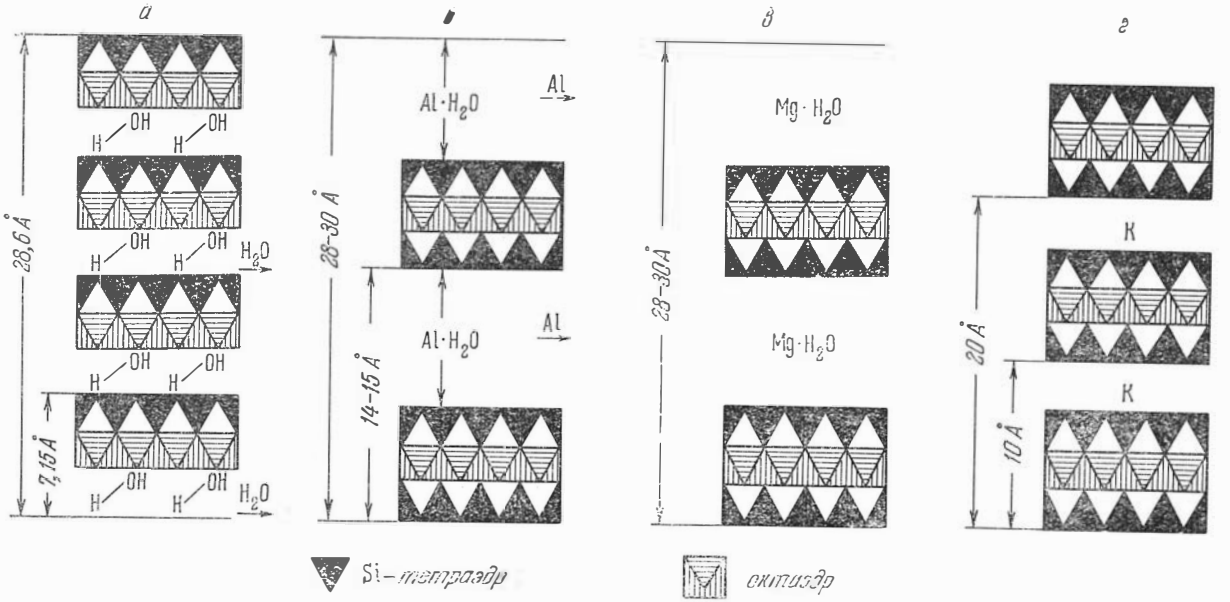
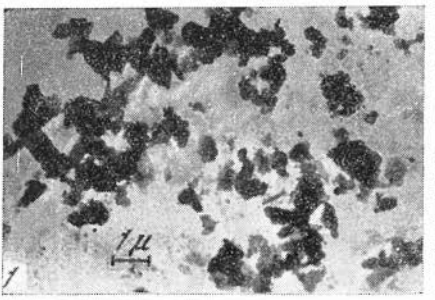
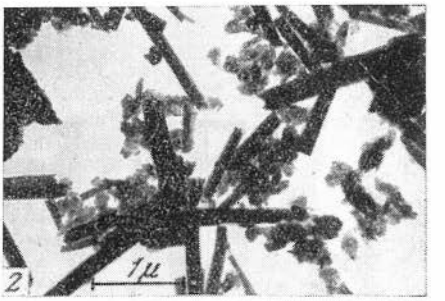
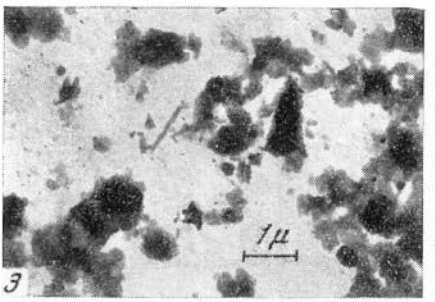


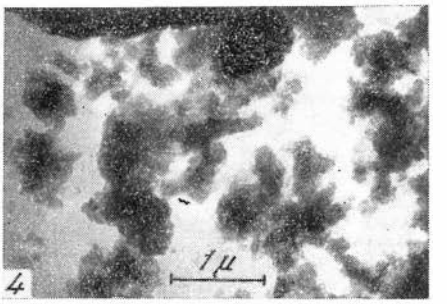
Рис. 8. Возможный структурный механизм фазовых превращений в системах каолинит+хлориды K, Na, Ca, Mg+H_2O под давлением паров H_2O

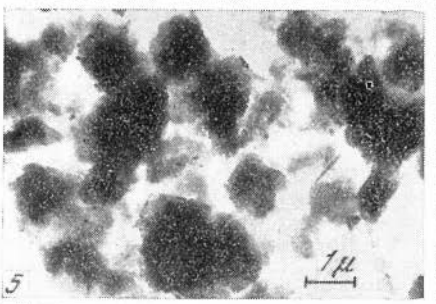
Структуры: *а* — исходная, частично дегидратированного каолинита; *б* — промежуточная бейделлитовая; *в* — монтмориллонитовая (вермикулитовая) по бейделлитовой в присутствии Mg, в меньшей степени Ca и Na; *г* — слюдяная по бейделлитовой в присутствии K, в меньшей степени Na и Ca

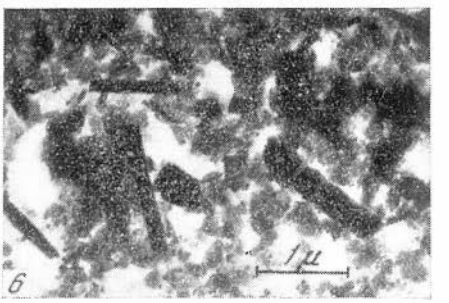

1μ
1

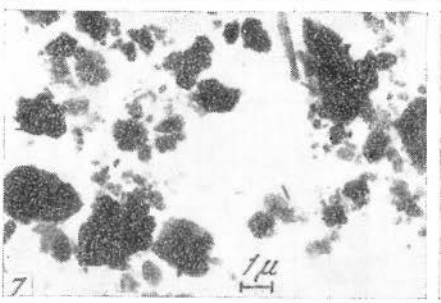

1μ
2

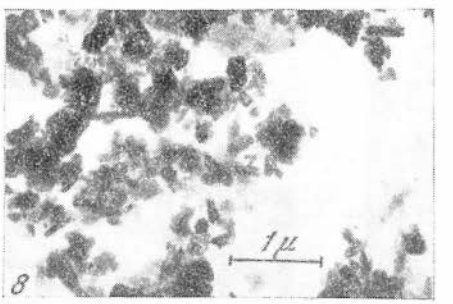

1μ
3

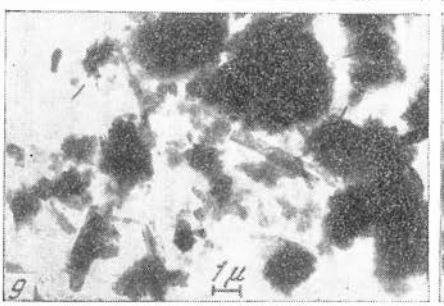

1μ
4

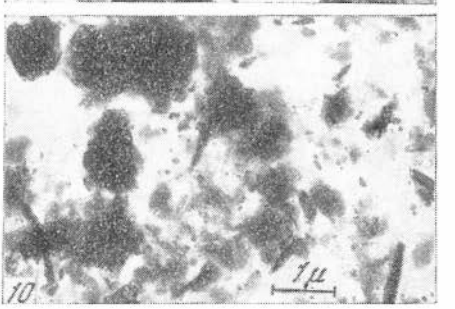

1μ
5


1μ
6


1μ
7


1μ
8


1μ
9


1μ
10

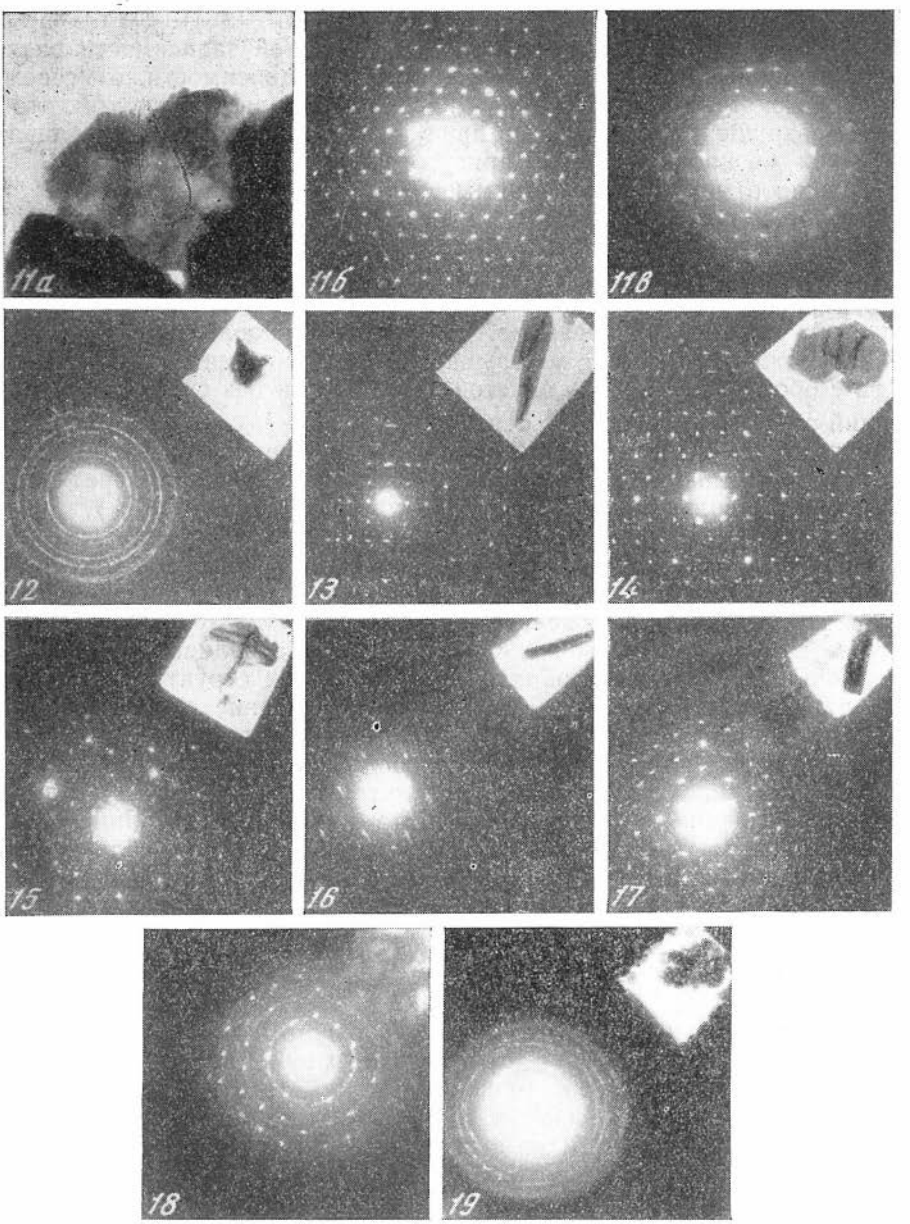


Рис. 9. Электронномикроскопические и микродифракционные снимки продуктов гидротермальной обработки каолинита и галлуазита в присутствии хлоридов K, Na, Ca, Mg+H_2O (P_{H_2O} =900 *кГ/см²*; 3 *час*)

1 — исходный каолинит; *2* — исходный галлуазит; *3* — каолинит+KCl+H_2O, *T*=400° C; *4* — галлуазит+KCl+H_2O, *T*=400° C; *5* — каолинит+NaCl+H_2O, *T*=490° C; *6* — галлуазит+NaCl+H_2O, *T*=440° C; *7* — каолинит+$MgCl_2$+H_2O, *T*=490° C; *8* — галлуазит+$MgCl_2$+H_2O, *T*=440° C; *9* — каолинит+$CaCl_2$+H_2O, *T*=490° C; *10*— галлуазит+$CaCl_2$+H_2O, *T*=490° C; *11*— каолинит+NaCl+H_2O, *T*=490° C: *а* — новообразованное зерно, *б* — центральная часть, *в* — краевая часть (см. текст); *12* — каолинит+$MgCl_2$+H_2O, *T*=490° C (см. развитие монтмориллонита по каолиниту); *13* — каолинит+$MgCl_2$+H_2O, *T*=490° C, микродифракция от зерна андалузитоподобной фазы; *14—15* — каолинит+$MgCl_2$+H_2O, *T*=390° C, трещины в кристаллах каолинита по 100 и 110; *16* — микродифракция от зерна исходного трубчатого галлуазита; *17* — микродифракция от развернутой трубки галлуазита, *T*=190° C; *18* — галлуазит+$CaCl_2$+H_2O, *T*=490° C, краевая часть зерна новообразованного монтмориллонита; *19* — галлуазит+$MgCl_2$+H_2O, *T*=440° C. новообразованный монтмориллонит

стемах (390—400° С; Winkler, 1964; Roy, Osborn, 1954). В отличие от K, Na, Ca, добавка Mg не изменяет температурной зависимости разложения каолинита, которая остается близкой к зависимости, отмечаемой в «чистой» системе (см. рис. 7, *а, б*). Это свидетельствует о том, что процессы разрушения каолинита в присутствии ионов K, Na, Ca отличаются от таких же процессов, но в присутствии воды или Mg.

Можно отметить, что вводимые катионы *различным образом стабилизируют* получаемые продукты на пути синтеза конкретных устойчивых фаз. Учитывая рассмотренный выше фактический материал, можно предположить следующий механизм фазовых превращений каолинита в присутствии хлоридов K, Na, Ca, Mg (рис. 8). По данным опытов в «чистой» системе, образование бейделлита по каолиниту примерно при 400° С можно объяснить небольшими перестройками структуры последнего с обособлением 14 Å пакетов, практически без существенных нарушений размеров решетки по осям a^*, b^*, $c^*_{\text{каол}} \simeq {}^1/_2 c^*_{\text{мэнт}}$ (см. рис. 8, *а, б*). При добавке K, считая бейделлитовую структуру промежуточной, высокая скорость синтеза слюды при сравнительно низкой температуре легко объясняется сильным сжатием структуры по c^* ($\approx$ на 30%), при котором, вероятно, происходит интенсивное измельчение материала (сравн. рис. 8, *в* и *г*). Примерно то же самое может происходить в присутствии Na и Ca, но с той лишь разницей, что эти катионы имеют меньший размер и большее сродство к воде (16,3 и 62,5 *ккал/моль* (0,98 Å и 1,06 Å) на 1 *моль* воды) соответственно. Следствием этого является наблюдавшееся в опытах замедление образования слюдяных структур, синтез более гидратированных фаз и относительное уменьшение скорости растворения каолинита. Особенно высокая энергия гидратации иона Mg (78,3 *ккал/моль* на 1 *моль* воды) и небольшой его радиус не способствуют сжатию промежуточной бейделлитовой структуры и вследствие этого разрушению исходного каолинита (см. рис. 8, *в*). Лишь при разложении его за счет повышения температуры создаются благоприятные условия синтеза Mg-содержащих соединений, что и отмечается в наших опытах [1].

ВЫВОДЫ

Гидротермальная обработка под давлением паров воды (900 *кГ/см*^{2}), каолинита и галлуазита в присутствии хлоридов K, Na, Ca, Mg при коротких экспозициях (рис. 9) позволила наметить пути и механизм синтеза ряда конкретных фаз за счет последовательных промежуточных образований. Во всех опытах с добавками солей при температуре 190—490° С отмечаются закономерные структурные и фазовые изменения исследуемых и новообразованных минералов.

1. Каолинит при температуре ниже 390° С перекристаллизовывается, тогда как галлуазит превращается в метагаллуазит и далее в каолинит с сохранением разупорядоченности структуры в плоскости «*ав*».

2. В интервале температур 390—490° С исследуемые двухслойные структуры становятся неустойчивыми и замещаются фазами с трехслойной структурой типа слюды и монтмориллонита, которые часто образуют неупорядоченные и упорядоченные кристаллы. Главные тенденции в смене минеральных ассоциаций с возрастанием температуры (при P_{H_2O} = =900 *кГ/см*^{2}, в течние 3 *час*) отражены в таблице.

3. Анализ последовательности и характера фаз, образованных в гидротермальных условиях (при постоянном давлении и выдержках), позволил выявить специфические и закономерные их изменения в зависи-

[1] Данные К. П. Мищенко (Лебедев. 1957).

мости от параметров, определяющих условия синтеза: структурных особенностей исходного материала (при постоянном составе), температуры и типа катионовых добавок.

Устанавливается сходство структурных черт новообразованных минералов с исходными, проявляющееся в степени упорядочения структур. Так, по разупорядоченному в плоскости «*ав*» галлуазиту образуются более разупорядоченные фазы, чем по каолиниту.

Изменение температуры при прочих постоянных параметрах проведенных опытов является определяющим в последовательной смене минеральных фаз, где с увеличением температуры появляются фазы, все менее гидратированные (см. таблицу).

Характер синтезируемых фаз (слюд, монтмориллонитов, смешанно-слойных образований и пр.) главным образом определяется наличием в растворе определенных катионов, которые различно фиксируют промежуточные продукты на пути к образованию устойчивых фаз. При этом такие катионы, как K, Na, Ca, могут снижать начальную температуру синтеза в отличие от Mg и паров воды, при которых синтез в значительной степени определяется температурой дегидратации исходного каолинита.

4. Результаты опытов могут быть использованы для развития представлений о генетических связях в последовательных сериях минеральных ассоциаций, образующихся в ходе процессов эпигенеза и метаморфизма пелитовых осадочных отложений.

HYDROTHERMAL SYNTHESIS IN THE SYSTEMS HALLOYSITE AND CAOLINITE +K, Na, Ca, Mg CHLORIDES UNDER PRESSURE

V. A. FRANK--KAMENETSKY, N. V. KOTOV, E. A. GOILO

SUMMARY

The study of the hydrothermal synthesis products in the systems: kaolinite, halloysite plus NaCl, $CaCl_2$, $MgCl_2$ under $P_{H_2O} = 900$ *kg/cm²*, $T = 200$—500° C for 3 hours — made possible to determine different effect of some additions produced on the destruction of initial phases and the peculiarities of synthesising the sample structures. Short duration experiments allowed us to fix the most rapidly formed but not always stable phase — associations, which took part in the reactions. So the addition of KCl and NaCl leads to transformation of the kaolinite structure to mica through intermediate randomly mixed — layer minerals of mica-montmorillonite with inherited mean structural features of initial materials i. e. dimension basis, filling of the octahedral holes, etc. However, additions of $MgCl_2$ and $CaCl_2$ lead to the synthesis of crystals with regular interstratification of the montmorillonite — chlorite and montmorillonite-mica types accordingly, through the intermediate phase of montmorillonite.

On the basis of the experimental results it was supposed that the mechanism of transformation of initial two-layer structure of mica or montmorillonites depends on the cation type.

The results of the experiments can be used for a genetic interpretation of the natural processes of diagenesis and the first stages of metamorphism of the sedimentary rocks.

ЛИТЕРАТУРА

Гойло Э. А., Котов Н. В., Франк-Каменецкий В. А. Экспериментальное исследование влияния стрессового и гидростатического давления при различных температурах на кристаллическую структуру каолинита.— В кн. «Физические методы исследования минералов осадочных пород». Изд-во «Наука», 1966.

Карпова Г. В., Шевякова Э. П. Об эпигенетических изменениях глинистого вещества в терригенных каменноугольных отложениях Днепровско-Донецкой впадины.— Литология и полезные ископаемые, 1965, № 2.

Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. Изд-во «Наука», 1965.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер изменения терригенных пород при эпигенезе и начальном метаморфизме в условиях геосинклинальных зоны.— В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований». Вып. 3—4. Изд-во АН СССР, 1956.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О фациях регионального эпигенеза и метагенеза.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 7.

Лебедев В. И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Изд-во ЛГУ, 1957.

Лебедев В. И., Котов Н. В. Дегидратация каолинита и гидратация метакаолина под давлением.— Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 4.

Логвиненко Н. В. О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбоновых пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 7.

Мак-Юан Д. М. К., Руиз А., Браун Г. Смешаннослойные глинистые минералы.— В. кн. «Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов». Изд-во «Мир», 1965.

Уивер Ч. Е. Распространение смешаннослойных глинистых минералов и их определение в осадочных породах.— В кн. «Вопросы минералогии глин». ИЛ, 1962.

Штернберг А. А. Состояние воды в надкритической области в связи с проблемами минералообразования.— Геол. рудных месторожд., 1962, № 5.

Шутов В. Д., Долматова Т. Н. Характер изменения каолинита в терригенных породах при глубинном эпигенезе.— Acta Universitatis Carolinae Geologica, Suppl. 1. Praha, 1961.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. ИЛ, 1962.

Frank-Kamenrtzkiy V. A., Kotov M. V., Goilo E. A. Strukturänderung von Tonmineralen unter verschledenen thermodynamischen Bedingungen. Kristal und Technik. Berlin, Akad. Verlag, 1966.

Iiyama J. T., Roy R. Controlled synthesis of heteropolytypic (mixed-layer) clay minerals. Clays and clay minerals 10ht Conf. Pergamon Press. N. Y., 1963.

Kennedy G. C. A portion of the system silica-water.— Econ. Geol. 1950, **45**.

Koizumi M., Roy R. Synthetic montmorillonoids with variable exchange capacity.— Amer. Mineralogist, 1959, **44**.

Mumpton F. A. The influence of controlled compositional variation on the hydrothermal stability of synthetic montmorillonoids. M. S. Thesis, Penn. State Univ., USA, 1956.

Mumpton F. A., Roy R. The influence of ionic substitution on the hydrothermal stability of montmorillonoids. Clays and clay minerals.— Nat. Acad. Sci. Res., 1956, Publ. 456.

Romo L. A., Roy R. Essai de synthese des minéraux argilleux dits a «couches mixtes».— Bull. Soc. franc. mineral. et cristallogr., 1955, **78**.

Roy R., Osborn E. F. The system Al_2O_3—SiO_2—H_2O.— Amer. Mineralogist, 1954, **39**, N 11—12.

Sudo T. Mineralogical study on clays of Japan. Makuzen Co Ltd, 1959.

Tuttle O. F. A new hydrothermal quenching apparatus.— Amer. J. Sci. 1948, **246**.

Velde B. Experimental determination of muscovite polymorph stabilities.— Amer. Mineralogist, 1965, **50**.

Wargham C. M. Experimental studies of illite. Clays and clay minerals. 7th Conf. Pergamon Press—N. Y., 1960.

Winkler H. Das *P-T*-Feld der Diagenese und niedrigtemperierten metamorphose auf Grund von Mineralreaktionen.— Beitr. Mineral. und Petrogr., 1964, **10**.

К ПРОБЛЕМЕ ГЕНЕЗИСА СКАРНОВ

В. В. РЕВЕРДАТТО
Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск

Образование скарнов, как известно, осуществляется в условиях избытка водной фазы. Отделение последней от магматического тела может происходить как на магматической стадии, т. е. до завершения кристаллизации магмы, так и на постмагматической стадии. В первом случае образуются скарны магматического этапа становления интрузивных масс, во втором — скарны постмагматические.

Время отделения скарнирующих растворов, вероятно, определяется временем и степенью насыщения (пересыщения) магмы летучими компонентами, главным образом водой. Совершенно очевидно при этом, что в том случае, когда исходная магма недосыщена водой, предельное насыщение в ней может наступить лишь при изменении термодинамических условий. В закрытой для вещества магматической системе насыщение достигается за счет снижения внешнего давления и температуры (Hamilton et al., 1964). В открытой системе возможно поступление воды и других летучих в магму из вмещающих пород, но такая ситуация более вероятна для магм, интрудирующих в достаточно глубинных условиях. При внедрении же расплавов в верхние этажи земной коры (в приповерхностной и гипабиссальной обстановке) уже в начальные моменты формируется в эндоконтактовой зоне интрузива кристаллическая корка, способствующая накоплению летучих компонентов в магматическом остатке. Эта закалочная корка выводит магматическую систему из состояния равновесия с окружающей средой, в смысле обмена компонентами, приближая ее к закрытой.

Насыщение водой недосыщенных природных расплавов, по-видимому, возможно в абиссальных условиях лишь при весьма высоком содержании воды во вмещающих породах. В противоположном случае достижение равновесия между интрузивной магмой и породами экзоконтакта может привести лишь к известному выравниванию парциальных давлений H_2O в макросистеме расплав-вмещающая порода, но предельного насыщения магмы здесь все же достигнуто не будет. Однако даже предельное насыщение не способно само по себе привести к выделению воды из магмы до тех пор, пока будет сохраняться равновесие с окружающей интрузив средой. Совершенно очевидно, что для этого, как и в других случаях, необходимо существенное изменение термодинамических условий.

Вследствие всего сказанного при отсутствии избытка воды в исходной магме отделение значительных количеств водно-жидкой фазы на магматической стадии становления интрузивных масс представляется вероятным лишь в одном из двух случаев: либо в процессе кристаллизации расплава при падении температуры, следствием чего должно явиться насыщение жидкого остатка водой, либо по мере существенного снижения давления на магму, чем достигается насыщение даже в некристаллизующейся системе (Hamilton et al., 1964). В природных условиях эти два фактора нередко действуют совместно.

Базальтовая и другие основные магмы, как обоснованно полагают многие исследователи (Кеннеди, 1950, 1957; Yoder, Tilley, 1962; Ревердатто, 1966 и др.), характеризуются резким недосыщением водой. Содержание H_2O в них обычно составляет не более 1—2 вес. %. Следовательно, отделение водной фазы от таких магм, до того как основной объем их будет закристаллизован, представляется маловероятным. Лишь в случае очень быстрого подъема магмы в верхние горизонты земной коры, где литостатическое давление снижено до уровня 1 *кбар*, выделение водных растворов возможно даже из существенно жидкого расплава (Hamilton et al., 1964). В природной обстановке это, очевидно, случается очень редко, поскольку подъем магмы до уровня относительно «холодных» вмещающих пород, в область пониженных давлений, обычно идет весьма медленно и сопровождается интенсивной теплоотдачей и кристаллизацией. Поэтому в реальных условиях отделение водной фазы от базальтового интрузивного материала в большей степени, видимо, обусловлено явлениями затвердевания расплава, чем пересыщением его при снижении внешнего давления. Однако последнее, несомненно, также играет важную роль, но в совокупности с первым, преобладающим, фактором.

Гранитоидные природные расплавы гораздо чаще, чем базальтоидные, характеризуются условиями насыщенности водой на магматическом этапе, поскольку образование их в процессе палингенеза происходит обычно при сохранении равновесных соотношений с водонасыщенной окружающей средой (Соболев и др., 1967). Перемещение палингенного расплава в толще земной коры, очевидно, должно сопровождаться нарушением этого равновесия. Когда магма интрудирует в область пониженных давлений, от нее, по-видимому, должна отделяться водная фаза. В ряде случаев это может обусловить высокотемпературное скарнирование вмещающих пород или явления магматогенной фельдшпатизации (или гранитизации) в зависимости от химического состава растворов.

Из сказанного следует очевидный вывод: процессы высокотемпературного скарнирования на магматическом этапе становления интрузивных плутонических тел предпочтительно связываются с гранитоидным, но не с базальтовым магматизмом. Проявление скарнового процесса на магматической стадии в связи с габбро (базальтами) должно являться скорее исключением, чем правилом. Палингенные гранитные расплавы, не испытывающие перемещения в область пониженных давлений и находящиеся в равновесии с толщей вмещающих пород, на магматическом этапе не могут явиться источником скарнирующих растворов. Поэтому случаи скарнирования пород экзоконтакта в связи с гранитами, образовавшимися на месте, следует рассматривать в абсолютном большинстве случаев, как поздне- или постмагматические.

Анализируя положение и геологическую позицию различных скарнов, прежде всего следует отметить следующее. Образование магнезиальных скарнов, по-видимому, всегда процесс более ранний, чем образование известковистых скарнов. Во всяком случае известковистые скарны часто накладываются на магнезиальные. Обратные же соотношения никогда не имеют места. Магнезиальные скарны в любых условиях глубинности формируются в основном в течение явно выраженной магматической стадии. Однако хотя такое деление справедливо, оно не является абсолютным: известны случаи возникновения магнезиальных скарнов на постмагматическом этапе (Жариков, 1965), а известковистых — на магматическом (Nockolds, Scoon, 1965 и др.).

Образование магнезиальных скарнов, которое обычно происходит при замещении существенно доломитовых карбонатных отложений, вероятно, обусловлено, подвижностью в этих условиях кальция и инертностью магния. При образовании же известковистых скарнов большей частью оказывается подвижным магний и инертным кальций (Коржинский,

1953). Это наблюдается при замещении как известняков, так и доломитов. Скарнирование же алюмосиликатных пород может осуществляться либо при подвижном, либо при инертном поведении одного или обоих компонентов (Дымкин, 1966). Столь явная дифференциация в подвижности должна быть обусловлена различием физико-химической обстановки скарнообразования, в первую очередь, дифференцированным изменением растворимостей ряда компонентов. Важнейшая роль здесь принадлежит температуре скарнового процесса и химическому составу растворов.

Парагенетический анализ минеральных ассоциаций магнезиальных скарнов позволяет в настоящее время совершенно определенно выявить среди них несколько фаций, устойчивых в разных термодинамических условиях. В частности, представляется возможным выделить в совокупности скарнов две фации по давлению: ортопироксен-шпинелевую (или «гиперстеновую», по В. А. Жарикову) и монтичеллитовую.

Первой из них обычно свойственно присутствие таких минералов, как энстатит-гиперстен, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, шпинель, моноклинный пироксен. По устойчивости в данной фации орто- и клинопироксена со шпинелью в одном парагенезисе (Маракушев, 1958, 1965; Шабынин, 1958 и др.) можно полагать, что давление в процессе скарнообразования здесь было не менее 6—8 *кбар* (Kushiro, Yoder, 1964). Устойчивость же в этих скарнах ассоциации энстатита со шпинелью возможна не менее чем при 3 *кбар* (Fawcett, 1964). Где-то в этих же пределах должен быть устойчив и парагенезис гиперстена со шпинелью. Таким образом, двупироксен-шпинелевая ассоциация скарнов может рассматриваться как глубинное проявление магнезиального метасоматоза, характеризующееся явно абиссальными условиями образования. При отсутствии клинопироксена шпинель с ортопироксеном может образовываться и в менее глубинных условиях. Очевидно, лишь данный парагенезис является критическим для ортопироксен-шпинелевой фации. Минимальные глубины ее проявления характеризуются переходными условиями между типичными абиссальными и мезоабиссальными. В общем плане P—T-условий метаморфизма данная фация отвечает гранулитовой фации. В самостоятельную фацию скарнов ее можно выделить, лишь имея в виду специфичность химического состава, образующихся пород и условия их возникновения — при явном метасоматическом привносе вещества.

Фация, эквивалентная по составу предыдущей, но проявляющаяся при меньших давлениях и в менее глубинных условиях, должна была бы характеризоваться присутствием в составе скарнов ассоциации кордиерита с форстеритом (или с магнезиальным оливином). Однако такой парагенезис до последнего времени был обнаружен лишь в метаморфических породах (Маракушев, 1965). Поэтому вопрос о целесообразности выделения «форстерит-кордиеритовой фации» скарнов остается в настоящий момент открытым [1]. Что касается «безгиперстеновой фации» В. А. Жарикова (1965), характеризующейся ассоциациями типа: кальцит-форстерит-шпинель-клинопироксен, клинопироксен-шпинель-плагиоклаз, форстерит-клинопироксен (диопсид)-шпинель и т. п., то она, очевидно, не содержит критических парагенезисов и может быть устойчива как при низких, так и при высоких давлениях.

Почти в той же P—T-области, где стабилен парагенезис форстерит-анортит, оказывается устойчивым при чисто водном давлении (в отсутствии кальцита) монтичеллит (Kushiro, Yoder, 1964_2). Это дает возможность выделить неглубинную фацию магнезиальных скарнов — монти-

[1] Аналогично решается вопрос в отношении форстерит-плагиоклазовых парагенезисов, эквивалентных по химическому составу двупироксен-шпинелевым ассоциациям. Парагенезис форстерита с анортитом известен лишь в магматических породах.

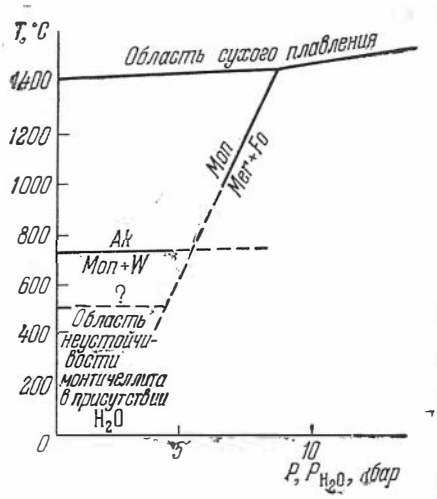


Рис. 1. *P—T*-поле устойчивости монтичеллита

Ак — акерманит; *Мон* — монтичеллит; *Mer* — мервинит; *Fo* — форстерит; *W* — волластонит

челлитовую — по области устойчивости критической для данной фации минеральной фазы (рис. 1).

В соответствии с экспериментами Куширо и Йодера (Kushiro, Yoder, 1964) монтичеллит сохраняет стабильность[1] в присутствии H_2O до давлений порядка 5 *кбар* при 700° С и до 7 *кбар* при 1200° С. Монтичеллит устойчив до температур плавления; нижняя граница его устойчивости в системе, лишенной CO_2, неизвестна. Наиболее низкая температура, при которой был синтезирован монтичеллит, приблизительно 600° С при $P_{H_2O} = 136$ *бар*. (Roy, 1956). Можно полагать, что при более низких температурах, где-то ниже 500° С, в присутствии чисто водных растворов монтичеллит уже неустойчив. Это подтверждается некоторыми предварительными экспериментальными данными. В частности, автором был поставлен в автоклаве[2] эксперимент по разложению природного монтичеллита из Леспромхозного месторождения магнезиальных скарнов в Горной Шории (Синяков, Синякова, 1961). По прошествии 1000 *час* этот минерал заместился на 40—70 объемн.% новыми минеральными фазами при $T = 450$—$460°$ С и $P_{H_2O} = 1000$ *атм*. Новообразованные фазы определить не удалось ввиду их ограниченного количества, однако было установлено, что один из полученных минералов имеет тонковолокнистое строение с показателем преломления около 1,58—1,59. В тесном срастании с этим минералом присутствует как минимум еще одна фаза. Межплоскостные расстояния (d_α) совокупности минеральных фаз из агрегата за вычетом данных, относящихся к реликтовому монтичеллиту (часть из них тем не менее может совпадать с межплоскостными расстояниями новообразованных минералов), следующие: 9,939 ($I = 53$), 4,03 (29), 3,661 (58), 3,307 (73), 2,945 (36), 2,798 (69), 2,589 (64), 2,453 (23), 2,362 (22) и др. Спектрофотометрические измерения в инфракрасной области показали наличие водородной связи вблизи 3600 $см^{-1}$, что подтверждает образование новых минералов, содержащих кристаллизационную воду[3]. В качестве возможных фаз, заместивших монтичеллит, следует назвать гидросиликаты кальция, антигорит, минералы группы гумита и др.

Весьма широкая *P—T*-область устойчивости монтичеллитовых скарнов заставляет признать, вопреки укоренившемуся мнению, что эти скарны могут образовываться не только в приповерхностных и гипабиссальных условиях, но и в более глубинной обстановке. Однако там, где устойчивы двупироксен-шпинелевые скарны, монтичеллит не образуется.

Возникновение монтичеллита в обстановке высоких общих давлений может происходить только при очень низком парциальном давлении CO_2 в процессе метасоматических реакций замещения (Ревердатто, 1968).

[1] Здесь сказанное означает, что через точки с данными параметрами проходит линия моновариантного равновесия, ограничивающая область устойчивости соответствующего парагенезиса (или минеральной фазы).

[2] В лаборатории экспериментальной минералогии Института геологии и геофизики СО АН СССР.

[3] Рентгеноструктурные исследования проведены Н. И. Зюзиным на УРС-50-И. Fe-антикатод. ИК-спектр — Д. К. Архипенко. Лаборатория рентгеноструктурного анализа и ИКС Института геологии и геофизики СО АН СССР.

В системе с CO_2 наиболее низкие температуры, при которых еще устойчив монтичеллит, определяются положением моновариантных равновесий: монтичеллит + CO_2 = акерманит + форстерит + кальцит; монтичеллит + CO_2 = диопсид + форстерит + кальцит; монтичеллит + периклаз + + CO_2 = форстерит + кальцит (Walter, 1963_{1-2}). Чем выше парциальное давление CO_2, тем сильнее сокращается область устойчивости монтичеллита, смещаясь ко все более низким давлениям: от P—T-поля, характеризующегося равновесием этого минерала с чистым H_2O, до поля с чистым CO_2. В последнем случае монтичеллит образуется только в метаморфических системах при реакциях декарбонатизации.

Некоторые монтичеллитовые скарны в равновесии с почти чисто водными растворами, по-видимому, могут быть образованы при температурах порядка 500—600° С. Но имеющиеся геолого-петрографические наблюдения и данные по гомогенизации газово-жидких включений в природных монтичеллитах (Синяков, 1967) позволяют сделать вывод, что основная часть этих скарнов формируется на магматическом этапе становления интрузивных масс, при температурах не менее чем 800—900° С. Исключения имеются, но они редки (Перцев, 1961) и относятся преимущественно к условиям наложения известковистых постмагматических скарнов на магнезиальные.

Можно полагать, что высокие температуры образования свойственны не только большинству монтичеллитовых скарнов, но также и ортопироксен-шпинелевым и двупироксен-шпинелевым магнезиальным ассоциациям, поскольку они формируются обычно на магматическом этапе. Однако тем не менее, это совершенно не исключает устойчивости их и возможности образования при более низких температурах в пределах P—T-поля соответствующей фации.

Нижняя граница ортопироксен-шпинелевой фации характеризуется температурами порядка 700° С (рис. 2), где располагается равновесие: энстатит + H_2O = форстерит + антофиллит (Greenwood, 1963). Присутствие железа в системе, вероятно, не очень сильно смещает это равновесие (железистость гиперстена редко превышает 20%; Маракушев, 1965); таким образом, температурная граница фации определяется здесь достаточно уверенно. В присутствии форстерита энстатит со шпинелью устойчивы до несколько более высоких температур (Fawcett, 1964) — порядка 800—900° С в интервале давлений H_2O 6—12 *кбар*, что связано с разложением этой ассоциации по схеме: форстерит + энстатит + шпинель + + H_2O = клинохлор.

Помимо указанных двух равновесий, а также нижней границы устойчивости монтичеллита в присутствии чистой воды, в совокупности магнезиальных скарнов можно выявить еще несколько температурных ступеней образования минеральных парагенезисов. Это предположение основывается на известных находках постмагматических магнезиально-скарновых образований, содержащих такие минералы, как пироксены, флогопит, паргасит, форстерит, минералы группы гумита, серпентин и др. (Жариков, 1965).

Обратимся к известковистым скарнам. Процесс их образования охватывает широкий диапазон температур и давлений. Они могут возникать как в самых приповерхностных условиях, так и в связи с абиссальными интрузивными породами в гранулитовой и амфиболитовой фациях регионального метаморфизма. Известны также скарны, содержащие дистен. Максимальные температуры при этом свойственны известковым скарнам магматической стадии, а минимальные — постмагматическим.

Известковые скарны образуются в условиях непрерывного понижения температуры. Вследствие этого парагенезисы известковых скарнов должны различаться. Соответственно должны выделяться и температурные ступени процесса скарнообразования. Однако недостаток эксперимен-

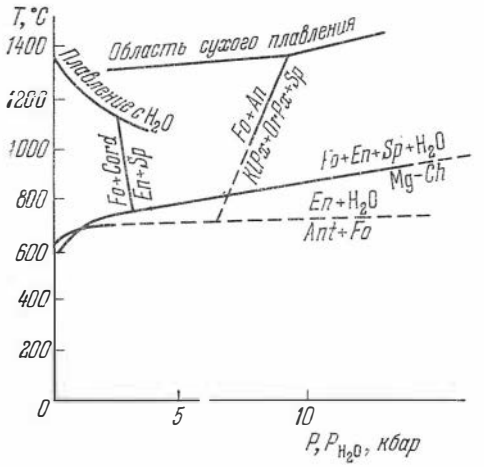


Рис. 2. Область устойчивости ортопироксен-шпинелевых и ортоклинопироксен-шпинелевых ассоциаций

Fo — форстерит; *Cord* — кордиерит; En — энстатит; *Sp* — шпинель; *An* — анортит; *KlPx* — клинопироксен; *OrPx* — ортопироксен; *Ant* — антофиллит; Mg-*Ch* — магнезиальный хлорит

тальных данных не позволяет в настоящее время достоверно определять, за редким исключением, термодинамические условия возникновения наблюдаемых скарновых парагенезисов. В такой же степени сказанное относится и к разделению известковистых скарнов по давлению.

Наиболее высокотемпературные скарны, по-видимому, характеризуются сонахождением основного плагиоклаза с волластонитом. Поэтому, имея в виду равновесие: гроссуляр + кварц = = анортит + волластонит и разложение чистого гроссуляра: гроссуляр = анортит + волластонит + + геленит (Newton, 1966), среди известковистых скарнов можно различать высокотемпературные ассоциации — «волластонит-плагиоклазовые» и низкотемпературные — «гроссуляровые» или «гроссуляр-кварцевые». При давлениях меньше 4—5 *кбар* первые должны характеризоваться температурами выше 600—800° С, а вторые — ниже. При особенно высоких температурах (800—1000° С) должен быть устойчив парагенезис волластонита с геленитом и анортитом. Эти цифры характеризуют условия скарнообразования в присутствии чистой H_2O. Добавление CO_2 в систему, что обычно при замещении карбонатных толщ, очевидно, еще несколько повысит данные температуры, поэтому волластонит-плагиоклазовые скарны должны быть генетически связаны преимущественно с магматическим этапом формирования интрузивных тел. Особенно это справедливо в отношении гранитов.

Волластонитовые скарны вообще довольно высокотемпературные, что уже отмечалось в литературе. Однако строго это доказывается, как следует из сказанного, лишь в отношении волластонит-плагиоклазовых парагенезисов (Osborn, 1932), а также волластонит-кальцитовых метасоматических пород, образованных при не слишком низких общих давлениях и высоких парциальных давлениях CO_2. В последнем случае область устойчивости волластонита должна приблизительно определяться положением моновариантного равновесия: волластонит + CO_2 = кальцит + + кварц (Harker, Tuttle, 1956). В иной ситуации волластонитовые скарны (без кальцита) могут, очевидно, образовываться в процессе декарбонатизации известняков, при избытке водной фазы, в условиях низких парциальных давлений CO_2. Это может привести к чрезвычайно низким температурам возникновения волластонита — в пределах 400° С (Roy, 1958; Kakitani, 1962—1963; Калинин, 1967 и др.). Поэтому для обоснования высокотемпературного происхождения таких скарнов следует искать дополнительные доводы. В большинстве случаев они состоят в анализе геологического положения скарновых пород, выявлении элементов зональности, установлении времени образования волластонита и т. п.

Широко распространенные в природе пироксен-гранатовые скарны устойчивы в весьма обширном интервале P—T-условий, причем андрадит-гроссуляровый гранат из этой ассоциации может образовываться при температурах, превышающих устойчивость чистого гроссуляра. Поэтому совершенно не исключено, что пироксен-гранатовые скарны, подобные,

например, тем, какие были описаны Ноккольдсом и Скуном (Nockolds, Scoon, 1965), могут возникать и на магматическом этапе становления интрузивов. Однако большая часть их образуется, по-видимому, при менее высоких температурах — 500—700° С, о чем свидетельствуют данные по гомогенизации газово-жидких включений в типичных скарновых минералах (Лесняк, 1956; Вербичев, 1959; Рахманов, 1965 и др.). То же самое можно сказать и в отношении обычных волластонитсодержащих скарнов.

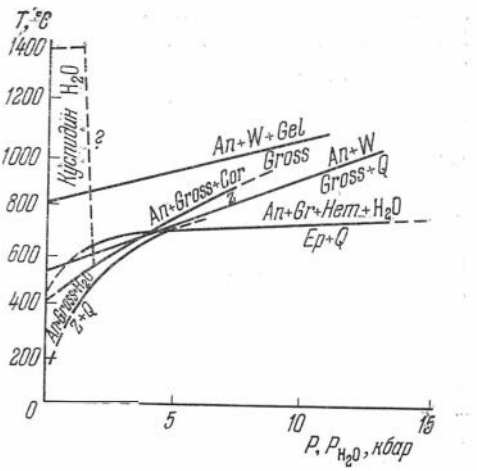


Рис. 3. Некоторые равновесия, разграничивающие поля устойчивости минеральных ассоциаций известковистых скарнов

An — анорит; *W* — волластонит; *Gel* — гелленит; *Cross* — гроссуляр; *Gr* — гранат; *Hem* — гематит; *Ep* — эпидот; *Z* — цоизит; *Q* — кварц; *Cor* — корунд

Эпидотовые и цоизитовые скарновые породы, как показывают геологические наблюдения, в большинстве случаев завершают процесс формирования скарнов. Они образуются позже пироксено-гранатовых ассоциаций. Поэтому их температуры образования (для неглубинных условий) невысоки. В глубинной обстановке, при высоких общих давлениях, эпидот и цоизит, по-видимому, могут находиться в парагенетической связи с пироксенами, гранатами и другими высоко-и среднетемпературными скарновыми минералами. При давлениях более 5 *кбар*, например, эпидот (с кварцем) устойчив вместе с гранатом до температур около 600° С, а цоизит может быть устойчив с гроссуляром и до более высоких температур 700—800° С (Winkler, Nitsch, 1962; Nitsch, Winkler, 1965). Вместе с тем присутствие эпидота и особенно цоизита в ассоциации с кварцем в скарнах, образованных при температурах не менее 500—600° С, что может быть доказано какими-либо другими геолого-минералогическими наблюдениями, определенно должно свидетельствовать о повышенных водных давлениях в процессе скарнирования. Ассоциация цоизита с волластонитом и кальцитом (с кварцем или без него) возможна лишь при общем давлении ($P_{общ} = 0{,}5P_{H_2O} + 0{,}5P_{CO_2}$) не менее 4 *кбар* и температурах выше 600° С (Добрецов, 1966). Это, видимо, дает возможность выделить соответствующие породы в особую категорию (фацию?) высокотемпературных, мезоабиссальных (?) и абиссальных известковистых скарнов («скарноидов») (рис. 3). В эту же группу пород должны входить и достаточно высокотемпературные (выше 600° С) гранат-пироксеновые скарны, ассоциирующие с цоизитом.

Устойчивость куспидина (кюстерита) в скарновых парагенезисах предполагает образование последних в обстановке небольших давлений. Действительно, куспидин был синтезирован Валкенбургом и Риндерсом (Valkenburg, Rynders, 1958) в интервале температур 500—700° С при общем давлении 1360 *атм*. По мнению этих исследователей, максимальная температура устойчивости куспидина при данном давлении не должна превышать 800° С, поскольку при более высоких температурах он разлагается на волластонит, флюорит и др. Положительный объемный эффект реакции: куспидин = волластонит + флюорит + ларнит (?), равный 4 *см*^{3}/*моль* при плотности куспидина 2,9 *г*/*см*^{3}, и факт конгруэнтного плавления куспидина при $P = 1$ *атм* и $T = 1410°$ С (Valkenburg, Rynders, 1958) позволяют высказать предположение, что кривая, ограничивающая поле устойчивости этого минерала в P—T-координатах,

должна иметь крутой отрицательный наклон. При давлениях выше 2 *кбар* куспидин в метасоматических породах не образуется при любых температурах.

Что касается кюстерита, то он, вероятно, при высоких температурах разлагается по схеме: кюстерит = ларнит + H_2O. Данное равновесие может иметь и положительный наклон, однако P—T-поле устойчивости минерала все же остается достаточно узким и ограничивается низкими давлениями.

Изложенное позволяет выявить лишь некоторые, и притом самые общие различия в термодинамических условиях образования известковистых скарнов по данным парагенетического анализа. Пока такие различия мы можем предполагать для куспидиновых (кюстеритовых), волластонит-плагиоклазовых, гроссуляровых и эпидот-цоизитовых скарнов (и «скарноидов»). Дальнейшие исследования в этом направлении позволят обнаружить другие важные особенности процессов скарнообразования.

В заключение следует отметить, что затронутые в данной публикации вопросы, конечно, не охватывают проблему генезиса скарнов в целом. В частности, здесь совершенно не рассматривались вопросы механизма и кинетики скарнообразования, формирование зональности, элементы структуры скарновых полей и т. п., которые представляют собой предмет самостоятельных исследований и плодотворно разрабатываются акад. Д. С. Коржинским и его учениками. Автор в настоящей статье попытался подойти к проблеме генезиса скарнов со стороны парагенетического и фациального анализа и магматической петрологии. Данное направление, развиваемое в отечественной геологии акад. В. С. Соболевым и его школой, представляется весьма перспективным. Продолжение такого плана исследований по скарнам, вероятно, в ближайшем будущем позволит составить достаточно полную схему парагенетических скарновых типов и выявить P—T-условия их образования. Подобные работы, которые целесообразно проводить параллельно с изучением фаций метаморфизма, в настоящее время необходимы, поскольку с ними связано решение ряда важных практических задач.

ON THE GENESIS OF SKARNS

V. V. REVERDATTO

SUMMARY

The high-temperature, metasomatic process of the magmatic stage may preferentially be bound to the granitoid magmatism. This is stipulated that the basaltic magma is commonly undersaturated water whereas the acid magma is frequently found to be saturated. Therefore, the origin of skarns of the magmatic stage must generally be in relation with the granitoid magmatism. The postmagmatic skarns must commonly be related with the basaltic magmas. These conclusions are in good agreement with the facts.

Several mineral P—T-facies of skarns may be distinguished at the present. Orthopyroxene-spinel («hypersthenic» according to V. A. Zharikov) facies stable under high pressure and also monticellitic facies stable under

lower pressure belong to magnesial skarns. The wollastonite-plagioclasic facies stable under high temperature and the grossularic facies stable under lower temperature belong to calcareous scarns. The cuspidine facies of skarns can be distinguished in the low pressures range. The presence of epidote and especially of zoisite in association with quartz at 500—600° C would indicate high water pressure during the skarn-forming process.

ЛИТЕРАТУРА

Вербичев К. Х. Результаты минералотермометрических исследований некоторых минералов Тырны-Ауза.— Труды Новочеркасского политехн. ин-та, 1959, **103**.

Добрецов Н. Л. Значение парциального давления H_2O и CO_2 в метаморфических системах.— Докл. АН СССР, 1966, **166**, № 6.

Дымкин А. М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая.— Новосибирск, изд-во «Наука», 1966.

Жариков В. А. К развитию теории процессов скарнообразования. Геол. рудных месторожд., 1965, 7, № 4.

Калинин Д. В. О нижних температурных границах образования тремолита, диопсида и волластонита в гидротермальных условиях (экспериментальные данные).— Геол. и геофиз., 1967, № 1.

Кеннеди Дж. Равновесие между летучими и окислами железа в изверженных породах.— В кн. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». ИЛ, 1950.

Кеннеди Дж. О роли воды в магме.— В кн. «Земная кора». ИЛ, 1957.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

Лесняк В. Ф. Опыт минералотермического исследования Тырны-Аузского скарново-рудного комплекса на Северном Кавказе.— Труды Всес. научн.-исслед. ин.-та пьезоопт. сырья, 1956, **1**, вып. 2.

Маракушев А. А. Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита.— Труды Дальневост. филиала АН СССР, серия геол., 1958, **5**.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. Изд-во «Наука», 1965.

Перцев Н. Н. Харкерит и котоит в скарнах Полярной Якутии.— Геол. и геофиз., 1961, № 7.

Рахманов А. М. К вопросу об агрегатном состоянии и температурах минералообразующих растворов скарново-редкометальных месторождений Майхура, Южный Гиссар.— В кн. «Минералогия, термометрия и барометрия». Изд-во «Наука», 1965.

Ревердатто В. В. Некоторые вопросы петрологии траппов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 2.

Ревердатто В. В. О минеральных парагенезисах с монтичеллитом и мелилитом в породах метаморфического и метасоматического генезиса.— Геол. и геофиз., 1968, № 1.

Синяков В. И. Особенности формирования магнезиально-скарновых магнетитовых месторождений Горной Шории. Новосибирск, изд-во «Наука», 1967.

Синяков В. И., Синякова Н. М. Монтичеллитовые скарны Горной Шории.— Записки Всес. мин. об-ва, 1961, **90**, вып. 6.

Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии.— В кн. «Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования». Л., изд-во «Наука», 1967.

Шабынин Л. И. О генезисе южноякутских железорудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 1.

Fawcett J. J. Upper stability limits of magnesian chlorites. Annual Rep. Director Geoph. Lab., Carnegie Inst. Year Book 63, 1964.

Greenwood H. J. The synthesis and stability of anthophyllite.— J. Petrol., 1963, **4**, N 3.

Hamilton D. L., Burnham C. W., Osborn E. F. The solubility of water and effect of oxygen fugasity and water content on crystallization in mafic magmas.— J. Petrol., 1964, **5**, N 1.

Harker R. I., Tuttle O. F. Experimental data on the $P\,CO_2$ —T courve for the reaction: calcite + quartz = wollastonite + carbon dioxide.— Amer. J. Sci., 1956, **254**, N 4.

Kakitani S. Study on genesis of wollastonite. Pts. 1, 2— J. Geosci. Osaka City Univ., 1962—1963, **6**, 7.

Kushiro I., Yoder H. S., Jr. Experimental studies on the basalt eclogite transformation.— Annual Rept Dir. Geophys. Lab., Carnegie Inst. Year Book 63, 1964_1.

Kushiro I., Yoder H. S., Jr. Breakdown of monticellite and akermanite at High pressures. Annual Rep. Dir. Geophys. Lab., Carnegie Inst., Year Book. 63, 1964_2.

Newton R. C. Some calc-silicate equilibrium relations.— Amer. J. Sci., 1966, **264**, N 3.

Nitsch K. H., Winkler H. G. F. Bildungsbedingungen von Epidot und Orthozoisit.— Beitr. Mineral. und Petrogr., 1965, **11**, H. 5.

Nockolds S. R., Scoon J. H. The «pseudodiorites» of Dielette.— Mineral Mag., 1965, 34 (Tilley volume).
Osborn G. D. The metamorphosed limestones and associated contaminated igneous rocks of the Carlingford district, Co. Louth.— Geol. Mag., 1932, **69**, N 815.
Roy D. M. Subsolidus data for the join Ca_2SiO_4—$CaMgSiO_4$ and the stability of merwinite.—Mineral. Mag., 1956, **31**, 233.
Roy D. M. Studies in the system CaO—Al_2O_3—SiO_2—H_2O. IV. Phase equilibria in the high-lime portion of the system CaO—SiO_2—H_2O.— Amer. Mineralogist, 1958, **43**, N 11—12.
Valkenburg A. van, Rynders G. F. Synthetic cuspidine.— Amer. Mineralogist, 1958, **43**, N 11—12.
Walter L. S. Experimental studies on Bowens decarbonation series: I. *P—T* univariant equilibria of the «monticellite» and «akermanite» reactions.— Amer. J. Sci., 1963_1, **251**, N 5.
Walter L. S. Experimental studies on Bowens decarbonation series: II. *P—T* univariant equilibria of the reaction: forsterite+calcite=monticellite+periclase+CO_2.—Amer. J. Sci., 1963_2, **261**, N 8.
Winkler H. G. F., Nitsch K. H. Zoisitbildung bei der exeprimentellen Metamorphose.— Naturwissenschaften, 1962, **49**, N 24.
Yoder H. S., Jr., Tilley C. E. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems.— J. Petrol., 1962, **3**, N 3.

II.

ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

ОБ ЭВОЛЮЦИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВЕЩЕСТВА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В. В. ВЕЛИНСКИЙ, Г. В. ПИНУС
Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск

На современном этапе познания вещество верхней мантии Земли большинством исследователей принимается аналогичным по составу дунитам или обогащенным оливином гарцбургитам. Подтверждением этой гипотезы служат геофизические исследования по скорости прохождения упругих волн (Берч, 1964; Гутенберг, 1963; Магницкий, 1965, и др.), эксперименты по зонной плавке метеоритов (Виноградов, 1959, 1962), геолого-петрографические исследования, показавшие подкоровый (мантийный) источник глубинной перидотитовой магмы, формирующей альпинотипные гипербазиты складчатых областей (Пинус, 1957; Пинус, и др., 1958; Соболев, 1962; Hess, 1938), и, наконец, новейшие океанографические исследования, которые, как полагают, обнаружили выходы субстрата верхней мантии непосредственно на дне рифтовых долин срединных океанических хребтов (Удинцев, 1965). Правомерность этой гипотезы подтверждается и проведенным нами детальным минералого-петрографическим и петрохимическим сравнением ультраосновных ксенолитов алмазоносных кимберлитов Якутии и аналогичных по составу пород альпинотипных гипербазитов Юга Сибири (Пинус, Колесник, 1968).

Все эти факты позволяют с достаточной долей вероятности считать, что наиболее распространенные петрографические разновидности альпинотипных гипербазитов могут служить индикатором состава вещества верхней мантии на тех гипсометрических уровнях, где зарождаются очаги глубинной перидотитовой магмы. Исходя из этой посылки, мы предприняли попытку установить закономерности изменения состава альпинотипных гипербазитов во времени, полагая, что эти закономерности будут отражать и эволюцию вещества верхней мантии Земли.

Для этой цели нами была сделана выборка (табл. 1) химических анализов разновозрастных типоморфных представителей альпинотипных гипербазитов (перидотитов) из различных районов Советского Союза (Абовян и др.; Бергунов, 1964; Заварицкий, 1937; Зимин, 1965; Кашкай, 1947; Матвеенко, Богидаева, 1960; Морковкина, 1964; Пинус, Колесник, 1968; Соболев, 1952; Татаринов, 1940).

Таблица 1. **Общая характеристика анализированных гипербазитов**

Местоположение массивов, их название	Геологические условия залегания массивов	Возраст пород	Характерные типы пород	Число анализов
Восточный Саян	Среди метаморфизованных пород существенно терригенно-карбонатных формаций протерозоя	Cm_1	Преимущественно перидотиты, менее развиты дуниты и пироксениты. Повсеместно широко развиты процессы серпентинизации	
Оспинско-Китойский массив				8
Тагульский массив				1
Харанурский массив				2
Западный Саян		Cm_1		
Иджимский массив				3
Борусский массив				17
Тува		Cm_1		
Агардакский массив				2
Горный Алтай	Среди метаморфизованных пород существенно кремнистых осадочно-вулканогенных формаций кембрия. Характерна связь интрузий с породами спилитового ряда	Cm_1		
Чаганузунский массив				3
Забайкалье				
Джидинский район		Cm_1		1
Восточный Казахстан		S		
Чулькузыл-Тюлькуламский пояс		O		2
Чу-Балхашский пояс				7
Полярный Урал		Pz_2		
Войкар-Сыньинский массив				2
Массив Рай-Из				4
Массив Сыум-Кеум				2
Средний Урал		$D_3—C$		
Баженовский массив				2
Алапаевский массив				2
Южный Урал	Среди кремнистых осадочно-вулканогенных формаций палеозоя	D	Преобладают перидотиты, менее развиты дуниты и пироксениты. Породы серпентинизированы	
Кемпирсайский массив				2
Большой Кавказ	Среди отложений сланцевой формации нижнего палеозоя	Pz_2		
Малкинский массив				3
Приморье		Pz_2		
Хребет Сихотэ-Алинь	Среди пород кремнисто-вулканогенной формации нижнего палеозоя			4
Армения		$Cr_2—Tr_1$		
Шоржинский массив				2
Джил-Сатанахачский массив				2
Северо-Восток СССР	Среди пород осадочно-вулканогенных формаций верхнего мела и палеогена	Cr_1	Перидотиты, пироксениты, дуниты. Породы претерпели различную степень серпентинизации	
Хребет Пекульней				1
Пенжинский кряж				4
Таловские горы				12
Сахалин		Tr_1		
Массив мыса Шельтинга				1
Азербайджан		$Cr_2—Tr_1$		
Район с. Алякчи и бассейн р. Калакент-чая				2

Примечание. Массивы обычно имеют линзовидную или пластовую и жилообразную форму, тела располагаются, как правило, согласно с направлением основных структур и приурочены к зонам глубинных разломов. Из массивов, сильно подвергнутых процессам серпентинизации, отобраны анализы наиболее свежих образцов.

Отбор химических анализов проводился так, чтобы: 1) исследованные породы являлись представителями альпинотипных, а не иных формационных типов ультраосновных пород, 2) материал, подвергшийся химическому исследованию, был как можно меньше затронут постмагматическими процессами. Всего был отобран 91 полный силикатный химический анализ, из которых 37 выполнены по материалам авторов, а остальные заимствованы из литературных источников. Все они удовлетворяли требованию — сумма компонентов в анализах не должна была превышать 100,60% и опускаться ниже 99,20%. Жесткость поставленных условий и предопределила в основном сравнительно небольшой объем окончательной выборки.

Таблица 2. **Среднеарифметические значения и средние квадратичные отклонения по породообразующим окислам и потерям при прокаливании гипербазитов**

Возраст	Окислы	1		2		Характер распределения
		$\bar{x}$	$\bar{S}$	$\bar{x}_{100}$	$\bar{S}_{100}$	
Мезозой, включая третий период (24 анализа)	SiO_2	39,94	1,72	44,30	1,91	Нормальный
	TiO_2	0,07	—	0,08	—	»
	Al_2O_3	2,14	1,15	2,37	1,27	»
	Fe_2O_3	4,55	2,21	5,05	2,45	»
	FeO	4,49	2,12	4,97	2,35	»
	MnO	0,12	—	0,12	—	»
	MgO	37,29	3,29	41,00	3,65	»
	CaO	1,41	0,94	1,56	1,04	»
	Na_2O+K_2O	0,27	0,15	0,28	0,16	»
	Cr_2O_3	0,26	0,27	0,27	0,29	Не опр.
	П. п. п.	9,85	2,71			
	Сумма	100,39		100,00		
Верхний палеозой (21 анализ)	SiO_2	39,31	1,98	42,82	2,20	Нормальный
	TiO_2	0,04	—	0,04	—	»
	Al_2O_3	1,44	0,95	1,53	1,05	»
	Fe_2O_3	3,65	1,96	3,98	2,18	Близкий к нормальному
	FeO	5,61	3,38	6,22	3,75	Нормальный
	MnO	0,13	—	0,14	—	»
	MgO	39,70	2,99	43,29	3,31	»
	CaO	1,44	1,22	1,54	1,35	»
	Na_2O+K_2O	0,13	0,15	0,14	0,16	»
	Cr_2O_3	0,28	0,21	0,30	0,23	Не опр.
	П. п. п.	8,15	4,31			
	Сумма	99,88		100,00		
Нижний палеозой (46 анализов)	SiO_2	40,33	2,24	42,70	2,49	Нормальный
	TiO_2	1,10	—	0,10	—	»
	Al_2O_3	1,81	1,57	1,92	1,74	Близкий к нормальному
	Fe_2O_3	3,24	2,52	3,48	2,79	» »
	FeO	5,40	1,76	5,81	1,95	» »
	MnO	0,12	—	0,14	—	Нормальный
	MgO	41,95	5,03	44,44	5,58	»
	CaO	0,97	1,34	1,08	1,49	»
	$Na_2O—K_2O$	0,08	0,12	0,09	0,13	»
	Cr_2O_3	0,21	0,20	0,24	0,22	Не опр.
	П. п. п.	5,43	3,55			
	Сумма	99,64		100,00		

Таблица 3. Различия в составе гипербазитов отдельных возрастных групп по критерию Стьюдента

Окислы	1								2							
	$Mr-Pr_2$			$Mr-Pr_1$			Pr_1-Pr_2		$Mr-Pr_2$			$Mr-Pr_1$			Pr_1-Pr_2	
	t_{05}	t_{01}	t	t_{05}	t_{01}	t	t_{05}	t_{01}	t	t_{05}	t_{01}	t	t_{05}	t_{01}	t	t_{05}	t_{01}	t
SiO_2	2,02	2,70	1,17	2,00	2,65	0,75	2,00	2,65	1,79	2,02	2,70	2,43	2,00	2,65	2,86	2,00	2,65	0,20
Al_2O_3	—	—	2,26	—	—	0,92	—	—	1,00	—	—	2,40	—	—	1,42	—	—	0,95
Fe_2O_3	—	—	1,45	—	—	2,15	—	—	0,66	—	—	1,55	—	—	2,31	—	—	0,72
FeO	—	—	1,35	—	—	1,89	—	—	0,34	—	—	1,36	—	—	1,58	—	—	0,59
MgO	2,02	2,70	2,57	2,00	2,65	4,12	2,00	2,65	1,88	2,02	2,70	2,25	2,00	2,65	2,82	2 00	2,65	0,91
CaO	—	—	0,09	—	—	0,46	—	—	0,43	—	—	0,06	—	—	1,33	—	—	1,18
Na_2O+K_2O	—	—	Оч. мало	—	—	Оч. мало	—	—	Оч. мало	—	—	Оч. мало	—	—	Оч. мало	—	—	Оч. мало
Cr_2O_3	—	—	» »	—	—	» »	—	—	» »	—	—	» »	—	—	» »	—	—	» »

Примечание. t_{05}, t_{01} — табличные значения критерия «t» (Урбах, 1964) для соответствующего числа анализов в каждой группе, t — вычисленные значения критерия. Различия значимы при $t > t_{01}$, и незначимы при $t \ll t_{05}$.
1 — сравнение по абсолютным значениям окислов без учета п. п. п.; 2 — сравнение по окислам, приведенным к 100%, при исключении из анализов п. п. п.

Данные анализов были объединены по возрастному признаку в три группы (совокупности): нижний палеозой (кембрий—силур), верхний палеозой (девон—пермь) и мезозой (главным образом мел), куда были включены и анализы кайнозойских (третичных) альпинотипных гипербазитов. Для каждой группы пород результаты химических анализов обрабатывались с помощью методов математической статистики. Были вычислены значения среднеарифметического ($\overline{X}$), среднего квадратичного отклонения (S) по главным породообразующим окислам и потерям при прокаливании и установлен характер распределения вариантов в анализируемых совокупностях. Исходя из того, что распределение окислов внутри каждой возрастной группы пород или нормальное, или близкое к нему (по значениям коэффициентов асимметрии и эксцесса), при оценке значимости различий между отдельными совокупностями применялся параметрический критерий Стьюдента (Урбах, 1964). Результаты статистической обработки исходных данных приведены в табл. 2 и 3. В них отображены расчеты, проведенные в двух вариантах. В первом из них сравнивались между собой абсолютные значения окислов по $\overline{X}$ без учета потерь при прокаливании. В этом случае при сравнении химизма пород разновозрастных групп устанавливается, что с омоложением возраста гипербазитов в них наблюдается закономерное уменьшение содержания магния при практически постоянном содержании кремнезема. Остальные окислы хотя и изменя

ются, но различия между ними оказываются незначимыми (см. табл. 2, графа 1; табл. 3, графа 1). Пересчет этих данных на средние виртуальные составы показал, что по мере омоложения гипербазитов в составе типоморфных их представителей (перидотитов) происходит обеднение оливиновой составляющей и обогащение пироксеновой составляющей (табл. 4, графа 1). Увеличение последней происходит в основном за счет относительного увеличения в породах количества кремнезема, обусловленного абсолютным уменьшением в них содержания магния.

Таблица 4 **Средние виртуальные минеральные составы гипербазитов (в %)**

Минеральный состав	1			2		
	Mz	Pz_2	Pz_1	Mz	Pz_2	Pz_1
Моноклинный пироксен	5,08	5,95	3,74	6,47	6,15	4,55
Ромбический пироксен	23,48	13,29	14,10	34,69	21,19	20,21
Оливин	56,44	69,57	73,65	55,00	69,37	72,42
Ильменит + магнетит	—	—	—	3,84	3,29	2,82
Пироксены	28,56	19,24	17,84	41,16	27,34	24,76
Оливин	56,44	69,57	73,65	55,00	69,37	72,42

1 — сравнения, вычисленные по абсолютным значениям окислов без учета п. п. п.; 2 — сравнения по окислам, приведенным к 100%, при исключении п. п. п.

При втором варианте расчета из химических составов исключали потери при прокаливании и сумму всех породообразующих окислов приводили к 100%. При этом считается, что количество потерь при прокаливании целиком связано с процессом серпентинизации перидотитов. Сравнение химизма пород разновозрастных групп по средним значениям окислов, приведенным к 100% ($\bar{X}_{100}$) показывает, что во времени (от палеозоя к мезозою) в них происходит увеличение содержания кремнезема при одновременном уменьшении содержания окиси магния (табл. 2, графа 2). Как видно из данных табл. 3 (графа 2), эти различия являются значимыми по критерию Стьюдента с вероятностью 99%. Что касается различия в содержаниях других окислов, то из этой же таблицы следует, что они в большинстве своем незначимы. Проведенные пересчеты средних содержаний окислов по X_{100} на виртуальный минеральный состав отображены в табл. 4, графа 2. Полученные результаты показывают ту же тенденцию в изменении состава гипербазитов (перидотитов) во времени, которая была выявлена при расчетах в первом варианте, т. е. с омоложением возраста пород в них происходит увеличение пироксеновой составляющей за счет уменьшения содержания оливина. Это можно было предвидеть, поскольку известно, что при серпентинизации перидотитов корреляционные связи между SiO_2 и MgO не нарушаются (Пинус, 965). Кроме того, проведенная нами парная корреляция между содержаниями отдельных окислов и значениями потерь при прокаливании по всей выборке химических анализов показала, что закономерной связи между ними не существует.

Данные табл. 4 свидетельствуют о том, что устанавливаемые различия в химизме гипербазитов во времени наиболее отчетливо проявляются между породами мезозойской и нижнепалеозойской групп. Менее четко они выявляются при сравнении химизма пород мезозойского и верхнепалеозойского возрастов. Гипербазиты же нижнего и верхнего палеозоя различаются между собой в еще меньшей степени. Однако это не значит, что в палеозое состав гипербазитов не меняется во времени. Дело в том, что в нижнепалеозойскую группу мы объединили анализы гипербазитов

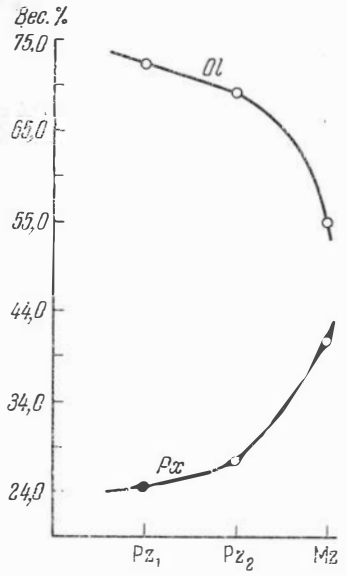


Рис. 1. Распределение оливина (*Ol*) и пироксена (*Px*) (в вес.%) в разновозрастных гипербазитах

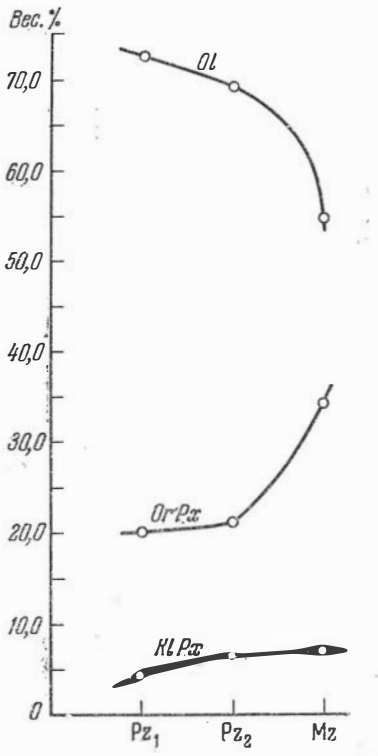


Рис. 2. Характер распределения оливинов (*Ol*), орто(*OrPx*)- и клинопироксенов (*KlPx*) в разновозрастных гипербазитах

кембрийского и ордовикского возрастов, а в верхнепалеозойскую — анализы гипербазитов, возраст которых охватывает интервал времени от девона до перми (см. табл. 1). Таким образом получается, что между сравниваемыми совокупностями существует как бы постепенный временной переход, что, конечно, не могло не сказаться на результатах среднего их состава. В мезозойской же группе использованы анализы пород мелового и третичного возрастов, поэтому между этой совокупностью пород и породами верхнепалеозойской группы разница в составах проявляется в большей степени, и, естественно, между крайними группами (нижнего палеозоя и мезозоя) эти отличия будут максимальными. В дальнейших рассуждениях мы будем опираться на результаты сравнения химических составов гипербазитов мезозойской и нижнепалеозойской групп.

Прежде чем перейти к обсуждению полученных материалов, необходимо сделать еще одно замечание. Как видно из табл 2 и 3, значимо различающиеся компоненты химических анализов пород имеют довольно большие значения дисперсий, что вносит элемент сомнения в надежность различий между ними. В связи с этим была предпринята попытка установить значимость различий между отдельными возрастными группами пород по их химизму с применением более мощного статистического метода линейной дискриминатной функции, учитывающего комплексное использование содержаний породообразующих окислов. Решение этой задачи (Велинский и др., 1968) показало, что полученные отличия в химическом составе гипербазитов различного возраста реально существуют, а не представляют собой результат дисперсии признаков.

Выше было показано, что основная тенденция в изменении химизма гипербазитов (перидотитов) во времени от нижнего палеозоя до кайнозоя заключается в изменении в составе пород количества пироксенов и оливинов — главных породообразующих минералов альпинотипных гипербазитов (рис. 1) и что увеличение пироксеновой компоненты происходит в основном за

за время, прошедшее с распада планеты Фаэтон (при условии одинакового состава мантии ее и Земли), в мантии Земли «увеличилась оливиновая составляющая за счет уменьшения более чем вдвое пироксеновой составляющей». Это заключение Н. Д. Соболева не может быть принято нами по двум причинам. Во-первых, трудно оправдать сравнение вещества мантии Земли с веществом мантии другого небесного тела и к тому же довольно гипотетичного. Если же планета Фаэтон и существовала, то, располагаясь между Марсом и Юпитером и, следовательно, не относясь к планетам земной группы, в силу своего положения в солнечной системе она должна была бы иметь физические параметры, отличные от таковых Земли, что не могло, в свою очередь, не отразиться и на составе ее вещества. С другой стороны, Земля, являясь самостоятельным небесным телом, в процессе эволюции приобретала специфические особенности, присущие только ей и обусловленные скоростью вращения вокруг своей оси, плотностью и размерами планеты, наличием своеобразной газовой атмосферы, определенным положением относительно Солнца и т. д. Все это не могло, конечно, не сказаться на составе вещества мантии Земли, которое, как известно, отлично от состава хондритов, содержащих, как правило, значительно большие количества железа (Виноградов, 1959, 1962). Повышенные же в метеоритах концентрации железа при расчете виртуального состава, совершенно очевидно, дадут большие значения пироксеновой составляющей и пониженные — оливиновой, что приведет в конечном счете к неправильной оценке общего хода процесса эволюции. Все это и не дает нам возможности согласиться с выводами Н. Д. Соболева о характере развития вещества мантии Земли во времени.

Наряду с этим нельзя обойти вниманием следующий факт. Как видно из приведеиных расчетов, на ранних этапах развития Земли вещество мантии было обогащено окислами магния, которые постепенно мигрировали в земную кору. При этом на фоне довольно незначительного изменения во времени содержания кремнезема происходит заметное уменьшение концентраций окислов магния. В связи с этим чрезвычайно интересен факт уменьшения магнийсодержащих осадков (в частности, доломитов) в ходе эволюции земной коры от более древних отложений к более молодым. Согласно исследованиям Н. М. Страхова, доломиты и доломитсодержащие карбонаты были максимально развиты в нижнем палеозое. По мере омоложения осадков роль этих пород в седиментационном процессе резко падает, и во второй половине мезозойского периода магнийсодержащие отложения встречаются крайне редко. Возможно, что описанная закономерность непосредственно связана с миграцией магния в земную кору и объективно отражает этот процесс. Во всяком случае такое совпадение вряд ли следует объяснять случайными причинами; оно заслуживает дальнейшего изучения несмотря на то, что механизм такой связи в настоящее время не совсем ясен.

Таким образом, изложенные факты могут рассматриваться как косвенные доказательства, подтверждающие правильность того направления эволюции вещества мантии Земли, которое отмечается нами при анализе изменений химизма альпинотипных гипербазитов во времени, поскольку миграция магния из высоконасыщенного им субстрата мантии в раннем палеозое, естественно, осуществлялась в большем количестве, чем в относительно менее богатом по содержанию магния веществе мантии в кайнозойское время.

Важным доказательством в пользу изложенной точки зрения на характер эволюции вещества мантии Земли явилось бы выяснение изменения химического состава базальтоидных образований одного формационного типа, но различных по возрасту. К сожалению, такие данные в литературе отсутствуют, и это обстоятельство не позволяет нам однозначно

за время, прошедшее с распада планеты Фаэтон (при условии одинакового состава мантии ее и Земли), в мантии Земли «увеличилась оливиновая составляющая за счет уменьшения более чем вдвое пироксеновой составляющей». Это заключение Н. Д. Соболева не может быть принято нами по двум причинам. Во-первых, трудно оправдать сравнение вещества мантии Земли с веществом мантии другого небесного тела и к тому же довольно гипотетичного. Если же планета Фаэтон и существовала, то, располагаясь между Марсом и Юпитером и, следовательно, не относясь к планетам земной группы, в силу своего положения в солнечной системе она должна была бы иметь физические параметры, отличные от таковых Земли, что не могло, в свою очередь, не отразиться и на составе ее вещества. С другой стороны, Земля, являясь самостоятельным небесным телом, в процессе эволюции приобретала специфические особенности, присущие только ей и обусловленные скоростью вращения вокруг своей оси, плотностью и размерами планеты, наличием своеобразной газовой атмосферы, определенным положением относительно Солнца и т. д. Все это не могло, конечно, не сказаться на составе вещества мантии Земли, которое, как известно, отлично от состава хондритов, содержащих, как правило, значительно большие количества железа (Виноградов, 1959, 1962). Повышенные же в метеоритах концентрации железа при расчете виртуального состава, совершенно очевидно, дадут большие значения пироксеновой составляющей и пониженные — оливиновой, что приведет в конечном счете к неправильной оценке общего хода процесса эволюции. Все это и не дает нам возможности согласиться с выводами Н. Д. Соболева о характере развития вещества мантии Земли во времени.

Наряду с этим нельзя обойти вниманием следующий факт. Как видно из приведенных расчетов, на ранних этапах развития Земли вещество мантии было обогащено окислами магния, которые постепенно мигрировали в земную кору. При этом на фоне довольно незначительного изменения во времени содержания кремнезема происходит заметное уменьшение концентраций окислов магния. В связи с этим чрезвычайно интересен факт уменьшения магнийсодержащих осадков (в частности, доломитов) в ходе эволюции земной коры от более древних отложений к более молодым. Согласно исследованиям Н. М. Страхова, доломиты и доломитсодержащие карбонаты были максимально развиты в нижнем палеозое. По мере омоложения осадков роль этих пород в седиментационном процессе резко падает, и во второй половине мезозойского периода магнийсодержащие отложения встречаются крайне редко. Возможно, что описанная закономерность непосредственно связана с миграцией магния в земную кору и объективно отражает этот процесс. Во всяком случае такое совпадение вряд ли следует объяснять случайными причинами; оно заслуживает дальнейшего изучения несмотря на то, что механизм такой связи в настоящее время не совсем ясен.

Таким образом, изложенные факты могут рассматриваться как косвенные доказательства, подтверждающие правильность того направления эволюции вещества мантии Земли, которое отмечается нами при анализе изменений химизма альпинотипных гипербазитов во времени, поскольку миграция магния из высоконасыщенного им субстрата мантии в раннем палеозое, естественно, осуществлялась в большем количестве, чем в относительно менее богатом по содержанию магния веществе мантии в кайнозойское время.

Важным доказательством в пользу изложенной точки зрения на характер эволюции вещества мантии Земли явилось бы выяснение изменения химического состава базальтоидных образований одного формационного типа, но различных по возрасту. К сожалению, такие данные в литературе отсутствуют, и это обстоятельство не позволяет нам однозначно

решать вопрос о характере химической направленности процесса эволюции субстрата верхней мантии Земли во времени. Вместе с тем эта задача очень актуальна, поскольку верхняя мантия является основным источником преобладающей массы продуктов глубинного магматизма.

ON THE EVOLUTION OF CHEMICAL COMPOSITION OF THE UPPER MANTLE MATTER

V. V. VELINSKY, G. V. PINUS

SUMMARY

One possible version of the evolution of the matter of the earth upper mantle is discussed. This fact is clarified from the study of chemical and mineralogical compositions of alpinotypic peridotites. It is established that the pyroxene quantity in the younger rocks increases in comparison with older rocks. The material was treated by mathematical statictics methods.

ЛИТЕРАТУРА

Абовян С. Б. и др. Химические составы изверженных и метаморфических горных пород Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, 1962.

Берч Ф. Скорость продольных волн в горных породах при давлении в 10 *кбар*.— В кн. «Ультразвук в геофизике». Изд-во «Мир», 1964.

Велинский В. В., Пинус Г. В., Каратаева Г. Н. Применение методов многомерного статистического анализа для разделения разновозрастных альпинотипных гипербазитов по их петрохимическим свойствам. Геол. и геоф., 1968, № 1.

Вергунов Г. П. Новые данные об ультраосновных породах Сахалина и Курильских островов.— Докл. АН СССР, 1964, **158**, № 3.

Виноградов А. П. Метеориты и земная кора.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 10.

Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли.— Вестник АН СССР, 1962, № 9.

Гутенберг Б. Физика земных недр. ИЛ, 1963.

Заварицкий А. Н. Перидотитовые массивы Полярного Урала и окружающие их породы.— В кн. «Петрография СССР». Изд-во АН СССР, 1937.

Зимин С. С. Дунит-верлитовая формация Тихоокеанского складчатого пояса и вопросы генезиса гипербазитов (на примере Сихотэ-Алиня).— В кн. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». Изд-во «Наука», 1965.

Кашкай М. А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд-во АН Азерб. ССР, 1947.

Кутолин В. А., Волохов И. М., Каратаева Г. Н. К оценке возможности определения формационной принадлежности гипербазитов по петрохимическим данным.— Геол. и геофиз., 1966, № 5.

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. Изд-во «Недра», 1965.

Матвеенко В. Т., Богидаева М. В. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Восток СССР) — Труды Всесоюзн. ин-та золота и редких металлов (Магадан), 1960, **17**, вып. 53—56.

Михайлов А. Ф. Геолого-петрологическая характеристика гипербазитов юго-западной части Пенжинского хребта.— Труды ВСЕГЕИ, 1962, **73**.

Михайлов Н. П. Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1962, **80**.

Морковкина В. Ф. Химические анализы изверженных горных пород. Изд-во «Наука», 1964.

Пинус Г. В. Об особенностях состава ультраосновных пород, слагающих гипербазитовые пояса складчатых областей.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 3.

Пинус Г. В. Некоторые вопросы геохимии кембрийских альпинотипных гипербазитов юга Сибири.— Геохимия, 1965, № 2.

Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. Изд-во «Наука», 1968.
Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд-во АН СССР, 1958.
Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. Госгеолтехиздат, 1952.
Соболев Н. Д. Генетические типы ультраосновных интрузий.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. VI. Изд-во АН СССР, 1962.
Соболев Н. Д. Мантия Земли и ультраосновные горные породы.— Тезисы III Всес. петрогр. совещания. Проблема «Магматические формации и связь с ними полезных ископаемых». Новосибирск, 1963.
Соболев Н. В., Кузнецова И. К. Минералогия алмазоносных эклогитов.— Докл. АН СССР, 1966, **167**, № 6.
Татаринов П. М. Восточная полоса габбро-перидотитовых интрузий Среднего Урала.— В кн. «Петрография Урала». Ч. II. Изд-во АН СССР, 1940.
Удинцев Г. Б. Новые данные о строении дна Индийского океана.— Океанология, 1965, № 6.
Урбах В. Ю. Биометрические методы. Изд-во «Наука», 1964.
Green D. H., Ringwood A. E. Mineral assamblages in a model mantle composition.— J. Geoph. Res., 1963, **68**, N 3.
Hess H. H. A primary peridotite magma.— Amer. J. Sci., 1938, **35**, N 209.

ГИПЕРБАЗИТЫ И ЗОНАЛЬНОСТЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

(на примере Сихотэ-Алиня)

С. С. ЗИМИН

Дальневосточный филиал СО АН СССР, Владивосток

В последние годы в Сихотэ-Алине были обнаружены новые интрузии различных по составу гипербазитов, которые в складчатой структуре этой области распространены в виде самостоятельных поясов и зон. Сведения о них представляют интерес для суждения о составе и строении верхней мантии, на что всегда обращал большое внимание в своих работах академик В. С. Соболев (1964_1, 1964_2). Ниже будут рассмотрены главные особенности геологии и петрологии гипербазитов Сихотэ-Алиня.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗМЕЩЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ГИПЕРБАЗИТОВ

Гипербазиты распространены в основном в северной части Сихотэ-Алиня. Южнее широты рек Улахэ и Тудо-Вакки их интрузии сменяются габброидными массивами, которые прослеживаются до побережья Японского моря.

Выделяются два пояса гипербазитов: Западный, сложенный породами дунит-гарцбургитовой формации, и Восточный, представленный интрузивами оливинит-верлитовой ассоциации. Протяженность каждого из них 500—600 *км*. Оба пояса приурочены к глубинным разломам северо-восточного простирания, обрамляющим Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня, сложенный породами среднего (D) и верхнего (C—P_2) палеозоя.

В северной части региона несколько обособленно расположена Хунгарийская зона гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации. Она имеет небольшую (50 *км*) протяженность и пространственно связана с субширотными разломами, приуроченными к области погружения Главного антиклинория Сихотэ-Алиня под отложения верхнего мезозоя (рис. 1).

Возраст гипербазитов Западного и Восточного поясов верхнепалеозойский (P_1—P_2). В Хунгарийской зоне эти породы относятся к верхнему мезозою (Cr_1—Cr_2).

Западный дунит-гарцбургитовый пояс приурочен к глубинному Даубихинскому разлому, отделяющему Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня от Даубихинской синклинальной зоны. Интрузии гипербазитов здесь находятся непосредственно в разломе или же в дизъюнктивах, оперяющих его с обеих сторон.

Ультраосновные породы Западного пояса и Хунгарийской зоны представлены, как правило, аподунитовыми, апогарцбургитовыми, реже аполерцолитовыми серпентинитами из лизардита и антигорита. Редко встречаются свежие дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, еще реже верлиты и диаллагиты, а также гранатовые (андрадит) серпентиниты. Массивы этих пород имеют вид узких (1—2 *км*), удлиненных в плане линз протяженностью 10—15 *км*, залегающих во вмещающих породах круто (70—80°) и характеризующихся в ряде случаев элементами вертикальной стратификации.

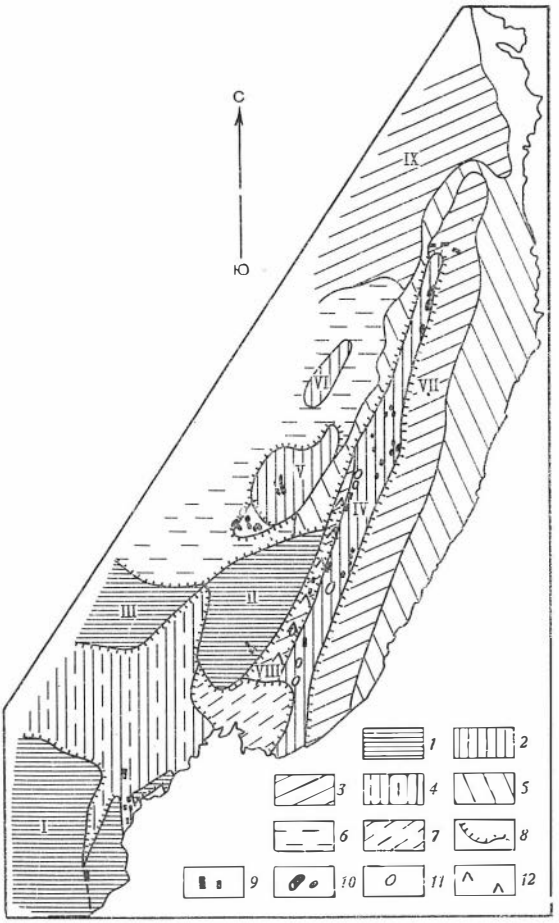


Рис. 1. Схема геологического положения гипербазитов юга Дальнего Востока (тектоническая основа составлена по данным А. М. Смирнова, И. И. Берсенева, Л. И. Красного)

1 — древние кристаллические массивы: I — Сино-Корейский, II — Ханкайский, III — Кентэйский; *2* — антиклинории верхнего палеозоя: IV — Главный Сихотэ-Алинский, V — Наданьхада-Бикинский, VI — Хехцирский; *3* — Главный синклинорий мезозоя Сихотэ-Алиня (VII), Даубихинская синклинальная зона позднего палеозоя-мозозоя (VIII), Горинский синклинорий позднего мозозоя (IX); *4* — Лаоелин-Гродековская область верхнепалеозойской складчатости; *5* — Восточный и Западный вулканические пояса позднего мезозоя и кайнозоя Приморья; *6* — северная часть Амуро-Сунгаринского прогиба позднего мезозоя; *7* — Южно-Приморская зона мезозойской складчатости; *8* — глубинные разломы; *9* — ультраосновные породы дунит-гарцбургитовой формации и гипербазитов; *10* — ультраосновные породы дунит-верлитовой формации гипербазитов; *11* — габброидные массивы, связанные парагенетически с гипербазитами; *12* — толща сильно дифференцированных вулканитов верхнего палеозоя

Основные породы распространены во много раз меньше, чем серпентиниты, и представлены габбро-норитами и диабазами, среди которых как местные фации встречаются меланократовые оливиновые габбро-нориты и габбро, а в ряде случаев горнблендиты и пироксениты.

Основные породы слагают самостоятельные тела, располагающиеся в разломах на простирании перидотитовых массивов и в контактах последних с вмещающими толщами. Местами они секут перидотиты или же располагаются по отношению к ним латерально.

Восточный оливинит-верлитовый пояс гипербазитов приурочен к Центральному структурному шву, разделяющему Главный антиклинорий и сииклинорий Сихотэ-Алиня. Перидотиты и связанные с ними габброиды залегают здесь в дизъюнктивах, оперяющих разлом со стороны антиклинория.

Ультраосновные породы Восточного пояса, в противоположность Западному, серпентинизированы слабо и представлены в основном оливинитами, верлитами и диаллагитами. Реже встречаются дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и серпентиниты. Среди верлитов и диаллагитов различаются как ранние (магматические), так и поздние (метасоматические) разности, различающиеся наличием крупных фенокристов и жил более железистого ($f=35\%$) авгита с реликтами оливина.

Интрузивы ультраосновных пород Восточного пояса имеют в плане форму удлиненных линз длиной до 20 и шириной до 4 *км*, которые залегают круто (70—85°). Некоторые из них (Анюйский массив) расслоены от оливинитов (внизу) до диаллагитов (вверху). Другие (Катэнский массив) имеют зональное и пятнистое строение, связанное с неравномерным проявлением метасоматической авгитизации в первичных оливинитах. В краевых зонах этих массивов развиты метасоматические диаллагиты, которые к внутренним зонам постепенно сменяются верлитами, а последние — оливинитами, содержащими жилы и участки поздних диаллагитов. В латеральном направлении, а также вдоль разломов интрузивы перидотитов сопровождаются несколько более поздними телами — спутниками габброидного состава, образующими цепочки, прослеживающиеся на расстояние до 20 *км*.

Распространенность и характер габброидов в интрузивных комплексах Восточного пояса находятся в соответствии с особенностями состава ультраосновных пород. Массивы последних характеризуются здесь обилием кальцийсодержащих перидотитов и пироксенитов. В соответствии с этим отношение основных пород (по площади) к перидотитам больше, чем в Западном поясе (1 : 3). Безгиперстеновые массивы ультраосновных пород сопровождаются обычно габбро и диабазами. С интрузивами перидотитов, в которых встречается гиперстен, ассоциируют, как правило, габбро-нориты.

Помимо габбро, габбро-норитов и диабазов, в массивах основных пород встречаются меланократовые оливиновые габбро и габбро-нориты, а иногда и горнблендиты и пироксениты как местные фации. Местами имеются и такие разности меланократовых оливиновых габбро и габбро-норитов, которые образуются на контакте основных пород с ультраосновными. На контакте жил габбро-пегматитов с перидотитами встречаются и грубозернистые горнблендиты второй генерации, отличающиеся от ранних горнблендитов более железистым и титанистым паргаситом ($f=65\%$).

Гипербазиты Западного и Восточного поясов Сихотэ-Алиня пространственно и во времени тесно связаны с подводными зеленокаменными толщами геосинклинальных эффузивов верхнего палеозоя (C_1—P_1). Характер последних оказывается также различным. Так, в области пояса оливинит-верлитовых гипербазитов офиолитовые вулканиты представлены относительно маломощными и недифференцированными образованиями, сложенными горизонтами и маломощными толщами спилитов и диабазовых порфиритов, переслаивающихся с туфами. Наоборот, в Западном дунит-гарцбургитовом поясе офиолитовые вулканиты представлены мощными и сильно дифференцированными толщами, в которых различаются не только диабазовые порфириты и спилиты, но и фельзиты, кварцевые порфиры и их туфы. Особенно широко и полно такой дифференцированный комплекс вулканитов распространен в Даубихинской синклинальной зоне, где эти породы протягиваются полосой вдоль глубокого разлома, начиная от р. Хор (на севере) до р. Улахэ (на юге).

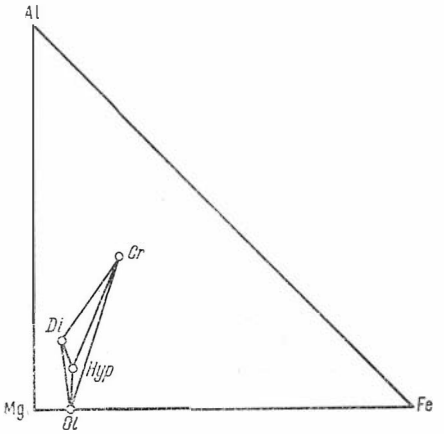


Рис. 2. Диаграмма парагенезисов минералов ультраосновных пород Западного пояса гипербазитов Сихотэ-Алиня

Ol — оливин; *Di* — диопсид; *Nyp* — ромбический пироксен; *Cr* — хромит

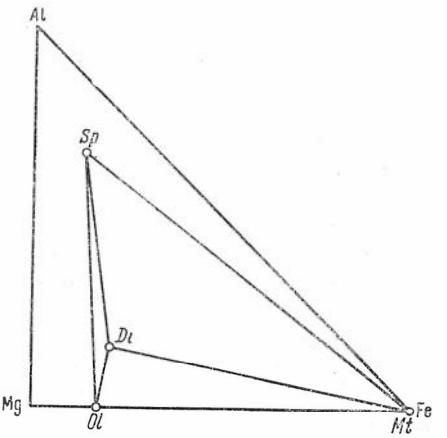


Рис. 3. Диаграмма парагенезисов минералов ультраосновных пород Восточного пояса гипербазитов Сихотэ-Алиня

Ol — Оливин; *Di* — клинопироксен (авгит); *Sp* — шпинель (плеонаст); *Mt* — титаномагнетит+ильменит

Таким образом, намечаются два типа офиолитовых серий из эффузивов и интрузивных пород: 1) сильно дифференцированные вулканиты (от спилитов до кварцевых порфиров) и высокомагнезиальные гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации; 2) недифференцированные вулканиты (спилит-диабазовая формация по Ю. А. Кузнецову, 1964) и гипербазиты оливинит-верлитовой ассоциации, обогащенные железом, кальцием и титаном.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПОРОД, ИХ ПАРАГЕНЕЗИСЫ И ХАРАКТЕР ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Гипербазитовые комплексы Западного и Восточного поясов Главного антиклинория Сихотэ-Алиня различаются прежде всего по минеральному составу ультраосновных пород. В соответствии с этим неодинакова и их металлогения.

Главными минералами ультраосновных пород Западного пояса гипербазитов являются оливин, ромбический пироксен (энстатит и бронзит) и серпентин (лизардит и антигорит). Акцессорные представлены хромитом. Моноклинный пироксен присутствует в незначительном количестве и образует две генерации: раннюю и позднюю. Ранний — магматический пироксен является, как правило, диопсидом, а поздний, образующий жилы и крупнокристаллические гнезда, относится к метасоматическому авгиту.

Порядок образований минералов ультраосновных пород: оливин→ →хромит→ромбический пироксен (энстатит, бронзит)→ранний моноклинный пироксен (диопсид)→поздний пироксен (авгит). Парагенезисы ранних минералов ультраосновных пород Западного пояса гипербазитов приведены на рис. 2.

Главными минералами ультраосновных пород Восточного пояса гипербазитов Сихотэ-Алиня являются оливин и авгит. Только в ряде интрузивных массивов (рек Кафэн, Ситуха) встречается ромбический пироксен (обычно бронзит), а также серпентин (лизардит). Вместо хромита, характерного для гипербазитов Западного пояса, в рассматриваемых породах распространены зеленая шпинель (плеонаст) с титаномагнетитом и ильменитом. В соответствии с этим массивы их не хромитоносные, а железо-титаноносные.

Таблица 1 **Оптические свойства и состав минералов из ультраосновных пород Западного пояса гипербазитов Сихотэ-Алиня**

№ п/п	№ обр.	Минерал	*Ng*	*Np*	*f*	Местонахождение
1	С-1394/3	Оливин	1,687	1,652	9	Р. Хунгари, Горбилинский массив, Хабаровский край
2	С-1397/1	»	1,687	1,652	9	Там же
	С-1397/1	Энстатит	1,677	1,665	10	» »
3	Г-159/3	Оливин	0,687	1,652	9	Р. Улахэ, с. Ново-Каменка, Приморский край
	Г-159/3	Бронзит	1,678	1,667	11	Там же
	Г-159/3	Хромит	1,840	—	20	» »
4	Р-666	Оливин	1,694	—	12	» »
	Р-666	Бронзит	1,682	1,670	13	» »
	Р-666	Диопсид	1,694	—	10	» »
5	С-1361/2	Оливин	1,701	1,666	15	С. Олон, правобережье Бикина Хабаровский край
	С-1361/2	Бронзит	1,678	1,666	11	Там же
	С-1361/2	Диопсид	1,701	1,671	12	» »
6	Р-801/д	Оливин	1,694	1,660	12	Р. ШэтУхэ, Приморский край
	Р-801/д	Энстатит	1,672	1,660	17	Там же
	Р-801/д	Диопсид	1,694		10	» »
7	Р-801/в	Авгит	1,707		22	» »
8	Р-804/Б	»	1,707		22	» »
	Р-804/Б	Шпинель	1,764		20	» »

1 — дунит; 2,3 — гарцбургиты; 4—6 — лерцолиты; 7,8 — оливиновые пироксениты (поздние).

Таблица 2 **Оптические свойства и состав минералов из ультраосновных пород Восточного пояса гипербазитов Сихотэ-Алиня**

№ п/п	№ обр.	Минерал	*Ng*	*Np*	*f*	Местонахождение
1	С-1303/2	Оливин	1,705	1,668	17	Р. Богбасу—приток Анюя, Хабаровский край
2	С-1304/2	»	1,705	1,670	17	Там же
	С-1304/2	Авгит	1,714	1,686	32	» »
3	С-1331/1	Оливин	1,705	1,669	17	Р. Катэн — приток Хора, Хабаровский край
4	С-1330/8	»	1,707	1,670	18	Там же
5	С-1330/2	»	1,707		18	» »
	С-1330/2	Авгит *	1,714	1,684	32	» »
6	С-1330/3	Оливин	1,707	1,668	18	» »
	С-1330/3	Авгит *	1,714	1,690	35	» »
7	С-1339/2	Бронзит	1,697	1,686	25	Р. Кафэн—приток Хора, Хабаровский край
	С-1339/2	Авгит*	1,714	1,686	33	Там же
	С-1339/2	Оливин	1,707	—	18	» »
8	С-1351/3	Бронзит	1,694	1,677	22	Р. Синанча — приток Имана, Приморский край
	С-1351/3	Авгит	1,705	1,677	21	Там же
	С-1351/3	Оливин	1,705	—	17	» »
9	Щ-180/а	Бронзит	1,691	1,684	20	Р. Кафэн — приток Хора, Хабаровский край
	Щ-180/а	Авгит	1,707	1,677	22	Там же
10	С-1299/2	Авгит*	1,697	1,670	18	Р. Богбасу — приток Анюя, Хабаровский край
11	С-1332/2	»	1,714	1,686	33	Р. Катэн — приток Хора, Хабаровский край
12	Щ-174/в	Авгит	1,724	1,697	57	Р. Кафэн — приток Хора, Хабаровский край

1, 3, 4 — оливиниты; 2, 5, 6 — верлиты; 7, 8 — лерцолиты; 9 — вебстериты; 10— 12 — диаллагиты.

* Поздний метасоматический авгит.

Таблица 3 **Оптические свойства и состав минералов из основных пород Западного пояса гипербазитов Сихотэ-Алиня**

№ п/п	№ обр.	Минерал	*Ng*	*Np*	*f*, *An*	Местонахождение
1	Г-160/2	Авгит	1,708	—	22	Р. Улахэ, с. Ново-Каменка, Приморский край
	Г-160/2	Роговая обманка	1,678	—	42	Там же
	Г-160/2	Плагиоклаз	—	—	72	» »
2	С-1369/1	Авгит	1,701	1,676	18	С. Олон, правобережье Бикина, Хабаровский край
	С-1369/1	Плагиоклаз	—	—	88—89	Там же
	С-1369/1	Роговая обманка	1,669	—	30	» »
3	Щ-163/а	Авгит	1,706	1,680	20	Р. Веста, Приморский край
	Щ-163/а	Роговая обманка	1,684	1,661	50	Там же
	Щ-163/а	Плагиоклаз	—	—	4—50	» »
4	С-1370/4	Авгит	1,715	1,690	36	С. Олон, правобережье Бикина, Хабаровский край
	С-1370/4	Роговая обманка	1,684	1,664	50	Там же
	С-1370/4	Плагиоклаз	—	—	71	» »

1 — оливиновое габбро с нацело серпентинизированным оливином; 2 — мелкозернистое габбро; 3 — габбро-норит с гиперстеном, превращенным в серпентин; 4 — габбро с ильменитом.

Таблица 4 **Оптические свойства и состав минералов из основных пород Восточного пояса гипербазитов Сихотэ-Алиня**

№ п/п	№ обр.	Минерал	*Ng*	*Np*	*f*, *An*	Местонахождение
1	С-1328/1	Оливин	1,712	1,681	20	Р. Катэн — приток Хора, Хабаровский край
	С-1328/1	Авгит	1,711	1,686	32	Там же
	С-1328/1	Плагиоклаз	—	—	77	
	С-1328/1	Роговая обманка	1,689	1,662	55	» »
2	С-1337/3	Оливин	1,707	—	18	Р. Кафэн — приток Хора, Хабаровский край
	С-1337/3	Бронзит	1,697	—	23	Там же
	С-1337/3	Авгит	1,711	1,686	33	» »
	С-1337/3	Плагиоклаз	—	—	58—75	» »
3	Щ-185/в	Бронзит	1,700	1,688	26	» »
	Щ-185/в	Авгит	1,709	1,681	27	» »
	Щ-185/в	Плагиоклаз	1,568	1,540	65—25	Р. Богбасу — приток Анюя, Хабаровский край
4	С-1308/2	Авгит	1,709	1,681	26	Там же
	С-1308/2	Бронзит	1,701	1,689	27	» »
	С-1308/2	Роговая обманка	1,683	1,666	47	» »
	С-1308/2	Плагиоклаз	1,540	—	8	» »
5	С-1331/3	Авгит	1,711	1,686	32	Р. Катэн — приток Хора, Хабаровский край
	С-1331/3	Роговая обманка	1,690		56	Там же
	С-1331/3	» »	1,699	1,672	67	» »
	С-1331/3	Плагиоклаз	1,556	—	38	» »
6	С-1308/1	Авгит	1,707	1,680	25	Р. Богбасу — приток Анюя, Хабаровский край
	С-1308/1	Роговая обманка	1,683	1,666	48	Там же
7	С-1261/2	» »	1,686	—	51	Р. Синанча — приток Имана, Приморский край

1,2 — оливиновые габбро и габбро-норит; 3,4 — габбро-нориты; 5 — габбро; 6,7 — габбро-диабазы.

Порядок образования минералов ультраосновных пород Восточного пояса гипербазитов: оливин→плеонаст→титаномагнетит+ильменит→→ранний авгит→поздний авгит. Парагенезисы этих минералов приведены на рис. 3. В некоторых массивах распространен ромбический пироксен, образованный позднее оливина, шпинели, титаномагнетита и ильменита, но раньше магматического авгита (ранний авгит). Позднее указанных минералов образовались паргасит и роговая обманка, образующие смешанные кристаллы. При обилии этих минералов перидотиты и пироксениты постепенно переходят в горнблендиты, которые чаще всего ассоциируют не с перидотитами, а с основными породами.

Оптические свойства и железистость минералов гипербазитов Западного и Восточного поясов, а также Хунгарийской зоны, как видно из приведенных данных (табл. 1, 2), различны. В породах дунит-гарцбургитовой формации они более магнезиальны, чем в оливинитах, перидотитах и пироксенитах Восточного пояса. Это же характерно и для главных минералов габброидных разностей, сопровождающих ультраосновные породы в рассматриваемых поясах и зонах (табл. 3, 4).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД, ИХ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Химический состав, петрохимические и металлогенические особенности рассмотренных выше двух ассоциаций, каждая из которых состоит из ультраосновных и основных пород, резко различны. В то же время в каждой формации, занимающей вполне определенную геологическую позицию, состав перидотитовых образований и сопутствующих им габброидных разностей оказывается отчетливо сопряженным. Это хорошо видно из данных химических анализов (табл. 5, 7, 9, 11), результатов пересчета их по А. Н. Заварицкому (табл. 6, 8, 10, 12), которые отражены на приведенных здесь диаграммах (рис. 4, 5).

Таблицы и диаграмма (см. рис. 6) ясно показывают, что ультраосновные породы Восточного оливинит-верлитового пояса гипербазитов по сравнению с Западным дунит-гарцбургитовым характеризуются более высоким содержанием в их составе FeO, Fe_2O_3, TiO_2, MnO (см. табл. 5, 9). Это обусловлено тем, что первые содержат в составе титаномагнетит и ильменит. Во-вторых, оно связано с наличием более железистых и титанистых силикатных минералов и плеоната в ультраосновных породах Восточного пояса. В соответствии с этими особенностями минерального состава данные породы, как хорошо видно на приведенной диаграмме (см. рис. 6), характеризуются и более высокой общей железистостью. Железистость их по большинству проб колеблется в пределах 16—30%, в то время как у пород Западного пояса она меньше (чаще всего 5—14%).

Габброидам, как и ультраосновным разностям в пределах Восточного пояса, также свойственно более высокое содержание FeO, Fe_2O_3, TiO_2, MnO, чем это наблюдается у сходных с ними образований, входящих в состав дунит-гарцбургитовых комплексов. Такая особенность их состава связана с тем, что в габбро, габбро-норитах и диабазах, сопровождающих перидотиты оливинит-верлитовой ассоциации, чаще наблюдаются более высокие концентрации ильменита (одного или в ассоциации с магнетитом), чем в основных разностях, связанных с интрузиями более магнезиальных перидотитов; к тому же силикаты их более железисты (см. табл. 4).

Итак, ультраосновные и основные породы Восточного пояса Главного антиклинория Сихотэ-Алиня отличаются от близких к ним образований Западного большей железистостью, титанистостью и марганцовистостью. Это хорошо видно из табл. 13, где приведены средние содержания ука-

Таблица 5 **Химический состав ультраосновных пород Западного пояса гипербазитов Сихотэ-Алиня**

№ п/п	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O+	П. п. п.	H_2O-	Сумма	f
1	1299	42,65	0,10	2,39	4,66	2,65	0,03	35,78	0,40	0,61	0,15	0,07	0,16	0,43	10,07	—	100,15	7
2	1088/1	39,62	0,50	0,30	4,77	1,65	0,07	39,21	0,37	0,52	0,11	—	—	1,00	11,62	—	99,74	7,8
3	621/а	39,44	0,56	1,16	4,48	3,08	0,10	38,58	0,56	0,22	0,22	—	—	0,79	11,04	—	100,23	9,3
4	1313	40,29	0,10	3,14	3,25	1,94	0,03	38,88	1,50	0,30	0,05	0,05	0,07	0,64	9,28	—	99,52	5
5	1305	41,79	0,10	2,39	3,15	1,94	0,06	37,29	0,60	0,35	0,02	0,06	0,07	0,45	11,30	—	99,43	4,6
6	Р-666-1	40,02	0,12	1,88	3,56	3,52	0,2	38,04	3,11	0,182	0,08	—	—	—	9,1	0,65	100,46	9,1
7	Р-666	39,60	0,06	2,23	3,30	3,70	0,10	36,91	3,94	0,05	0,03	—	—	—	9,26	0,66	99,84	9,2
8	Р/651/А	47.16	0,01	3,58	2,39	2,99	0,09	23,51	15,01	0,16	0,02	—	—	—	4,63	0,84	100,39	10,9
9	Г-159/5	43,72	0,14	1,25	2,82	5,75	0,14	35,17	7,08	0,089	0,079	—	—	—	4,04	0,27	100,54	11,5
10	Р-801/д	39,94	0,16	1.39	3,41	5,03	0,14	36,66	3,14	0,256	0,049	—	—	—	8,81	0,57	99,55	10,9
11	Р-801/в	42,64	0,28	10,48	1,32	5,02	0,11	15,8	20,28	0,16	0,066	—	—	—	3,53	0,25	99,93	18
12	Р-801/Б	46,48	0,16	5,12	1,35	4,31	0,12	19,35	18,54	0,185	0,074	—	—	—	3,44	0,36	99,49	13,8
13	1283	46,49	0,04	5,27	2,69	1,81	0,01	24,30	11,35	1,28	0,89	—	—	0,63	6,07	—	100,83	6,5
14	1281	40,86	0,14	2,62	2,24	5,12	0,27	21,30	13,25	1,74	0,23	0,05	—	0,91	5,33	—	100	13,8
15	4044	34,20	0,19	3,1	11,36	4,57	0,27	33,23	0,67	0,08	0,05	—	—	—	12,33	—	99,94	20
16	С-1361/2	48,0	0,16	4,2	0,7	6,76	0,16	24,64	14,01	0,32	0,05	0,05	—	—	0,96	—	100,09	14,3
17	Р-713	39,0	0,76	3,0	4,0	3,76	0,24	36,0	0,38	0,13	0,04	0,08	—	—	12,89	—	100,28	10,3

1—2 — серпентинизированные перидотиты Горбилинского массива, Хабаровский край, р. Аксака, обр. М. Г. Золотова; 3 — серпентинизированный гарцбургит Горбилинского массива, обр. В. В. Русс; 4—5 — серпентинизированные перидотиты Аксакинского массива, Хабаровский край, р. Аксака, обр. М. Г. Золотова; 6—7 — лерцолит, Приморский край, с. Каменка, ДВГИ, аналитик Ж. А. Макарова; 8—9 — верлит и лерцолит, Приморский край, с. Каменка, ДВГИ, аналитик Ж. А. Макарова; 10—14 — породы Шэтухэ-Боголюбовской зоны гипербазитов Сихотэ-Алиня: 10 — серпентинизированный лерцолит, ДВГИ, аналитик Н. М. Шурова, 11—12 — оливиновый диаллагит со шпинелью и оливиновый верлит, ДВГИ, аналитик Н. М. Шурова, 13 — пироксенит (вероятно, верлит) Шэтухинского перевала, обр. Н. А. Беляевского, 14 — пироксенит (вероятно, верлит) водораздела Весты и Третьяковки, обр. Н. А. Беляевского; 15 — серпентинит Бикинской зоны гипербазитов, обр. В. М. Чмырева; 16—17 — лерцолит и серпентинит Бикинской зоны, ДВГИ, аналитик Н. М. Никитина.

Таблица 6 **Числовые характеристики ультраосновных пород Западного пояса, по А. Н. Заварицкому**

№ п/п	№ обр.	*a*	*c*	*b*	*S*	*f'*	*a'*	*m'*	*c'*	*n*	φ	*t*	*Q*	*a/c*
1	1299	0,4	1,4	57,2	41,0	9,6	1,0	89,4	—	83,3	—	—	21,2	3,5
2	1088/1	0,6	1,5	58,2	39,7	6,9	—	92,9	0,2	—	—	—	20,6	0,4
3	621/а	0,6	0,3	61,0	38,1	9,4	—	90,2	0,4	—	—	—	25,3	2
4	1313	0,7	1,3	59,4	38,6	6,6	—	93,3	0,1	83,3	—	—	25,5	0,5
5	1305	0,6	0,6	58,4	40,4	6,7	1,6	91,7	—	100,0	—	—	21,0	1,00
6	Р-666/1	0,4	0,9	61,0	37,7	9,0	—	87,2	3,8	75	42,6	0,1	26,3	0,4
7	Р-666	0,13	1,20	60,82	37,85	0,88	—	86,40	4,72	100	4	0,0	25,76	0,1
8	Р-651/А	0,19	1,87	52,04	45,80	8,19	—	65,36	26,45	100	3,36	0,0	6,47	0,1
9	Г-159/5	0,32	0,54	59,72	39,42	10,49	—	78,93	10,58	66,6	3,08	0,27	22,34	0,6
10	Р-801/д	0,50	0,64	60,84	38,02	10,66	—	85,03	4,31	88,8	3,93	0,3	25,58	0,8
11	Р-801/в	0,39	6,40	47,47	45,74	11,74	—	52,90	35,36	83,3	2,16	0,56	15,61	0,06
12	Р-801/Б	0,55	2,75	50,32	46,38	9,26	—	56,94	33,80	75	2,02	0,26	11,09	0,20
13	1283	1,2	3,7	49,6	45,5	7,0	—	71,5	21,5	67,3	—	—	17,6	3,0
14	1281	0,4	2,9	50,5	46,2	11,1	—	61,4	21,5	93,0	—	—	13,8	7,2
15	4044	0,25	0,72	64,9	34,58	17,85	—	77,38	12,63	76,19	78,6	0,5	32,51	0,34
16	С-1361/2	0,14	0,45	52,34	45,07	11,19	—	65,70	23,11	99,0	1,1	0,2	8,59	0,3
17	Р-713	0,60	0,70	60,82	37,88	10,3	3,6	86,10	—	80	4,8	1,5	26,14	0,85

Таблица 7 **Химический состав основных пород Западного пояса гипербазитов Сихотэ-Алиня**

№ п/п	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O+	П. п. п.	Сумма
1	71-7	44,34	0,41	10,12	2,70	6,39	0,07	11,56	15,63	0,69	0,98	—	—	0,45	5,71	99,05
2	341/б	46,30	1,07	14,705	37	6,91	0,17	10,54	13,66	0,67	0,31	—	—	0,04	0,76	100,50
3	306/а	47,74	0,26	19,95	1,53	2,87	0,08	10,97	14,33	0,96	0,10	—	—	0,10	1,46	100,35
4	76-1	53,09	0,26	14,30	0,48	5,32	0,06	9,50	10,07	3,75	1,05	—	—	0,30	1,65	99,83
5	898	53,87	0,76	17,88	0,59	5,40	0,12	7,18	12,35	0,76	0,51	—	—	0,35	0,75	99,17
6	С-1366/3	45,2	2,46	17,8	1,0	10,71	0,295	8,83	4,6	2,16	0,52	0,26	—	—	6,15	99,99
7	С-1372/2	48,88	0,75	17,85	2,76	8,83	0,20	5,8	8,46	3,56	0,13	0,30	—	—	2,11	99,63

1—2 — оливиновое меланократовое габбро Дюкалинского массива, Хабаровский край, р. Хунгари, обр. М. Г. Золотова; 3 — диаллаговое габбро Дюкалинского массива, обр. Э. П. Изоха; 4 — катаклазированное и амфиболитизированное габбро Дюкалинского массива, обр. М. Г. Золотова; 5 — габбро р. Кабули, Хабаровский край, бассейн Хунгари, обр. В. А. Ярмолюка; 6—7 — диабаз и габбро Бикинской зоны гипербазитов, ДВГИ, аналитик Н. М. Никитина.

Таблица 8 **Числовые характеристики основных пород Западного пояса, по А. Н. Заварицкому**

№ п/п	№ обр.	*a*	*c*	*b*	*S*	*f'*	*a'*	*m'*	*c'*	*n*	φ	*t*	*Q*
1	71-7	3,0	5,2	41,5	50,3	20,2	—	46,8	32,9	50,0	—	—	10,6
2	341/б	1,8	8,8	36,4	53,0	30,6	—	48,4	21,1	78,0	—	—	6,4
3	306/а	2,3	12,2	29,3	55,9	25,0	—	74,4	0,6	63,0	—	—	8,5
4	76-1	9,4	4,5	28,0	58,1	18,9	—	55,0	26,1	84,0	—	—	7,1
5	898	2,4	11,2	22,8	63,6	25,9	—	55,3	18,8	70,5	—	—	11,2
6	С-1366/3	5,3	6	34,1	54,6	33,7	21,8	44,5	—	87,3	3	4,0	7,4
7	С-1372/2	8,0	8,75	24,3	58,95	46,9	—	42,5	10,6	98	10	1,1	14,85

Таблица 9 **Химический состав ультраосновных пород Восточного пояса гипер азитов Сихотэ-Алиня**

№ п/п	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	П. п. п.	Сумма	$f_{общ}$
1	С-1304/3	38,83	0, 10	1,45	3,50	12,75	0,16	38,91	1,15	0,15	0,04	—	—	--	2,50	99,67	18,7
2	С-1297/5	40,98	1,52	10,12	6,19	6,64	0, 12	21,36	9,84	0,83	0,29	—	—	—	1,83	99,83	24,2
3	С-1302/1	37,48	0,58	2,88	5,92	1,61	0,36	36,77	0,31	0,08	0,06	—	—	1,50	12,96	100,51	9,5
4	С-1298/2	41,80	0,47	1,38	5,44	8,39	0,33	32,33	6,34	0,22	0,08	—	—	0,33	2,41	99,52	18,7
5	С-1331/1	38,0	0,04	0,66	5,56	8,90	0,16	41,53	0,28	0,18	0,10	—	—	—	4,33	99,26	17
6	С-1328/3	42,76	0,36	3,83	6,59	5,93	0,20	25,81	9,81	0,20	0,04	—	—	—	3,97	99,50	20,04
7	С-1332/3	38,40	2,87	0,32	2.63	14,16	0, 16	31,54	5,04	0,34	0,05	—	—	—	3,99	99,50	22,6
8	С-1325/3	38,54	0, 10	1,90	8,68	5,93	0,16	41,22	0,58	0,17	0,05	—	—	—	2,10	99,71	15,7
9	С-1340/5	43, 98	0,92	2,22	3,33	11,94	0,35	27,81	7,06	0,21	0,02	—	—	0,28	1,71	99,55	23,2
10	Щ-180/а	50,46	0,90	3,80	0,57	9,33	0,14	19,25	14,55	0,41	0,08	—	—	0,08	0,63	100,20	22,3
11	С-1331/5	41,80	2,77	11,30	3,33	9,97	0,24	12,67	12,25	2,51	0,81	—	—	0, 19	2,28	99,74	36,5
12	1284	46,28	1,25	9,42	2,49	11,06	0,14	13,20	10,88	2,60	1,02	0,07	—	0,07	0,12	99,57	36,2
13	С-1338/2	36,94	0,05	1,60	12,97	8,80	0,25	29,23	4,32	0,34	0,04	—	—	—	5,47	100,23	28,1
14	С-1349/1	35,86	0,30	0,82	16,9	2,51	0,34	30,03	0,39	0,02	0,03	—	—	2,42	10,30	99,92	24,9
15	С-1270/1	41,10	0,97	3,56	4,98	10,21	0,11	23,24	11,57	0,24	0,06	—	—	0,51	2,96	99,51	26,1
16	С-1271/1	43,98	0,87	2,62	4,46	6,51	0,24	24,51	11,98	0,24	—	—	—	0,62	3,84	99,9	19,4
17	1314	40,25	0,24	7,75	3,61	6,29	0,08	27,88	4,99	0,08	0,46	—	0,54	—	7,88	99,98	13,9

1—4 — породы Анюйской зоны Сихотэ-Алиня, ДВГИ, аналитик М. Г.Погорелова: 1 — оливин, 2 — метаморфизованный роговообманковый верлит, 3 — апооливинитовый серпентинит, 4 — верлит; 5—13 — породы Хорской зоны гипербазитов Сихотэ-Алиня: 5 — оливинит, ДВГИ, аналитик М. Г. Погорелова, 6—7 — серпентинизированные верлиты, ДВГИ, аналитик М. Г. Погорелова, 8 — авгитовый оливинит, ДВГИ, аналитик М. Г. Погорелова, 9 — лерцолит, ДВГИ, аналитик Ж. А. Макарова, 10 — вебстерит, ДВГИ, аналитик Ж. А. Макарова, 11 — горнблендит с плагиоклазом, ДВГИ, аналитик Ж. А. Макарова, 12 — пироксенит (очевидно, горнблендит), Хабаровский край, истоки р. Коломи, обр. П. А. Сушкова, 13 — серпентинизированный верлит, ДВГИ, аналитик М. Г. Погорелова; 14—17 — породы Синанчинской зоны гипербазитов Сихотэ-Алиня: 14 — апогарцбургитовый серпентинит, ДВГИ, аналитик Ж. А. Макарова, 15 — грубозернистый верлит из оливина и метасоматического авгита, ДВГИ, аналитик Ж. А. Макарова, 16 — верлит, р. Ситуха, Приморский край, ДВГИ, аналитик М. Г. Погорелова, 17 — перидотит р. Татибе в Приморье, обр. О. К. Чедия.

Таблица 10. **Числовые характеристики ультраосновных пород Восточного пояса, по А. Н. Заварицкому**

№ п/п	№ обр.	*a*	*c*	*b*	*S*	*f*	*m'*	*c'*	*n*	φ	*t*	*Q*	*a/c*
1	С-1304/3	0,32	0,61	64,21	34,74	18,54	80,7	0,75	83,3	3,68	0,15	31,65	0,52
2	С-1297/5	1,13	5,6	49,21	44,0	21,86	67,6	10,8	72,2	9,82	2 71	19,8	0,20
3	С-1302/1	0,3	0,3	61,9	37,5	9,5	86,7	3,8	80	7	1,3	25,9	1
4	С-1298/2	0,5	0,5	60,3	38,7	17,3	73,3	9,4	75	6,2	0,9	24	1
5	С-1331/1	0,31	0, 14	60,1	44,25	7,09	92,24	0,22	83,3	6,18	0,05	17,06	2,2
6	С-1328/3	0,4	2,0	55,6	42,0	17,6	67,4	15,0	85,7	8,6	0,7	18,8	0,2
7	С-1332/3	0,7	1,3	61,4	36,6	21,4	72,6	6,0	91,7	3,0	0,6	29,5	0,5
8	С-1325/3	0,3	1,0	62,8	35,9	15,7	83,6	—	83,3	8,8	0,2	29,8	0,3
9	С-1340/5	0,3	1,1	56,8	41,8	21,1	68,3	10,6	100	4,1	1,5	18	0,3
10	Щ-180/а	0,80	1,73	48,59	48,88	16,26	56,38	28,36	85,7	0,94	1,29	5,57	0,46
11	С-1331/5	6,3	4,5	42,0	47,3	28,2	48,5	23,3	81,6	6,5	3,0	22,6	—
12	1284	2,4	6,5	41,8	49,1	28,1	47,8	23,1	79,3	—	—	17,1	2,7
13	С-1339/2	0,7	0,8	62,7	35,8	26,8	67,2	6,6	91,7	15,0	0,2	30,6	0,9
14	С-1349/1	0,1	0,4	62,0	37,5	25,4	74,6	0,0	100	21,2	0,7	25,6	0,2
15	С-1270/1	0,53	1,77	56,58	41,12	20,39	61,16	18,45	88,8	6,45	0,77	19,59	0,3
16	С-1271/1	0,4	1,4	55	43,2	17,8	62,1	20,1	100	6,0	1,5	15,8	0,3
17	1314	0,9	4,4	52,8	41,9	15,9	81,7	2,4	28,6	—	—	22,4	0,2

1—5 — породы Анюйской зоны гипербазитов: 1 — габбро-норит, ДВГИ, аналитик Н. М. Шурова, 2 — габбро-пироксенит, р. Богбасу, Хабаровский край, обр. Э. П. Изоха, 3 — диабаз левобережья Анюя у с. Агуста, Хабаровский край, ДВГИ, аналитик Н. М. Шурова, 4 — габбро сильно амфиболизированное, Хабаровский край, р. Богбасу, обр. Э. П. Изоха; 5 — меланократовый габбро-норит из контакта габбро-норитов с пироксенитами левобережья р. Богбасу, ДВГИ, аналитик Н. М. Никитина; 6—10 — породы Хорской зоны гипербазитов: 6 — оливиновое меланократовое габбро, ДВГИ, аналитик Н. М. Шурова, 7 — оливиновый меланократовый габбро-норит, ДВГИ, аналитик Н. М. Никитина, 8 — габбро-норит с ильменитом, ДВГИ, аналитик Н. М. Шурова, 9 — габбро р. Кафэн, Хабаровский край, обр. П. А. Сушкова, 10—габбролевого берега р. Катэна, ДВГИ, аналитик Н. М. Шурова; 11—12 — породы Синанчинской зоны гипербазитов: 11 — амфиболиткл. Старого, обр. Ю. Н. Разманина, 12 — диабаз левого борта р. Синанчи. ДВГИ, аналитик Н. М. Шурова.

Таблица 11. **Химический состав основных пород Восточного пояса гипербазитов Сихотэ-Алиня**

№ п/п	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	П. п. п.	Сумма	*f*
1	С-1308/1	49,36	1,26	11,87	0,4	6,34	0,13	9,96	14,6	2,92	0,33	—	1,03	—	1,38	99,58	27,5
2	172/в	46,89	0,74	9,23	3,65	8,15	0,08	19,34	3,94	0,92	0,82		0,33		4,54	99,63	25
3	С-1314/3	52,50	2,06	9,58	2,09	7,9	0,11	10,10	10,76	2,91	0,73	—	—	0,06	0,6	99,47	35,3
4	158/б	46,28	3,20	17,44	1,96	12,34	0,10	6,20	8,48	2,28	0,80	—	—	0,09	0,71	99,88	51,3
5	С-1308/2	46,7	3,67	6,6	1,26	8,45	0,22	13,25	18,05	0,74	0,21	0,04	—	—	0,8	99,99	28,6
6	С-1328/1	37,79	0,59	7,65	4,72	10,49	0,30	29,36	5,61	0,15	0,21	0,30	—	—	3,37	100,54	21,8
7	С-1339/4	39,28	0,64	9,72	4,1	9,58	0,23	23,18	6,53	0,7	0,15	0,06	—	—	5,74	99,91	24,5
8	С-1340/1	46,91	3,40	10,60	0,77	9,75	0,15	11,26	11,72	2,51	0,38	—	—	0,19	2,28	99,92	34,1
9	1272	48,32	0,88	12,50	2,10	10,87	0,12	10,81	10,63	2,06	0,45	0,06	0,16	—	—	99,52	40
10	С-1331/2	46,47	2,03	10,83	2,39	6,87	0,13	10,34	16,22	2,07	0,64	—	—	0,32	1,94	100,25	33
11	35-а	49,06	0,67	20,58	8,69	5,38	0,14	7,02	6,91	0,81	3,48	—	—	—	3,23	100,09	51
12	С-1261/2	43,60	0,3	15,51	2,33	13,65	0,23	2,99	17,24	2,43	0,52	—	—	0,2	0,49	99,49	74

Таблица 12. **Числовые характеристики основных пород Восточного пояса, по А. Н. Заварицкому**

№ п/п	№ обр.	*a*	*c*	*b*	*S*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	φ	*t*	*Q*	*a/c*
1	С-1308/1	6,5	4,4	34,3	54,8	18,2	47,1	34,7	94	1,1	2	7,8	1,2
2	172/в	3,1	4,3	41,6	51,0	25,0	74,3	0,6	63,0	—	—	8,5	1,4
3	С-1314/3	6,36	4,67	34,00	56,94	25,57	46,64	27,79	0,87	4,85	4,66	5,48	1,37
4	158/6	9,0	6,5	26,8	57.7	52,3	40,8	6,9	80,0	—	—	6,6	—
5	С-1308/2	1,73	3,10	44,84	50,33	17,6	44,70	38,14	85,7	2	5,6	3,93	—
6	С-1328/1	0,7	4,2	57,3	37,8	21,5	75,5	3,0	45,7	6,0	1,3	30,0	0,2
7	С-1339/4	1,54	5,30	50,86	42,30	23,8	72,1	4,1	91,6	6,5	1,2	13,78	2
8	С-1340/1	5,7	3,9	37,2	53,2	25,5	48,6	25,9	90,9	1.7	55	1,1	1,5
9	1272	4,9	5,6	36,1	53,4	32,3	48,6	19,1	86,8	—	—	8,5	0,9
10	С-1331/2	4,86	4,36	38,76	52,02	11,01	42,46	36,53	84,21	4,96	4,68	10 04	1,1
11	35-а	4,9	5,2	27,3	62,6	36,4	48,3	15,3	86,0			10,2	0,9

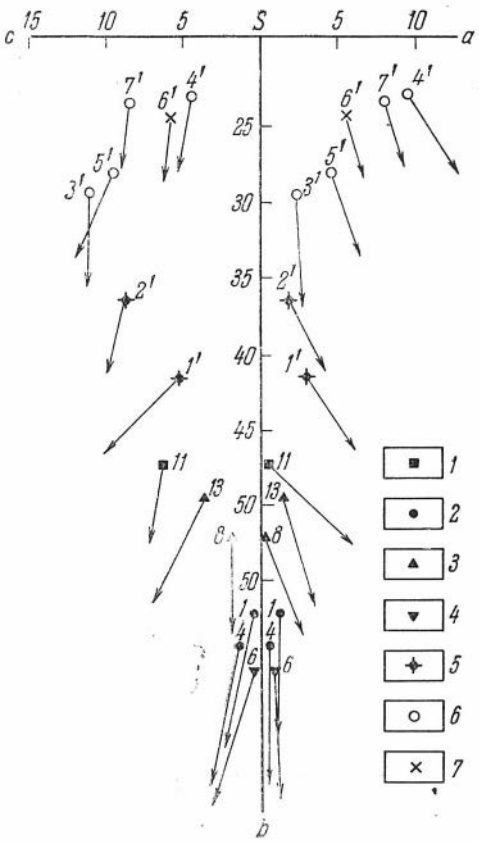


Рис. 4. Диаграмма состава ультраосновных и основных пород Западного дунит-гарцбургитового пояса и Хунгаринской зоны Сихотэ-Алиня, по А. Н. Заварицкому

1 — диаллагиты; *2* — серпентиниты; *3* — верлиты; *4* — лерцолиты; *5* — оливиновые габбро; *6* — габбро; *7* — диабазы. Номера на рисунке соответствуют табл. 5—8 (цифры со штрихом)

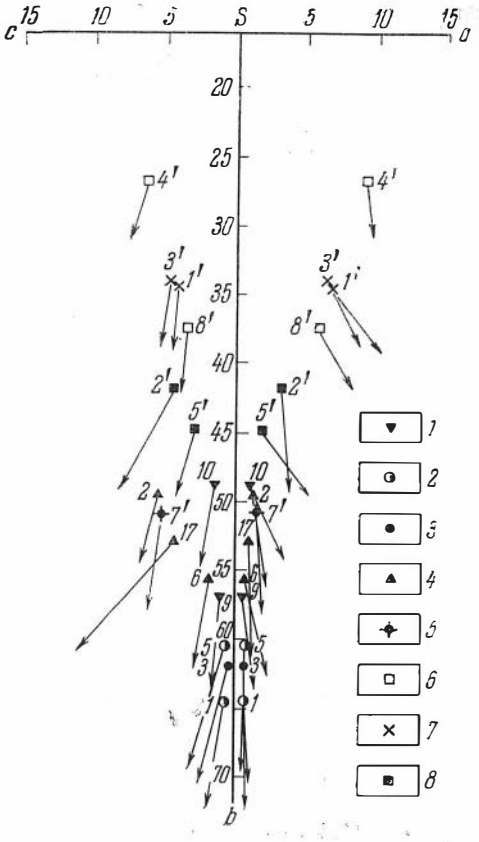


Рис. 5. Диаграмма состава ультраосновных и основных пород Восточного оливинит-верлитового пояса Сихотэ-Алиня, по А. Н. Заварицкому

1 — лерцолиты и вебстериты; *2* — оливиниты; *3* — серпентиниты; *4* — верлиты; *5* — оливиновые габбро; *6* — габбро; *7* — диабазы; *8* — меланократовые оливиновые габбро-нориты. Номера на рисунке соответствуют табл. 9—12 (цифры со штрихом)

занных выше компонентов по числу анализированных проб. Таблица показывает, что основные породы в каждом поясе наследуют многие особенности состава предшествующих им перидотитов в отношении рудных элементов, что наряду с другими признаками, отмеченными выше, свидетельствует об их комагматичности.

Особенно отчетливо комагматичность ультраосновных и основных пород в каждом поясе видна на петрохимических диаграммах (см. рис. 4, 5). Они показывают, что даже в дунит-гарцбургитовой формации, не говоря уже об оливинит-верлитовой ассоциации, габброиды и передотиты представляют единый петрохимический ряд, отдельные члены которого связаны между собой парагенетически. Переходными по составу породами в массивах перидотитов являются чаще всего пироксениты, а в основных интрузивах — меланократовые, нередко оливиновые габбро и габбро-нориты, горнблендиты, вплоть до пироксенитов.

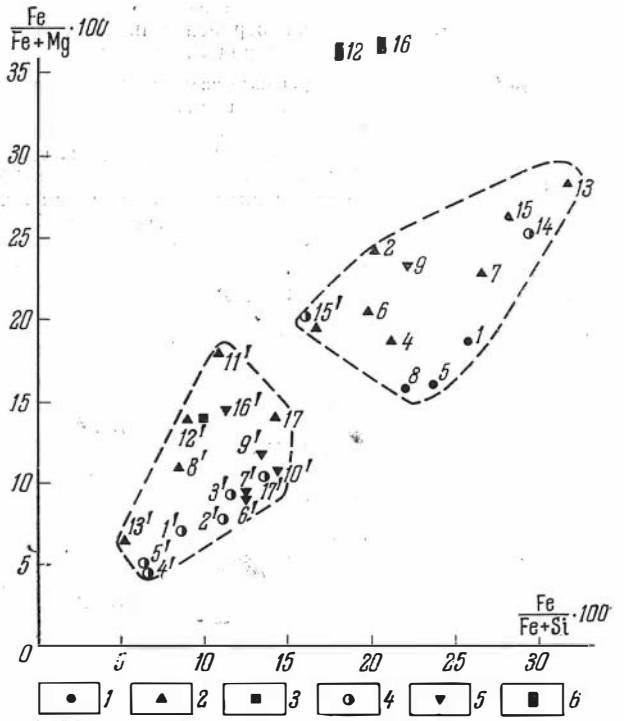


Рис. 6. Диаграмма «железистость — отношение $\frac{Fe}{Fe+Si}$» для ультраосновных пород Западного и Восточного гипербазитовых поясов Сихотэ-Алиня

1 — оливиниты; *2* — верлиты; *3* — диаллагиты; *4* — серпентиниты; *5* — лерцолиты; *6* — горнблендиты. Номера на рисунке соответствуют табл. 5—6 (цифры со штрихом) и 9—10 (без штриха)

Таблица 13. **Среднее содержание рудных компонентов в ультраосновных и основных породах Западного и Восточного поясов Главного антиклинория Сихотэ-Алиня**

Компоненты	Восточный пояс		Западный пояс	
	ультраосновные	основные	ультраосновные	основные
Fe_2O_3	5,71	2,88	3,50	2,06
FeO	8,30	9,15	3,75	6,63
TiO_2	0,84	1,61	0,21	0,85
MnO	0,21	0,16	0,12	0,13

ГЕНЕЗИС ГИПЕРБАЗИТОВ И ЗОНАЛЬНОСТЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ГЛАВНОГО АНТИКЛИНОРИЯ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Данные геологии, хронологии, петрохимии и металлогении, приведенные выше, показывают, что ультраосновные и основные породы в гипербазитовых комплексах представляют комагматические образования. Более того, конкретные ассоциации этих пород в своем происхождении тесно связаны с предшествующими им вулканитами определенного состава, приуроченными также к глубинным разломам геосинкли-

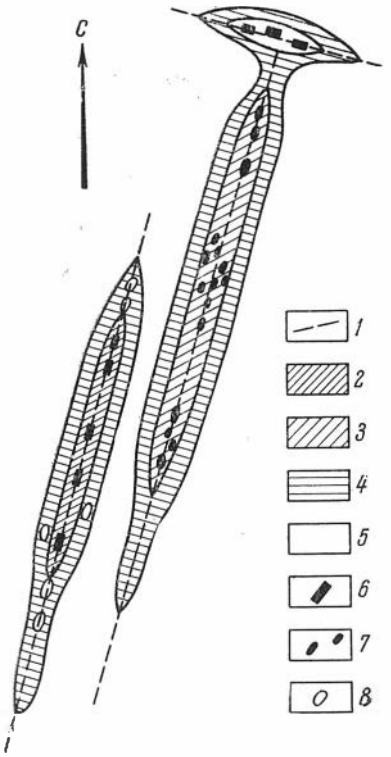


Рис. 7. Идеализированная схема зональности состава верхней мантии в области Главного антиклинория Сихотэ-Алиня

1 — глубинные разломы; *2* — зона наиболее дифференцированного и магнезиального перидотитового субстрата; *3* — зона умеренно дифференцированного перидотитового субстрата, содержащего **больше Fe, Ti,** CaO и SiO_2; *4* — зона слабо дифференцированной верхней мантии; *5* — зона, **видимо, недифференцированной** мантии, химический состав которой близок меланократовому габбро-перидотиту; *6* — ультраосновные породы Западного дунит-гарцбургитового пояса; *7* — ультраосновные породы Восточного оливинит-верлитового пояса Сихотэ-Алиня; *8* — меланократовые оливиновые габбро-нориты

нальных областей. Это дает основание считать, что тип гипербазитов, в известной мере, является функцией проявления предшествующего им вулканизма в этап негативного развития геосинклиналей. Базальтовый слой в рассматриваемый этап эволюции последних находится еще в области низких геоизотерм и не может служить источником вещества офиолитовых серий. Отсюда следует, что все эти породы представляют собой отвердевшие в земной коре продукты последовательного разогревания и селективного плавления верхней мантии в процессе подъема геоизотерм в области глубоких разломов. Характер гипербазитов зависит от того, насколько полно будут удалены из мантии легкоплавкие компоненты в виде излияний подводных эффузивов ко времени максимального ее разогревания и плавления. Таким образом, если офиолитовые серии рассматривать как указатели состава мантии (близкой по химическому составу к меланократовому габбро-перидотиту) накануне заложения геосинклинали, то имеется достаточно оснований считать ультраосновные и основные породы гипербазитовых комплексов индикаторами степени ее дифференциации.

В соответствии с изложенным выше представляется весьма вероятным, что верхняя мантия в области Главного антиклинория Сихотэ-Алиня является существенно перидотитовой и зональной как вкрест простирания, так и по простиранию относительно глубинных разломов (рис. 7). Наиболее сильно она обеднена легкоплавкими компонентами и обогащена магнием в зоне распространения дунит-гарцбургитовых массивов Западного пояса.

Менее проплавленной, а потому и более богатой FeO, Fe_2O_3, CaO, TiO_2, MnO является мантия в контуре распространения интрузивов оливинит-верлитовой ассоциации Восточного пояса. По периферии от этих зон, в соответствии с характером размещения геоизотерм в стадию максимального повышения температуры, вероятно, располагаются зоны все менее дифференцированной мантии, которые постепенно сменяют друг друга. Об этом можно судить, в частности, по характеру расположения в области разломов массивов ультраосновных и основных пород.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что верхняя мантия антиклинориев складчатых зон бедна легкоплавкими компонентами. Этим, вероятно, объясняется отсутствие в них, особенно в офиолитовых зонах (Санбагава в Японии, Уралтауская на Урале и др.), крупных интрузий гранитоидов. Максимум проявления гранитоидного магматизма

происходит позднее формирования антиклинориев и осуществляется в основном в соседних синклинориях и прогибах, характеризующихся, видимо, в общем менее дифференцированной мантией и мощными толщами терригенных пород, содержащих калий (Главный синклинорий Сихотэ-Алиня и др.).

Зональность верхней мантии антиклинориев в ходе их дальнейшей геологической истории в несколько измененном виде, вероятно, становится достоянием молодых и древних платформ. Инертность последних, по сравнению с геосинклиналями, определяется, в первую очередь, обедненностью легкоплавкими компонентами их мантии. Однако и здесь во многих случаях могут сохраняться участки слабо дифференцированного субстрата, признаками чего, видимо, являются излияния траппов, кимберлитовые трубки и рифтовые зоны.

ULTRABASIC ROCKS AND THE UPPER MANTLE ZONING (examplified by Sichote-Alin ultrabasites)

S. S. ZIMIN

SUMMARY

Two Belts of the Late Paleozoic (Permian) ultrabasic rocks border the Main Anticlinorium of the Sichote-Alin ridge on both sides. They are confined to deep faults and have different composition and metallogenic peculiarities.

In the Western (dunite-harzburgite) Belt, the rocks always contain cromium with typical high magnesium content (f_{mol} =4—14). This is also characteristic of their mineral components, namely olivines (f_{mol} = =9—12), orthopyroxenes (f_{mol} =7—13) and diopsides (f_{mol} =10—12). The rocks of the Eastern (olivinite-wehrlite) Belt-olivinite, wherlite and diallagite contain titano-ferrite, and titano-magnetite. They are characterized by high iron oxide content (f_{mol} =14—30), the same as their mineral components: the olivines (f_{mol} =17—18), augites (f_{mol} =14—30), bronsites (f_{mol} =20—25) and pleonast (f_{mol}=50).

Ultrabasites are accompanied by intrusions of the basic rocks. Both the rocks are similar in their composition. Ultrabasaites of the Western Belt are accompanied by gabbro-norites. The latter rocks, as well as peridotites have low FeO, Fe_2O_3, MnO, TiO_2 content as compared with gabbro associated with ultrabasaites of the Eastern Belt. Taking into consideration the close genetic relationship between rocks and their compositional differences, the author assumes the Upper Mantle in the Main Anticlinorium of the Sichote-Aline to be of peridotite composition. It is divided into successive zones both lengthwise, as well as deop faults and lateral direction. The farmost removed zones are distinguished by less differentiated peridotite substance.

ЛИТЕРАТУРА

Беляевский Н. А. Сихотэ-Алиньская складчатая область.— В кн. «Геологическое строение СССР». Т. 3. Госгеолтехиздат, 1958.

Изох Э. П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация глиноземистых гранитов. Новосибирск, изд-во «Наука», 1965.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.

Соболев В. С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии.— Геол. и геофиз., 1964, № 1.

Соболев В. С., Соболев Н. В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли.— Докл. АН СССР, 1964, 158, № 1.

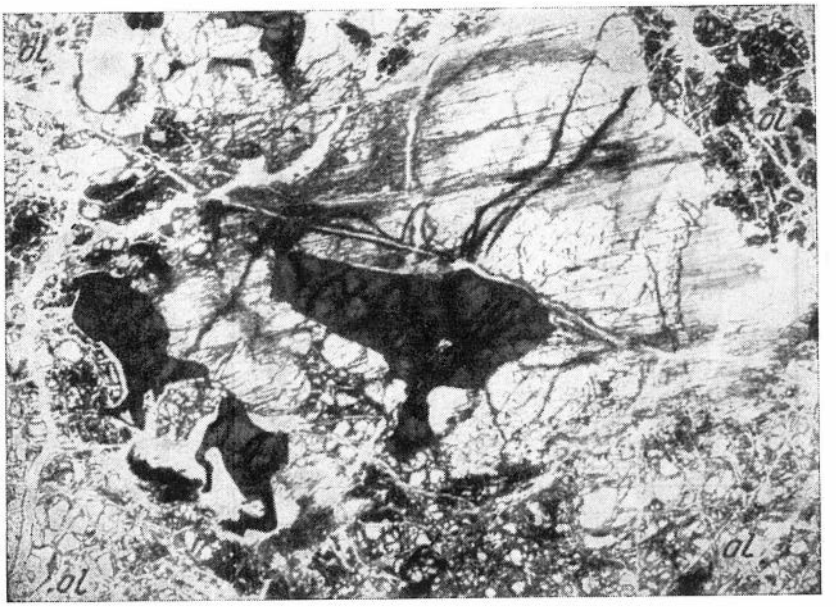
ПЕТРОГРАФО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРБАЗИТОВ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ МАНТИИ

С. А. ЩЕКА, Н. А. КУРЕНЦОВА, В. Г. МОИСЕЕНКО, Ж. А. МАКАРОВА
Дальневосточный филиал СО АН СССР

Самым туманным, но в то же время и самым заманчивым объектом в геологии в настоящее время является мантия. Появившись впервые на лентах приборов геофизиков, она начинала постепенно приобретать каменную «плоть». Большую роль в изучении состояния вещества мантии сыграли теоретические исследования В. С. Соболева (1948, $1964_{1,2}$. 1965). Он обратил серьезное внимание на фазовые переходы основных породообразующих минералов, которые могут использоваться как индикаторы высоких давлений.

С самого начала основные поиски выходов мантии были направлены в область океанов, где легкая сиалическая оболочка имеет наименьшую мощность. В 1965 г. драга с экспедиционного судна «Витязь» подняла со дна Индийского океана несколько глыб ультраосновных пород. Находки были сделаны в пределах рифтовой зоны, где, по геофизическим данным, наблюдается «подъем к поверхности и разуплотнение вещества верхней мантии» (Ewing, Ewing, 1959). Этот факт, а также однообразие состава пород в разобщенных на сотни километров точках позволили Г. Б. Удинцеву и В. Н. Чернышовой (1965) выдвинуть предположение о принадлежности поднятых пород в верхней мантии. Основными доводами авторов в пользу этого явились: а) ультраосновной состав пород, б) появление их в глубоких врезах дна (рифтах). Несколько пониженную скорость сейсмических волн в районе рифтов (7,0—7,2 *км/сек*) против обычных скоростей ниже границы Мохо авторы этой работы объясняли серпентинизацией поднятия ультраосновных пород. Они также обращали внимание на явления деформации пород (зеркала скольжения, нарушение оптической ориентировки минералов).

Обработка части каменного материала из рифтовой зоны, полученного одним из авторов (Н. А. Кузнецова), и сравнение его с изученными гипербазитами Тихоокеанского пояса и других регионов Союза показали, что ультраосновные породы Индийского океана ничем неотличимы от обычных гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации складчатых областей континентов. На это обратил внимание и Г. Д. Афанасьев (1966). Точки драгирования и общий петрографический состав сборов в каждой из них показаны в работе Г. Б. Удинцева и В. Н. Чернышовой (1965). Нами сохранена их нумерация (см. табл. 1): 5319 и 5327 — расположены в пределах срединного Индоокеанского хребта (в 3400 *км* друг от друга). 5324 в западноиндийской ветви его. В точке 5319 образцы подняты со дна рифтовой долины (глуб. 4940 *м*), склонов (глуб. 3070 *м*) и гребней рифтовых гор (глуб. 1900 *м*). Точка 5324 расположена на дне рифтовой долины (глуб. 4980 *м*), 5327 — на гребнях рифтовых гор (глуб. 3050 *м*). По нашим материалам, во всех сбо-



Зерна шпинели (темное), окруженные оторочками пироксенов (со спайностью). *Ol* — серпентинизированный оливин. Увел. 5, без анализатора

рах присутствуют базальты, их туфы и брекчии, на склонах и в долинах — пегматоидное габбро, оливиновые габбро, в разной степени серпентинизированные лерцолиты, диопсидовые дуниты, гарцбургиты, аподунитовые серпентиниты. В точке 5319 преобладают гипербазиты с ромбическим пироксеном, в точке 5324 встречены хромитовые руды, а в гипербазитах почти всегда присутствует диопсид. Неизвестны породы гранитного состава. Вертикальная зональность в распределении пород не обнаруживается.

Детально изучались интрузивные породы и два образца базальтов. Петрографическая характеристика их и таких же представителей из интрузивов дунит-гарцбургитовой формации Урала (Малахов, 1963), Кавказа (Н. Д. Соболев, 1952), Тувы (Пинус и др., 1955), Камчатки и Приамурья идентична. Диопсидовые дуниты и лерцолиты сложены агрегатом изометричных зерен оливина (размером 0,3—1,5 *мм*). Интерстиции между ними (размером >1,5 *мм*) выполнены диопсидом, реже диопсидом и энстатитом. Последние, как правило, окружают ромбовидные пластинки буровато-оранжевой хромшпинели (см. рисунок). В гарцбургитах присутствует только энстатит (до 70%), образующий крупные (до 10—12 *мм*) удлиненные таблицы. Во всех случаях пироксены ксеноморфны оливину, обнаруживая тем самым более позднее образование.

Все гипербазиты интенсивно серпентинизированы (табл. 1), но есть и слабоизмененные мелкие обломки. Оливин замещается петельчато-волокнистым агрегатом хризотила и высвобождающимся при серпентинизации магнетитом, гиперстен-баститом, диопсид-карбонатом, тремолитом и хлоритом, хромшпинель-магнетитом и хлоритом. В некоторых серпентинитах хромшпинель не изменяется, но в этих случаях она имеет зеленовато-бурый цвет. Хорошо проявлены реликтово-псевдоморфные структуры. В массе хризотила часты прожилки колломорфно-волокнистого серпофита. Участками мелковолокнистый хризотил перекристаллизован в мелкопластинчатый агрегат антигорита. В богатых

Таблица 1. **Петрографическая характеристика гипербазитов и габброидов со дна Индийского океана**

№ обр., порода	Минерал	Содержание, объемн. %	*Ng*	*Np*	2*V*°	*cNg*°	Состав, дополнительные константы
5319-VI; апогарцбургитовый серпентинит, глуб. 3070 *м*	Оливин	2,3	1,686	1,649			Fa_8
	Гиперстен	1,2	1,648	1,667	+84	0	f=10%
	Серпентин	93,3	1,554	1,547			Константы для бастита
	Магнетит-хромит	3,2					Хромит—редкие реликты в магнетите
5324а; серпентинизированный лерцолит, глуб. 4980 *м*	Оливин	12,7	1,687	1,649	(+) 84—86	39	Fa_8
	Диопсид	7,8	1,709	1,680	+64	0	Вростки гиперстена по (100)
	Гиперстен	2,0	1,678	1,667	+84		$En_{41}Wo_{50}Fs_9$
	Серпентин	75,0					Вростки диопсида по (100)
	Магнетит	2,5					f=10%
	Хромит	0,5					
5324е; серпентинизированный лерцолит, глуб. 4980 *м*	Оливин	39,5	1,688	1,653	(+) 86—90		Fa_9
	Диопсид	4,8	1,708	1,679	+60	39	$\perp$ (*100*): Ng=51°, Nm=90° Np=39°
							(*110*): Ng=68°, Nm=43° Np=56
							(*502*) Ng=90, Nm=90 Np=61 — нет
							(*502*) $\bigwedge$ (*100*)=22°, En_{42}
	Гиперстен	8,2	1,678	1,667	+86	0	Wo_{50} Fs_8 *Di* по (*100*), f=10%
	Серпентин+магнетит	45,5					
	Хромит	2,0					
5324 г; оливиновое габбро, глуб. 4980 *м*	Диопсид	18,6	1,708	1,678	+52	46	$En_{46}Wo_{43}Fs_{11}$
	Оливин	3,2			—80		
	Плагиоклаз	68,1		1,557			[*100*] Ng=89°; Nm=52° Np=38°;
							An_{68} $\perp$ (*001*) Ng=50°; Nm=54°;
							Np=62°, An_{67} $\perp$ (*010*) Ng=38°;
							Nm=61°; Np=68°, An_{70}
	Хлорит	10,9					Альбитовый закон
5319а/1; пегматоидное габбро, глуб. 4940 *м*	Диопсид	4,7	1,708	1,679	(+) 52—54		$Fn_{45}Wo_{44}Fs_{11}$; *Hyp* по (*100*)
	Плагиоклаз	89,6					$\perp$(*100*) Ng=89°; Nm=49°; Np=41°; An_{68}
	Хлорит	5,2					$\perp$(*001*) Ng=50°; Nm=55; Np=60°; An_{67}
							$\perp$(*010*) Ng=36°; Nm=62°; Np=69°; An_{68}
	Актинолит	0,5					Альбитовый закон

Таблица 1 (окончание)

№ обр., порода	Минерал	Содержание, объемн. %	Ng	Np	$2V°$	$cNg°$	Состав, дополнительные константы
Ш-5327а; оливиновый базальт, глуб. 3080 *м*	Оливин (фенокристы)	0,5	1,686	1,652	82		Fa_8 Спайность (010), (120)
	Плагиоклаз (фенокристы)	9,9		1,568			An_{75} Манебахские законы
	Плагиоклаз (лейсты)	26,8					
	Стекло	62,8					
5327б; стекло оторочки-закалки	Оливин	1,8	1,688	1,654	86—88		Fa_9
	Плагиоклаз	6,2					$\perp(001)$; $Ng=94$; $Nm=-58°$; $Np=62°$, An_{78} Манебахские законы
	Стекло	92,8	1,585				
5324в; тальк, тремолит, порода, глуб. 4980 *м*	Тремолит	22,6	1,628	1,607	77	23	
	Тальк	77,4					

Примечание. Цифра при индексе фаялита (Fa) — его железистость (f), при индексе анортита (An) — содержание анортита в плагиоклазе, при индексах эгстатита (En), волластонита (Wo) и ферросилита (Fs) — их процентное содержание в составе пироксена.

баститом разностях наблюдается масса параллельных прожилков (мощностью 0,2—0,8 *мм*) поперечно-волокнистого асбеста.

По лерцолитам развиваются тальк-тремолитовые породы. Интересно, что несмотря на отсутствие гранитов процесс серпентинизации ультраосновных пород проявился весьма интенсивно.

Оливиновые габбро состоят из крупных (до 15—18 *мм*) призм диопсида и плагиоклаза, имеющих заливообразные сочленения. Диопсид часто несет вростки плагиоклаза и уступает ему по степени идиоморфизма. В сростках с диопсидом встречаются более мелкие (1—3 *мм*) изометричные зерна оливина. Пегматоидные габбро отличаются от оливиновых более крупными (до 5—6 *см*) размерами кристаллов и отсутствием оливина. Обычно в габброидах широко развиты прожилки хлорита, появляются актинолит и биотит.

Из базальтов детально изучены два образца (см. табл. 1). В точке 5327 подняты черные, совершенно свежие базальты со стекловатыми оторочками закалки в контакте со спекшимися известковистыми илами. Под микроскопом эти базальты состоят из темного стекла с удлиненными лейстами плагиоклаза и угловатых фенокристаллов оливина и плагиоклаза. В стекловатых оторочках стекло бурое, с массой мелких кристаллов оливина и плагиоклаза. В точках 5319 и 5324 подняты слабо хлоритизированные базальты, базальтовые туфы с обломками базальтов и непрозрачного стекла, своеобразные брекчии с существенно пироксеновой основной массой и с обломками кристаллов пироксена, плагиоклаза и стекла, замещенного хлоритом. Плагиоклаз в породах основной ($An=55$—78).

Минералы изученных пород, взятые из различных точек, близки по составу[1] (см. табл. 1). Оливин наиболее магнезиальный (Fa_8) в гарцбургитах и базальтах. В базальтах зерна его ограничены плоскостями (0$\bar{1}$0), (120), ($\bar{1}$20), в гипербазитах часты двойники по (010). В лерцолитах и оторочках стекла железистость его немного выше (Fa_9). Железистость ромбического пироксена также невелика (Fs_{10}). Этот мине-

Таблица 2. **Результаты химических анализов пород со дна Индийского океана (в вес. %)**

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
5319-VI	37,03	Сл.	2,00	5,00	2,55	0,07	37,75	1,15	0,14	0,03
5319-VI-2	38,83	»	5,77	3,41	3,40	0,11	33,54	2,29	0,51	0,05
5319в	47,80	1,00	16,45	4,32	4,49	0,17	9,13	11,34	2,63	0,13
5324а	38, 0	Сл.	2,60	4,90	3,08	0,09	34,94	2,29	0,32	0,05
5324е	38,96	0,01	2,00	5,18	2,92	0,09	35,98	1,53	0,24	0,03
5324г	43,60	Сл.	19,67	0,30	2,38	0,06	13,56	10,20	2,12	0,15
5327а	48,93	0,80	16,19	0,80	8,10	0,12	9,75	12,49	2,20	0,15
5327б	49,53	0,73	16,62	0,31	7,13	0,11	8,42	12,83	2,11	0,19

№ обр.	Cr_2O_3	NiO	П. п. п.	H_2O+	H_2O-	Сумма	Au·10^{-3}	Pb·10^{-4}	Mo·10^{-4}	W·10^{-4}	Zn·10^{-2}	Cu·10^{-4}
5319-VI	0,32	0,24	0,33	12,16	0,83	99,70	3					
5319-VI-2	0,19	0,19	0,20	10,50	0,80	99,79	2,5	55	6	5,6	2,02	21,6
5319в			1,24	1,11	0,96	99,68	27	25,8	4	1,7	1,10	21
5324а	0,33	0,29	0,24	10,55	1,50	99,58	25	31	4	3,0	1,94	20
5324е	0,35	0,28	0,30	11,52	1,01	100,35	20	15	6	6,4	0,62	7,5
5324г			1,24	4,95	1,30	99,58	30	26		4,1	1,16	14,4
5327а			0,09	0,25	0,07	99,94						
5327б			0,73	0,44	0,15	99,30						

Аналитики Ж. А. Макарова (силикатный анализ), М. А. Кучерова (Au). Л. Н. Вильховая (Pb, W, Mo, Cu, Zn).

рал во всех случаях несет вростки диопсида (по 100) в структурах распада. Как и в гипербазитах складчатых областей, диопсид в ультраосновных породах богаче волластонитовой составляющей (Wo_{80}), чем в габбро. В плоскости (100) диопсида часты вростки гиперстена в структурах распада. Кроме того, в зернах этого пироксена развита необычная плоскость (502), в которой выделяются пластинки гематита. Плагиоклаз как в габбро, так и базальтах основной (An=67—73). В габбро он сдвойникован по альбитовому закону, а в базальтах по манебахскому и альбитовому. В зернах плагиоклаза из габбро иногда присутствуют иголки рутила, реже пластинки биотита. При появлении актинолита и хлорита в плагиоклазе возникает волнистая зональность с понижением номеров крайних зон. Высокая основность плагиоклаза базальтов свидетельствует о том, что они еще не подверглись спилитизации. По химическому составу (табл. 2) породы из рифтовой зоны Индийского океана неотличимы от средних типов по Дэли и от пород офиолитовых поясов Кавказа, Тувы, Камчатки, Урала. Повышенная на-

[1] Состав определялся по таблицам Трегера и Хесса (диопсид). Показатели преломления измерены в иммерсионных жидкостях с точностью ±0,001.

сыщенность их водой (как гигроскопической, так и кристаллизационной) вполне объяснима давлением значительного водного столба. Общая железистость гипербазитов и габбро довольно постоянна (табл. 3) и в точке 5319-VI ниже (9,7), чем в точке 5324 (10,6). Степень окисления (Fe'''/Fe'') стекла (5327б) ниже, чем базальта (5327а). Степень окисления перидотитов прямо пропорциональна (табл. 3) содержанию кристаллизационной воды (т. е. степени серпентинизации)

Таблица 3. **Некоторые константы анализированных пород**

№ обр.	$f_{общ}$	H_2O+	Fe'''/Fe''	NiO, вес. %
5319-VI	9,4	12,16	1,72	0,24
5324е	10,6	11,52	1,65	0,28
5324а	10,6	10,55	1,40	0,29
5324г	10,1	4,95	0,12	
5327а	33,8	0,25	0,09	
5327б	33,1	0,45	0,04	
5319-VI-2	9,7	10,50	0,90	0,19

и обратно пропорциональна количеству никеля (который, очевидно, выносится при серпентинизации). Исключение составляет один образец (5319-VI-2), обогащенный баститом (гиперстеном), но серпентинизированный нацело.

Повышенные содержания хрома и никеля и ничтожные — титана приближают породы Индийского океана к представителям дунит-гарцбургитовой формации. Кроме того, были сделаны определения Au, Pb, Zn, Cu, W, Mo (см. табл. 2). Золото анализировалось спектрохимическим методом (Воскресенская и др., 1965), часть проб контролировалась нейтронной активацией. Использовались только анализы с удовлетворительной сходимостью результатов по параллельным пробам. Pb, Zn, Cu, W, Mo определялись по методикам, предлагаемым О. Сендэлом (1964). Содержания Au (см. табл. 2) в изученных гипербазитах заметно превышают кларк ($5 \cdot 10^{-7}$%) в точке 5324 и несколько ниже в точке 5319, что, видимо, объясняется полной серпентинизацией пород. В гарцбургитах (дунит-гарцбургитовая формация) о-ва Карагинского эти величины колеблются в пределах $9—40 \cdot 10^{-7}$%, в верлитах (габбро-перидотитовая формация) Ганальского хребта Камчатки — $7,5—9 \cdot 10^{-7}$%, в дунитах габброидных расслоенных интрузивов Станового хребта — $5 \cdot 10^{-7}$%. В оливиновых включениях в базальтах, считающихся отторженцами мантии, количество Au (Vincent, Crocket, 1960) составляет $1,7 \cdot 10^{-7}$%, в гиперстеновых метеоритах — $97—290 \cdot 10^{-7}$%. Концентрации Pb, W, Mo (см. табл. 2) в гипербазитах Индийского океана превосходят кларки их в ультраосновных породах (Виноградов, 1962); Pb — $1 \cdot 10^{-5}$%, W — $1 \cdot 10^{-5}$%, Mo — $2 \cdot 10^{-5}$%. Содержания Zn и Cu в изученных породах ниже кларковых. Таким образом, по содержаниям Au гипербазиты Индийского океана близки к породам дунит-гарцбургитовой формации складчатой области и заметно отличаются от пород габброидных формаций. К сожалению, отсутствуют данные для сравнения содержаний Pb, W, Mo. Интересны высокие концентрации Pb, хотя это, возможно, результат радиоактивного заражения.

ВЫВОДЫ

1. Обилие основных пород в трогах, поднятых «Витязем» из рифтовой зоны Индийского океана, свидетельствует о базальтоидном составе трогового ложа. Пестрый петрографический состав интрузивных пород (дуниты, диопсидовые дуниты, лерцолиты, хромитовые руды, габбро) в каждой отдельной точке, отсутствие вертикальной зональности в их распределении позволяют рассматривать эти породы как дифференциаты локального магматического очага.

2. Состав минералов и закономерности их изменения в породах Индийского океана такие же, как и в породах континентальных интрузивов.

3. При изучении не обнаружены парагенезисы минералов, формирующиеся при высоких давлениях (с дистеном, гранатом). Структуры пород (гипидиоморфнозернистые) отличны от структур образований больших глубин (гранулитовые).

4. Серпентинизированы изученные гипербазиты с сохранением всех черт, свойственных континентальным интрузивам.

5. По петро- и геохимическим особенностям породы Индийского океана также вполне сравнимы с гипербазитами и габброидами офиолитовых поясов складчатых областей (Камчатка).

6. Полная аналогия охарактеризованных пород с породами офиолитовых поясов континентов привела авторов к выводу, что в районе Срединного хребта Индийского океана встречаются не выходы вещества верхней мантии Земли, а область зарождающегося офиолитового пояса. В связи с этим интересно отметить, что гипербазиты начинают внедряться до спилитизации базальтов и образования на океанической коре мощного осадочного чехла; уже в это время, до сформирования гранитов, происходит интенсивная серпентинизация гипербазитов.

SOME PETROGRAPHIC AND GEOCHEMICAL FEATURES OF THE ULTRABASIC ROCKS OF THE INDIAN OCEAN AND THEIR RELATION TO THE MANTLE PROBLEM

S. A. SHCHEKA, N. A. KURENTSOVA,
V. G. MOYSEENKO, J. A. MAKAROVA

SUMMARY

Among the basic and ultrabasic rocks as collected by the USSR research vessel «Vityaz» from the Mid-Indian Oceanic Ridge rift zone are found the serpentinized dunites, lherzolites, harzburgites, gabbro, olivine gabbro and accompanying chromium ores. All the rocks and minerals have high MgO content: olivine *Fo* 91—92 (in the basalts and ultrabasic rocks), orthopyroxene — *En* 90, clinopyroxene — *En* 41—42 *Wo* 50 (in peridotites), and *En* 45—46 *Wo* 43—44 (in gabbro). Plagioclase is more basic (*An* 75—78) in basalts than in gabbro (*An* 67—70). Fe/Mg ratio is practically the same in gabbro and peridotites: 9,7—10,6. High values of the trace elements: Au ($20—30 \cdot 10^{-6}$%), Pb ($15—55 \cdot 10^{-3}$%), W ($1,7—6,4 \cdot 10^{-4}$%), Mo ($4—6 \cdot 10^{-4}$%) are uncommon for the ultrabasic rocks. A wide petrographic variation of the rocks obtained at the same sta-

tion, their intrusive structures, chemical and common mineral assemblages are interpreted by the authors as a result of rock crystallization from separate magmatic pocket. The rocks under study do not represent an outcrop of the upper mantle material.

ЛИТЕРАТУРА

Афанасьев Г. Д. Новые данные о соотношении земной коры и верхней мантии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 11.

Безруков П. Л., Крылов А. Я., Чернышова В. И. Петрография и абсолютный возраст базальтов со дна Индийского океана.— Океанология, 1966, **6**, вып. 2.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.

Воскресенская Н. Т., Зверева Н. Ф., Рывкина Л. Л. Спектрохимическое определение золота в силикатных породах и минералах.— Анал. химия, 1965, **20**, вып. 2.

Зимин С. С. Дунит-верлитовая формация Тихоокеанского складчатого пояса и вопросы генезиса гипербазитов.— В кн. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». Изд-во «Наука», 1965.

Малахов И. А. Петрохимия ультрабазитов Урала.— Труды I Уральского петрогр. совещания (Свердловск), 1963, **11**.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Тувы.— Труды Тувинской комплексной экспедиции АН СССР, 1955, вып. 2.

Сендел Е. Колориметрические методы определения следов металлов. Изд-во «Мир», 1964.

Соболев В. С. Энергия кристаллической решетки и законы распределения ионов в минералах.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1948, № 2.

Соболев В. С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии.— Геол. и геофиз., 1964_1, № 1.

Соболев В. С. Об инконгруэнтности плавления минералов, образующихся при изменении давления.— Докл. АН СССР, 1964_2, 156, № 2.

Соболев В. С. Влияние давления на пределы изоморфных замещений.— Докл. АН СССР, 1965, **160**, № 2.

Соболев В. С., Соболев Н. В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли.— Докл. АН СССР, 1964, **158**, № 1.

Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. Госгеолтехиздат, 1952.

Удинцев Г. Б., Чернышова В. Н. Образцы пород верхней мантии Земли из рифтовой зоны Индийского океана.— Докл. АН СССР, 1965, № 5.

Чернышова В. Н., Безруков П. Л. Серпентиниты с гребня Аравийско-Индийского хребта.— Докл. АН СССР, 1966, **166**, № 4.

Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G. Chemical characteristic of oceanic basalts and the upper mantle.— Bull. Geol. Soc. America, 1965, N 7.

Ewing I., Ewing M. Seismic-refraction measurements in Atlantic Ocean basins, in the Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic Ridge and in the Norwegian Sea.— Bull. Geol. Soc. America, 1959, **70**, N 3.

Matthews D. H., Vine F. J., Cann J. R. Geology of on area of the Carlsberg Ridge, Indian Ocean.— Bull. Geol. Soc. America, 1965, **76**, N 6.

Vincent E. A., Crocket J. H. Studies in geochemistry of gold.— Geochim. et cosmochim. acta, 1960, N 1—2.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ КИМБЕРЛИТОВ

А. П. БОБРИЕВИЧ
Институт минеральных ресурсов, Симферополь

Образование кимберлитовой магмы необходимо рассматривать как результат локального плавления перидотитового субстрата верхней мантии Земли. Генетическая взаимосвязь алмаза с кимберлитом предопределяет его глубинное происхождение, что в достаточной степени подкрепляется присутствием ксенолитов алмазоносных эклогитов в кимберлитах Южной Африки (Bonney, 1899) и Якутии (Бобриевич и др., 1959).

В связи с этим, естественно, возникает вопрос о глубинах зарождения очагов кимберлитовой магмы. На этот, а также на не менее существенный вопрос о составе вмещающего магматический очаг субстрата дают ответ находки алмаза и включения в нем характерных минералов кимберлита — пиропа, оливина, пироксенов, хромшпинелидов.

Данные минералогии и термодинамики позволяют высказать серьезные возражения против образования алмаза в условиях земной коры. Это прежде всего касается верхнего предела давлений, который при региональном метаморфизме никогда не превышает 20 *кбар*. Не решают вопроса и возможные максимальные перегрузки, возникающие в земной коре при переходе кварца в коэсит, поскольку кривая превращения графит — алмаз лежит правее кривой кварц — коэсит (Соболев, 1964).

Исключая образование алмаза из сферы земной коры, мы должны предположить подкоровые его происхождения. В таком случае минимальным давлениям в 40 *кбар*, необходимым для кристаллизации алмаза (Соболев, 1960), будет соответствовать рассчитанная глубина очага порядка 120 *км*, что довольно хорошо согласуется и с современными представлениями о глубинах зарождения магм. Исследуя возможности вариаций давлений на одной и той же глубине, связанных с локальными перегрузками в определенных зонах (глубинные разломы, области складчатости и др.), В. С. Соболев (1962) приходит к выводу о необходимости повышения уровня заложения очагов кимберлитовой магмы до 70 *км*. Это соображение в достаточной степени оправдано, так как в платформенных областях на глубине свыше 60 *км* заведомо имеет место ультраосновной состав подкорового субстрата, что особенно наглядно выясняется из взаимоотношений кимберлитов и траппов на платформах. Действительно, обращаясь к рассмотрению пространственного распространения вулканических проявлений в пределах Сибирской и Африканской платформ, мы убеждаемся в том, что области проявлений кимберлитовых тел и массовых излияний трапповой магмы в известной мере разобщены. Последние заполняют центральные части впадин (Карру — в Африке, Тунгусская — в Сибири), в то время как кимберлиты локализуются по периферии крупных лавовых полей. Как правило, трапповый вулканизм предшествует кимберлитовому, что свидетельствует о более глубоком залегании очагов кимберлитовой магмы, чем трапповых.

Однако для проявления кимберлитов еще недостаточно, по нашему мнению, глубинных разломов в определенных частях платформ и более глубинных очагов, чем очаги траппповой магмы. Необходимым условием является также (в сочетании с указанными выше двумя факторами) развитие в особых зонах сверхвысоких давлений, которые способствуют образованию в кимберлитах пиропа и алмаза. Происхождение подобного рода напряжений следует связывать с верхними горизонтами мантии Земли, где происходит зарождение кимберлитовой магмы (Бобриевич, Соболев, 1957).

В связи с происхождением кимберлитов большой интерес вызывают вопросы формирования кимберлитовых тел, особенно трубок, которые и являются определяющей формой проявления алмазоносных образований в земной коре. В начальный период изучения южноафриканских кимберлитов появилась гипотеза взрыва, объясняющая появление трубок взрывом благодаря соприкосновению огненно-жидкой магмы с водой. Несколько позже была выдвинута точка зрения плутонического происхождения, развитая впоследствии Вильямсом в гипотезу плутоно-магматического происхождения трубок. Еще более крайние взгляды отражены в предположении Бильджона о метасоматическом образовании кимберлитовых пород, выполняющих трубки Претории (Biljon, 1950).

В свое время А. Е. Ферсман (1955) допускал кристаллизацию алмаза непосредственно в расплаве: в начальный этап в глубинном магматическом очаге, а в дальнейшем в трещинах при движении магмы к поверхности Земли. Завершающим этапом кимберлитового вулканизма А. Е. Ферсман считал взрыв с образованием трубок взрыва, причем алмазы в трубки выносились из глубины, а не кристаллизовались в трубках.

В развитие его взглядов высказывается мнение (Бобриевич, Соболев, 1957), что для образования трубок необходимо наличие особых зон сверхвысоких давлений, возникающих в интервале от сравнительно небольших до очень больших глубин, что приводит к появлению особых минералогических ассоциаций эклогитового типа и образованию трубок взрыва. Последние происходят на тех горизонтах, где давление вышележащих пород и их прочность не могут противостоять давлению поднимающейся магмы. При этом, конечно, речь идет не о взрыве, аналогичном взрыву снаряда, где происходит чрезвычайно быстрое повышение, а затем спад давления, а о прорыве вышележащих пород магмой, находящейся под большим давлением. Прорыв сопровождается резким спадом давления, что и вызывает образование столба-фонтана, состоящего из лавы и обломков прорванных пород — смеси, которая в дальнейшем заполняет образовавшееся отверстие. С этими высокими давлениями, под которыми находилась магма, связана большая глубина прорыва — порядка 1—2, а нередко и более километров.

Высокое внутреннее давление способствует большой механической активности расплава, выражающейся в появлении кимберлитовых даек и жил порфирового строения как в самих трубках, так и по радиусам от них во вмещающих отложениях, а также в пропитывании магмой рыхлого пирокластического материала с образованием собственно эруптивных брекчий.

Анализируя условия синтеза алмаза в лаборатории и соответственно экстраполируя результаты опыта на природные процессы, мы с достаточным основанием поддерживаем точку зрения глубинного происхождения алмаза в кимберлитовых очагах. Прямыми доказательствами образования алмаза из расплава на глубине служат, во-первых, включения в алмазах протомагматических идиоморфных кристаллов оливина и пиропа — факты, свидетельствующие об их одновременной кристал-

лизации. Во-вторых, как в Африке, так и в Сибири общеизвестны примеры повсеместного распространения в трубках на различных глубинах раздробленных кристаллов алмаза и находки обломков одного и того же кристалла в разных частях трубки. Кроме того, как подчеркивает В. С. Соболев, немаловажное значение имеет также несоразмерная величина алмазов и зерен минералов последних этапов кристаллизации кимберлитового расплава.

Анализ метаморфизма ксенолитов в кимберлитовых трубках показывает, что температура кимберлитовых брекчий была даже ниже 1000° и наблюдаемые явления графитизации алмаза непосредственно в трубках возникнуть не могли. Это подтверждается и данными эксперимента Бриджмена, который установил, что необходимая минимальная температура для графитизации алмаза не должна быть ниже 1200° (Neuhaus, 1954). Следовательно, алмаз не образуется непосредственно в самих трубках и только переносится расплавом в верхние горизонты земной коры. Определенную часть алмазов необходимо также связывать с алмазоносными эклогитами, находки которых отмечены как в Африке, так и в Сибири.

Образование кимберлитовой магмы в процессе локального плавления подкорового перидотитового субстрата Земли и кристаллизация алмазов непосредственно в очаге с последующим переносом в верхние горизонты земной коры расплавом позволяют сделать два важных практических вывода.

Во-первых, алмаз генетически связан с кимберлитовой магмой, которая является единственной материнской средой кристаллизации алмаза в промышленных масштабах в природных условиях.

Во-вторых, признавая глубинную магматогенную точку зрения образования алмаза, можно с уверенностью говорить о более или менее равномерном распределении алмазов в теле месторождения с глубиной.

Магматогенная точка зрения глубинного происхождения алмаза достаточно убедительно подтверждается и минералогическими исследованиями, которые позволили выделить из всего многообразия минералов в кимберлитах группу протомагматических минералов, кристаллизация которых происходила на глубине, в кимберлитовом очаге, совместно с алмазом. Фактические данные с очевидностью подтверждают магматогенную точку зрения образования алмаза, и все рассуждения некоторых исследователей об образовании алмазов иным путем (вплоть до постмагматического) лишены оснований. Магматогенная точка зрения расширяет перспективы промышленных месторождений алмазов (трубок взрыва) на глубину, полностью исключая возможность падения содержания алмазов по мере отработки отдельных разведанных блоков. Иными словами, при разведке кимберлитовое тело можно рассматривать как изотропное с точки зрения распределения в нем полезного ископаемого, что значительно ускоряет процесс геологоразведочных работ при значительном экономическом эффекте с заменой тяжелых горных выработок колонковым бурением.

Промышленные и очень богатые месторождения алмазов, как правило, связаны с кимберлитовыми трубками, сложенными брекчиями и туфами. Кимберлитовые туфы и брекчии нами выделены в отдельную группу пород в отличие от массивных порфировых кимберлитов (Бобриевич и др., 1964).

Порфировые кимберлиты образовались в более спокойных условиях, нередко с развитием даек, в то время как для трубок туфов и брекчий имели место грандиозные взрывы (прорывы). Следовательно, оптимальные термодинамические условия, необходимые для образования алмаза, в процессе формирования кимберлитовых тел брекчий и туфов выдерживались в полной мере. Кроме того, учитывая многофазовость

кимберлитового вулканизма, необходимо порфировые кимберлиты рассматривать как более поздние по отношению к брекчиям проявления, а в связи с этим, возможно, и обедненные алмазами.

Необходимость сверхвысоких давлений в процессе образования кимберлитового расплава и алмаза следует, например, из полного отсутствия полевого шпата в кимберлитах, хотя необходимые компоненты (Na_2O, K_2O, Al_2O_3, CaO и SiO_2) имеются в исходном расплаве. Ввиду особых физико-химических условий в очаге и при подъеме расплава по трещинам происходит перераспределение алюмосиликатных компонентов таким образом, что вместо образования полевых шпатов щелочи и алюминий входят в слюды и, возможно, в жадеитовую составляющую моноклинного пироксена. Хороший пример контраста кимберлитов севера Сибирской платформы и Алдана мы находим именно в появлении плагиоклаза в алданских трубках, которые заведомо не содержат алмазов в силу отмеченных выше причин.

Весьма близко по химическому составу и петрографическим особенностям приближаются к кимберлитам породы, существенно отличающиеся полным отсутствием критических минералов кимберлитов — пиропа, алмаза, однако имеющие весьма сходные геологические формы проявления (трубки взрыва). Образование данных пород, известных на Чадобецком поднятии, Алдане, в Норвегии, в Канаде и других районах, необходимо рассматривать в свете комагматичных связей с кимберлитами, однако в несколько отличных термодинамических условиях.

Немаловажное значение имеет выяснение положения кимберлитов в общей генетической классификации изверженных горных пород и взаимоотношение с другими близкими магмами. Изучение сибирских кимберлитов и сравнение их с кимберлитами Южной Африки и других частей света позволяет нам отнести эти своеобразные горные породы к ультраосновному ряду, несколько отклоняющемуся в сторону щелочных габброидов. Петрохимическая аналогия кимберлитов из различных областей земного шара с достаточным основанием подтверждает данную точку зрения.

Признавая ультраосновной характер кимберлитовой магмы, Ю. М. Шейнманн (1957), однако, отводит ей особую роль в ходе дифференциации щелочной ультраосновной магмы платформ. Дифференциация этой магмы приводит к образованию генетического ряда горных пород от дунитов, перидотитов, пироксенитов и меймечитов вплоть до ультращелочных разностей типа ийолита. В этом ряду кимберлиты занимают особое положение, обусловленное своеобразной геологической обстановкой, резко отличной от условий образования аналогичных по химическому и петрографическому составу меймечитов. В связи с этим справедливо высказывание Ю. М. Шейнманна (1957), что эти породы трудно связать непосредственно с траппами и что породившая их магма, подымавшаяся (и зародившаяся) в той же тектонической обстановке, что и базальтовая, произошла за счет других веществ и связана с перидотитовым, а не базальтовым субстратом.

В развитие этих взглядов нами высказывается соображение, что, несмотря на петрографическую аналогию меймечитов и кимберлитов, эволюция их расплавов в пространстве и во времени была различной. Если кимберлитовая магма поднималась в верхние горизонты земной коры быстро, чему в значительной степени способствовало огромное внутреннее давление как в очаге, так и в период подъема расплава по трещинам, то щелочная ультраосновная магма, породившая меймечиты, поднималась в более спокойной обстановке. Подобный разрыв в динамике близких по составу расплавов достаточно убедительно объясняет отсутствие четко выраженного процесса дифференциации в кимберлитах, появление вулканических трубок и сохранность выкристаллизовавшихся

на глубине алмазов. Спокойный и медленный подъем щелочной ультраосновной магмы Котуй-Меймеча в значительной степени способствовал ее дифференциации с образованием, наряду с меймечитами, настоящих ультращелочных разновидностей, а в геологическом отношении — с формированием крупных интрузий вместо вулканических трубок. Указанные особенности объясняют отсутствие алмаза в меймечитах, хотя и не исключают возможность его кристаллизации на ранней стадии эволюции магмы в глубинном очаге с последующим разрушением, как это имеет место, по-видимому, в крупных гипербазитовых поясах, на что неоднократно указывал В. С. Соболев.

Не меньший интерес представляет взаимоотношение кимберлитов и щелочных базальтоидов типа анкаратрит-пикритов. Г. М. Гапеева (1958) отрицает генетическую связь кимберлитов с гипербазитами и делает попытку представить первые как крайние члены ряда щелочных базальтоидов. Исследования сибирских кимберлитов показали, что они по содержанию глинозема и щелочей несравнимо ближе к гипербазитам, чем к щелочным базальтоидам, в которых содержание глинозема и щелочей иногда достигает величин, характерных для гранитов. При этом высокое содержание щелочей при резкой недосыщенности кремнеземом приводит к появлению в анкаратрит-пикритах не только щелочных салических минералов (нефелина, лейцита, анальцима и др.), но и фемических минералов щелочного характера.

В кимберлитах отмеченные минералы отсутствуют, в то время как основная роль принадлежит оливину (форстериту), который и определяет принадлежность данных образований к ряду дунита — перидотита. Появление в дифференциатах кимберлитовой магмы весьма редкого минерала — монтичеллита — определяет, по нашему мнению, единственное связующее звено с крайними членами щелочных габброидов (типа альнеита-польценита).

Территориальная приуроченность проявлений ультраосновного и щелочного магматизма Котуй-Меймеча, а также кимберлитов к окраинной области распространения траппов способствовала появлению ошибочной точки зрения об их генетической связи. Отсутствие прямых доказательств подобной связи и резкий разрыв в химико-минералогическом составе траппов и кимберлитов позволяют нам считать, как уже отмечалось выше, более обоснованным представление Ю. М. Шейнманна о более глубоком залегании магматических очагов кимберлитов и ультраосновных пород по сравнению с магматическими очагами траппов.

Кимберлиты, в отличие от типичных ультраосновных пород, характеризуются несколько повышенным содержанием щелочей и титана. Вопрос щелочности кимберлитов является по существу частным вопросом проблемы происхождения щелочных пород вообще. Появление в кимберлитах щелочей, а также титана следует связывать с особым характером формирования магм платформенного типа и, возможно, с частичной ассимиляцией пород сиаля в процессе движения кимберлитовой магмы в верхние горизонты земной коры.

В свете этой проблемы, естественно, возникает вопрос о взаимосвязи алмазоносности с определенным типом кимберлита — слюдистым или базальтическим. Как правило, большинство промышленных месторождений алмаза связано именно с кимберлитами второго типа, в то время как слюдистые разновидности бедны алмазами или полностью их лишены. Следовательно, значительное повышение щелочности в кимберлитовой магме отрицательно влияет на процесс образования алмазов.

Общеизвестен повышенный интерес исследователей к включениям в кимберлитах пород эклогитовой фации. Эклогитизация из частного вопроса о превращении основных гиперстен-плагиоклазовых пород в эклогиты вылилась в настоящее время в целую проблему эклогитизации оса-

дочных, метаморфических и изверженных пород основного и ультраосновного состава. Более успешному решению этой проблемы в значительной мере способствует изучение разнообразных ксенолитов эклогитов в кимберлитах, которые можно объединить в две большие группы. К первой относятся эклогитовые породы, образовавшиеся за счет основных пород магматического (нориты, габбро-нориты и др.) и метаморфического генезиса (гиперстен-плагиоклазовые гнейсы чарнокитового ряда и др.). Вторая группа охватывает эклогиты ультраосновного состава (с переходом к пироповым пироксенитам и перидотитам), возникшие в результате процессов гранатизации (эклогитизации) шпинелевых ультрабазитов в условиях высоких давлений.

Наиболее обширную группу составляют плагиоклазовые эклогиты (эклогитизированные породы), а также бесполевошпатовые разновидности основного состава.

Эклогитизированные породы отличаются от гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев появлением эклогитового парагенезиса — граната пироп-альмандинового ряда и моноклинного пироксена при наличии реликтов гиперстена и плагиоклаза. Превращение гиперстеновых кристаллических сланцев в эклогиты происходит, следовательно, в результате смены парагенезиса гиперстен — плагиоклаз типичным парагенезисом эклогитов: пироп—альмандиновый гранат—моноклинный пироксен. В процессе этой реакции гиперстен почти полностью исчезает, сохраняясь лишь в виде реликтов, а плагиоклаз становится более кислым, чем в исходных кристаллических сланцах. Успешное течение этой реакции в значительной степени определяется повышенным давлением. В последнее время роль высоких давлений при образовании альмандина и особенно пиропа в достаточной степени доказана экспериментальными работами по синтезу этих минералов в институте Карнеги в Вашингтоне. Экспериментаторам удалось понизить предел давлений при синтезе пиропа до 20 000 *атм*, а Бойдом и Ингледом даже намечена область устойчивости пиропа в пределах кривых плавления и распада, определенная экспериментально, с точкой пересечения этих кривых при температуре 1510° и давлении 21 600 *атм* (Заварицкий, Соболев, 1961).

В. С. Соболев (1949) на диаграмме условий метаморфизма определял нижнюю границу устойчивости альмандина в 2000 *атм*, а пиропа — в 15 000 *атм*. Как показали результаты эксперимента, интервал между точками устойчивости альмандина и пиропа оказался даже большим.

На построенной диаграмме (Бобриевич, Соболев, 1957), где за основу взято соотношение: кордиерит + энстатит = шпинель + пироп, положение гранатов с содержанием пиропового компонента до 65—75% определяет величину нижнего предела давления при эклогитизации в 15 000—17 000 *атм*.

Типично метаморфические эклогиты от бесполевошпатовых до плагиоклазовых разновидностей связываются нами с архейскими метаморфическими толщами фундамента платформы. Следует при этом отметить, что на примере изучения ксенолитов эклогитов в сибирских кимберлитах удалось установить постепенные непрерывные переходы между плагиоклазовыми и типичными бесполевошпатовыми эклогитами метаморфического ряда, с одной стороны, и характерными кристаллическими сланцами архея через гранатизированные (эклогитизированные) породы — с другой стороны. Таким образом, вполне определенно доказывается возможность образования эклогитов в результате перекристаллизации бедных хромом чарнокитовых кристаллических сланцев архея в условиях больших давлений на сравнительно небольших глубинах. Условия глубинности последних должны отвечать, по-видимому, определенным зонам повышенного давления, существовавшим в архее в течение ряда геологических этапов.

Проблема эклогитов и эклогитизации кристаллических пород архейского комплекса заслуживает самого серьезного внимания в связи с актуальностью вытекающей из нее задачи о возможном присутствии в архейском комплексе Анабара типичных эклогитов. Как известно, алмазоносные эклогиты были найдены в виде ксенолитов в кимберлитах Африки и Якутии и до сих пор нигде не встречены в коренном залегании. Эклогитизация чарнокитовых кристаллических сланцев архейского комплекса Анабара позволяет по-новому оценить возможности и перспективы находок эклогитов на Анабарском массиве.

Наряду с плагиоклазовыми и бесполевошпатовыми эклогитами основного состава, в кимберлитах встречены магматические эклогиты ультраосновного состава. Они генетически связаны с глубинными пиропсодержащими ультрабазитами и должны быть отнесены к подкоровой области, что до некоторой степени подтверждается находками ксенолитов и переслаиванием эклогита и пиропового перидотита. Происхождение данной группы эклогитов, как и пироповых перидотитов, объясняется В. С. Соболевым процессами эклогитизации шпинелевых перидотитов.

Эклогиты основного состава не являются уже представителями перидотитового субстрата, но тем не менее часть из них должна быть отнесена к подкоровой области на основании находок эклогитов основного состава с алмазами, которые по составу принадлежат именно к эклогитам этой группы.

Кимберлитовые трубки, представляя собой «естественные керны» от поверхности до очень глубоких горизонтов Земли, оказывают геологам неоценимую помощь в решении целого ряда вопросов теоретического и сугубо практического характера. В трубках всегда в переменных количествах присутствуют различные ксенолиты из интрудированных кимберлитами отложений. Эти обломки пород, подобно археологическим находкам, дают возможность читать геологическую летопись не только существующих отложений, но и уничтоженных эрозией. В этом заключается одно из важнейших преимуществ изучения ксенолитов для установления возраста кимберлитов. В качестве примера отметим находки ксенолитов известняков с фауной ландовери в трубке Зарница, выходов которых в данном районе в настоящее время нет. Немаловажным фактом является присутствие ксенолитов пермо-триасовых траппов, которые с достоверностью подтверждают послетриасовый возраст некоторых месторождений.

Кроме того, исследование ксенолитов позволяет установить под чехлом платформы структуры архейского возраста с соответствующими комплексами пород. Детальный анализ ксенолитов кристаллических сланцев дает возможность сопоставить состав ксенолитов с аналогичными образованиями, развитыми на Анабарском массиве, и проследить распространение тех или иных серий архейского фундамента под осадочными отложениями чехла платформы к югу и юго-востоку от Анабара. В результате этого удается установить, что выходы кристаллических пород архея не замыкаются в пределах Анабарского массива, а широко распространяются под эпиконтинентальными осадками палеозоя, составляя вместе с Анабаром единое кристаллическое основание платформы.

И, наконец, огромный интерес представляют те комплексы ксенолитов, которые проливают свет на состав и строение нижних частей земной коры и подкорового субстрата. Так, группу основных кристаллических сланцев, отвечающих по составу габбро, габбро-нориту и норите, как и породы-ксенолиты в кимберлитах Южной Африки (Williams, 1932), необходимо считать образованиями так называемого базальтового слоя в областях кимберлитопроявлений.

Замечательное совпадение состава ксенолитов ультраосновных пиропсодержащих пород в кимберлитах Сибири и Африки дает основание

предполагать тождественность состава подкоровой области по меньшей мере в пределах этих двух крупных участков земного шара. Более того, обнаруженные образцы гипербазитов с переслаиванием перидотита и эклогита показывают, что в составе гипербазитов подкоровой области присутствуют и эклогиты.

Таким образом, высказанные соображения о составе и строении выделяемых геофизиками слоев Земли не только не противоречат существующим в настоящее время гипотезам, но в значительной степени подкрепляют их достоверным фактическим материалом из самих глубоких «кернов» — кимберлитовых трубок.

GENERAL PROBLEMS OF THE PETROLOGY OF KIMBERLITES

A. P. BOBRIEVICH

SUMMARY

Formation of kimberlitic magma is considered as a result of the local melting of the subcrustal substratum of the upper earth mantle 100—120 *km* deep. Diamonds are crystallized in the abyssal hearth due to fusion in the protomagmatic stage simultaneously with such kimberlite minerals as forsterite, garnet-pyrope, chrome-spinellides, etc. The rise of the fuzed materials to the surface through the abyssal fractures is accompanied by a break in the overlying deposits to form diatremes filled with eruptive breccia. The abyssal magmatogene standpoint of diamond formation finds its support in more or less even distribution of the diamond contents with the depth. The analysis of various xenolites in kimberlites allows one to classify them into certain groups approximately corresponding to rocks found by geophysicists in the earth beds such as, basaltic and subcrustal ones (of eclogitic or peridotitic composition).

ЛИТЕРАТУРА

Бобриевич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т. и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. Изд-во «Недра», 1964.

Бобриевич А. П., Смирнов Г. И., Соболев В. С. Ксенолит эклогита с алмазами.— Докл. АН СССР, 1959, **126**, № 3.

Бобриевич А. П., Соболев В. С. Эклогитизация пироксеновых кристаллических сланцев архейского комплекса.— Записки Всес. мин. об-ва, 1957, **87**, вып. 4.

Гапеева Г. М. Положение кимберлитов в генетической классификации горных пород.— Бюлл. ВСЕГЕИ, 1958, вып. 1.

Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, 1961.

Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1949.

Соболев В. С. Условия образования месторождений алмазов.— Геол. и геофиз., 1960, № 1.

Соболев В. С. Особенности вулканических проявлений на Сибирской платформе и некоторые общие вопросы геологии.— Геол. и геофиз., 1962, № 7.

Соболев В. С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии.— Геол. и геофиз., 1964, № 1.

Соболев В. С., Соболев Н. В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли.— Докл. АН СССР, 1964, **158**, № 1.

Ферсман А. Е. Кристаллография алмаза. Изд-во АН СССР, 1955.

Шейнманн Ю. М. О положении и возрасте щелочных ультраосновных пород Сибирской платформы.— Разведка и охрана недр, 1957, № 1.

Biljon S. V. The transformation of the upper part of the Pretoria series in the Bushveld igneous complex.— Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1950, N 52.

Bonney T. G. The parent-rock of the diamond in South Africa.— Geol. Mag., 1899, **6**.

Neuhaus A. Über die Synthese des Diamanten.— Angew. Chemie, 1954, Jg. 66, N 17/18.

Williams A. F. The genesis of the diamond, V. 1, 2. London, 1932.

УСИНСКИЙ ГАББРО-ПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВЫЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

И. М. ВОЛХОВ, В. М. ИВАНОВ, В. П. ПРУГОВ
Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск

Геологическая съемка Кузнецкого Алатау и специальные структурно-петрологические исследования основных и ультраосновных интрузий, развитых в пределах этого региона, дают сейчас исследователям значительный новый материал по габброидному магматизму и позволяют, в частности, выделить среди различных его проявлений несколько магматических формаций, наряду с недавно описанной С. С. Ильенком, М. П. Кортусовым и В. Н. Довгалем габбро-сиенитовой формацией и известной уже давно по описаниям А. Я. Булынникова, Е. И. Гореванова, Ю. Д. Скобелева и др. габбро-диорит-диабазовой формацией [1], фактически новую для Кузнецкого Алатау, интересную в теоретическом и практическом отношении раннепалеозойскую базит-гипербазитовую интрузивную ассоциацию габбро-пироксенит-дунитового (габбро-перидотитового) формационного типа.

Первые бесспорные свидетельства существования древних базитов и гипербазитов габбро-пироксенит-дунитового типа в Кузнецком Алатау были получены А. Г. Поспеловым и С. И. Романчуком в 1951—1952 гг. при геологической съемке магматических образований в верхнем течении р. Уса. В составе обнаруженного здесь базит-гипербазитового сообщества были отмечены дуниты, верлиты, горнблендиты, габбро, габбро-диориты и диориты, причем особо подчеркивалось наличие постепенных переходов между этими породами. Под именем «диоритовой габбро-перидотитовой интрузии» данная ассоциация параллелизовалась с так называемым «Саланским интрузивным комплексом» А. Л. Додина (1948), хотя и датировалась при этом как более древняя, нежели Саланский комплекс, предположительно верхнепротерозойская.

В современном виде представления о габбро-пироксенит-дунитовой формации Кузнецкого Алатау начали оформляться в основном с первой половины 60-х годов в результате исследований, выполнявшихся по тематическому плану Института геологии и геофизики СО АН СССР, главным образом авторами настоящей публикации. Опыт исследований, приобретенный ранее при изучении аналогичных ассоциаций в Западном и Восточном Саянах, существенно облегчил выполнение задач формационного анализа габбро-пироксенит-дунитового комплекса Кузнецкого Алатау, несмотря на весьма сложные геолого-тектонические условия его залегания и местами чрезвычайно слабую обнаженность коренных пород. Полученный в итоге этих исследований минимум геолого-петрографических данных позволил охарактеризовать такие главные эталонотипные плутоны габбро-пироксенит-дунитовой ассоциации, как Белосаланский (И. М. Волохов, 1957—1958 гг.), Усинский и Саквольский (В. М. Иванов, И. М. Волохов, 1963, 1964 гг.), Среднетерсинский

[1] Здесь и далее терминология магматических формаций в основном дана по Ю. А. Кузнецову (1964).

(В. П. Пругов, И. М. Волохов, В. М. Иванов, 1964—1966 г.,), и создать тем самым вполне объективную основу для выделения самостоятельного интрузивного комплекса с достаточно четкой формационной основой. При сводной характеристике комплекса, кроме личных материалов, были использованы все доступные авторам данные более ранних и большинства современных исследований, так или иначе относящихся к рассматриваемому вопросу. В их числе, наряду с данными геологических съемок производственных организаций, особого упоминания заслуживают работы В. К. Монича (1937, 1938, 1941), В. А. Кузнецова (1940), Д. В. Никитина (1940), А. Л. Додина (1948, 1955, 1956), Г. М. Фремда (1953), Г. В. Полякова и А. Е. Телешева (1960), Д. И. Мусатова (1961) и др., а также материалы, предоставленные в распоряжение авторов Г. А. Иванкиным и Д. И. Царевым (по Изыхскому массиву), Ю. А. Спейтом и И. П. Ивониным (по Колтасскому, Карьерному, Коксинскому и другим массивам), О. И. Никоновым (по Черноосиповскому массиву).

Рассматриваемый в настоящей работе габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Кузнецкого Алатау назван Усинским по р. Уса, в верховьях которой впервые были установлены породы данного формационного типа. Это новое название интрузивного комплекса принято с тем, чтобы исключить недоразумения, вероятность которых обусловлена существованием в литературе по Кузнецкому Алатау такого весьма разноречивого по содержанию понятия, как «Саланский комплекс»[1]. При выборе названия нового комплекса не был учтен и приоритет предложенных около тридцати лет назад В. А. Кузнецовым (1940) понятий «габбро-пироксенитово-перидотитовая интрузия горы Пестрой» и «габбро-перидотиты горы Комариной», несмотря на то, что обе названные интрузии в настоящей работе отнесены нами к габбро-пироксенит-дунитовому комплексу. Причины этого имеют в общем формальный характер и состоят в том, что интрузивные ассоциации как горы Пестрой, так и горы Комариной, хотя и принадлежат к габбро-пироксенит-дунитовому типу, тем не менее демонстрируют при этом ряд специфических, чисто провинциальных признаков и в связи с этим оказываются не вполне эталонотипными для интрузивного комплекса в целом. Малоподходящим для этих же целей было признано предложенное Г. В. Пинусом (1958) понятие «посторогенная габбро-перидотитовая интрузивная формация девона Кузнецкого Алатау», так как оно в число определяемых им объектов, кроме настоящих габбро-перидотитовых плутонов, включает Патынский массив, массив горы Большая Культайга и Узасский массив, которые, как известно, никем из исследователей, непосредственно их изучавших, никогда не относились к представителям габбро-перидотитового типа, а всегда считались классическим проявлением габбро-сиенитовой формации.

По состоянию изученности на сегодня в составе Усинского комплекса выделяется более десятка плутонов, в том числе такие, как Усинский и Сакволасский в бассейне верхнего течения р. Уса, Белосаланский, Колтасский, Карьерный и Коксинский в пределах Саланского хребта левобережья верховьев р. Томь, Среднетерсинский в верховье р. Средняя Терсь, Рыбинский в районе оз. Рыбного в северных отрогах горы Большой Каным, Тейско-Шорский в истоках р. Томь в междуречье рек Тея и Шора, Изыхский на горе Изых в верхнем течении р. Белый Июс, Черноосиповский по рч. Иркутка системы р. Черная Осиповка, массив горы

[1] В первой редакции (Додин, 1948, стр. 96—100) это «габбро-пироксенитовая и гипербазитовая интрузия», т. е. интрузивная ассоциация в объеме «офиолитового комплекса» В. К. Монича (1941). Во второй редакции это уже только гипербазитовая ассоциация — «Саланский ультраосновной интрузивный комплекс» (Додин, 1955, стр. 49).

Комариной в междуречье Нижняя Терсь — Баянзас, массив горы Пестрой в верховьях р. Тайдон — правого притока р. Томь (рис. 1).

Тектоническая позиция интрузивов Усинского комплекса определяется достаточно удовлетворительно проявленной закономерной связью их с развитием древних, главным образом салаирских (по времени активизации) подвижных зон Кузнецкого Алатау. Зоны эти в период формирования комплекса, видимо, имели более или менее четко выраженный эвгеосинклинальный (или субэвгеосинклинальный) характер и размещались в рассматриваемом регионе преимущественно в обрамлении структур древней консолидации, в частности около таких жестких тектонических блоков, как Томский и Терсинский кристаллические массивы, Мрасский, Батеневский и Мартайгинский срединные массивы, в основном стабилизировавшихся, вероятно, еще в докембрии до активизации собственно салаирских подвижных зон.

Магматические тела описываемого комплекса локализуются реже — непосредственно во внутренних частях подвижных зон, чаще — в сочленении этих зон со стабильными структурами. В первом случае они представляют собой преимущественно удлиненные, подчиненные простиранию вмещающих толщ конкордантные (соскладчатые) интрузивы, во втором случае — главным образом субизометричные, иногда также удлиненные. Последние, в отличие от плутонов внутренних частей подвижных зон, всегда являются отчетливо дискордантными (послескладчатыми) по отношению к окружению. Эта двойственность в специфике взаимоотношений магматических тел одного и того же комплекса с вмещающими образованиями определяется рядом обстоятельств, в том числе состоянием путей внедрения и мест становления исходной магмы, зависящим в значительной мере от физических свойств среды, в условиях которой осуществлялась эволюция магматического расплава. Так, в пластике геосинклинальных отложений, выполняющих внутренние части подвижных зон, при недостаточно благоприятных условиях раскрытия магмоводов и магматических камер закономерно заметно меньшее количество магматических тел, послойный характер внедрений и т. п. В сочленении подвижных зон со стабильными жесткими структурами, осложненными, как правило, системами пограничных разломов, становление интрузий, напротив, осуществлялось в хрупком окружении более древних, ранее консолидированных толщ, т. е. в такой обстановке, которая лучше сохраняла эффективное состояние магмоводов и магматических камер и таким образом в общем благоприятствовала внедрению и становлению магматических расплавов. Подобные условия, по-видимому, особенно часто создавались на внешней по отношению к подвижной зоне стороне пограничных разломов в системе оперяющих эти разломы диагональных разрывов, частью уже в пределах собственно стабильных структур. Рассматриваемый случай является прекрасной иллюстрацией того, как фактически соскладчатые (а равно и доскладчатые) интрузивы ранних этапов магматизма геосинклинальных зон с выходом в более жесткое субплатформенное окружение могут обрести черты посторогенных платформенного типа интрузий и тем самым осложнить формационный анализ явно геосинклинальных интрузивных ассоциаций.

Стратиграфическое положение Усинского комплекса определяется в настоящее время лишь в первом приближении. Верхняя возрастная граница проводится пока на уровне кембро-ордовикских образований по отсутствию массивов комплекса в отложениях моложе нерасчлененного кембро-ордовика и по прорыву некоторых из них раннепалеозойскими (кембро-ордовикскими) гранитоидами Мартайгинского и Улень-Туимского комплексов. Нижняя возрастная граница фиксируется по фактам прорыва плутонами комплекса по существу всех допалеозойских и

части, вероятно, нижнекембрийских геологических образований. С учетом единичных радиологических определений (цифры порядка 510—520 млн. лет, дающие, видимо, слегка омоложенный возраст) время формирования Усинского комплекса до появления ясности в этом вопросе условно может быть отнесено к периоду между средним и верхним кембрием.

Плутоны рассматриваемого типа являются образованиями мезоабиссальной фации глубинности (согласно классификации фаций Ю. А. Кузнецова, 1955, 1960) и представляют собой относительно небольшие (до 65 *км*²) тела, форма которых предпочтительно этмолитообразная, иногда линзообразная и желобовидная. Будучи приуроченной к подвижным зонам земной коры, продолжавшим функционировать в качестве активных и после становления Усинского комплекса (по существу на протяжении всего палеозоя и даже позднее), большая часть плутонов оказалась втянутой в последующие геологические преобразования. Вследствие этого многие тела комплекса сейчас наблюдаются во вторичном, тектонически нарушенном залегании; более того, значительная масса пород, слагающих эти тела, несет следы довольно существенного метаморфизма (преимущественно зеленосланцевой, реже амфиболитовой фаций), а местами (в основном возле батолитовых гранитов «пестрого» состава) даже следы воздействия процессов гранитизации. Естественно, что в таких случаях реставрация первичных форм и условий залегания магматических тел комплекса нередко бывает весьма затруднительной, а подчас даже невозможной (например, для Изыхского массива, прорванного улень-туимскими гранитами, или для большей части догранитных габбровых тел среди мартайгинских гранитоидов).

Подобно описанным ранее плутонам Лысогорского и Нижне-Дербинского габбро-пироксенит-дунитовых комплексов, большая часть массивов Усинского комплекса, как правило, принадлежит к однофазным интрузивам, формировавшимся в процессе единого акта внедрения с последующей дифференциацией внедрившегося расплава непосредственно в магматической камере. В ходе магматической дифференциации создавался наблюдаемый сейчас в большинстве плутонов совершенно специфический, стратиформный тип их внутренней структуры. Особенности этого типа определяются первично-магматической стратификацией пород, проявляющейся в слоистом размещении магматических дифференциатов в теле плутонов. Залегая согласно, магматические слои различного петрографического состава образуют сложно построенные стратифицированные серии, внешне чрезвычайно похожие на типично осадочные, например, флишевые образования. Возникновение отдельных элементов таких магматических последовательностей слоев происходило снизу вверх от придонных к апикальным частям плутонов. Последовательность изменения состава пород осуществлялась в том же направлении: от ультраосновных дифференциатов придонных уровней плутонов через основные дифференциаты внутренних частей к средним и более кислым дифференциатам, размещающимся на приапикальных горизонтах. В некоторых плутонах комплекса, например в Карьерном и Коксинском, отмечен (Ивонин, 1968) существенно иной, не стратиформный, а конфокальный или концентрически-зональный характер размещения дифференциатов. Такой чисто уральский структурный мотив строения массивов характеризуется, во-первых, последовательным образованием отдельных зон концентрически-зональных серий, начиная с центральных частей массивов и кончая периферическими, и, во-вторых, закономерным изменением состава пород от ультраосновных к менее основным в том же направлении.

Нередко изменение состава пород в разрезе плутонов, особенно стратифицированного типа, имеет ритмический характер, обусловленный

ритмичностью течения процессов магматической дифференциации. Эта особенность выражается в повторении определенной последовательности чередования магматических слоев (или зон) в стратифицированном (или зональном) разрезе. Ритмы чередования слоев имеют чаще всего двухчленное, реже трехчленное строение, причем наиболее эффективно проявленными они оказываются в придонных (или ядерных) частях массивов. По мере продвижения к верхам (или периферии) массивов ритмичность в чередовании слоев и само явление стратификации постепенно затухают, а при подходе к приапикальным горизонтам (или внешним зонам конфокальной серии), как правило, исчезают полностью. В низах разреза ритмы состоят из слоев ультраосновного состава («дунит-перидотит», «перидотит-пироксенит»); далее они имеют смешанный характер («перидотит-пироксенит-габбро», «пироксенит-габбро», «горнблендит-анортозит»), еще дальше включают слои основных пород («меланогаббро-лейкогаббро» и т. п.). В начале ритма всегда формируются слои, сложенные породами более основного состава. Визуально ритмический характер стратифицированных и зональных серий подчеркивается различиями в окраске пород рядом расположенных слоев, а также изменениями в их структуре, в том числе изменениями состава, величины и габитуса зерен породообразующих минералов. Магматическая стратификация и зональность часто имеют скрытый характер и в этом случае устанавливаются лишь при микроскопическом изучении пород.

Контакты между магматическими слоями и зонами имеют характер постепенных переходов: чаще медленных и плавных, реже быстрых и резких. Падение слоев в стратифицированных плутонах направлено, как правило, в сторону внутренних частей магматической камеры. На периферии таких плутонов оно более крутое, по мере удаления от контакта все более пологое, а в центральных частях приближающееся к горизонтальному. Элементы залегания магматических зон в конфокальных массивах имеют более прихотливый характер и в большинстве своем подобной закономерности не обнаруживают. Анизотропия в строении чашеобразно-расслоенных и конфокальных плутонов отражена и в текстуре пород, которая часто бывает план-параллельной с ориентировкой, совпадающей с элементами залегания магматических слоев и зон. Сочленение слоев со стенками и дном магматической камеры характеризуется достаточно хорошо выраженным угловым несогласием. Магматические зоны конфокальных массивов в основном повторяют конфигурацию контактовой поверхности. Эндоконтактная зона пород фации закалки в плутонах Усинского комплекса полностью отсутствует. Контактово-метаморфические образования в экзоконтакте плутонов развиты весьма ограниченно.

Отмеченная специфика внутренней структуры интрузивов, очевидно, определялась в каждом конкретном случае рядом факторов, в том числе глубиной становления и формой магматической камеры, а также динамикой пульсационно-ритмических процессов магматической дифференциации.

Дискордантное сочленение магматических слоев со стенками магматической камеры в плутонах стратиформного типа вносит известные трудности в формационные исследования, поскольку большинство этих плутонов на современном денудационном срезе демонстрирует лишь часть стратифицированного разреза (придонную, срединную или приапикальную). Вскрытыми на полную мощность они наблюдаются очень редко. Это осложняет конкретизацию валового объема рассматриваемого комплекса, особенно в его кислой части, представленной породами габбро-диоритового, диоритового и даже тоналитового состава, как правило, слабее или почти нестратифицированными и потому очень похожими на близкие по составу породы других интрузивных ассоциаций

габбро-плагиогранитной группы. Достаточно уверенно диагностируемый в телах, вскрытых на придонных и близких к ним уровнях денудации, габбро-пироксенит-дунитовый формационный тип ассоциаций теряет свою определенность в телах, обнаженных на приапикальных уровнях. Породы его в этом случае, по-видимому, часто ошибочно относятся исследователями к образованиям других формационных типов.

Усинский габбро-пироксенит-дунитовый комплекс, так же как и Лысогорский и Нижне-Дербинский комплексы, представлен широким рядом дифференциатов, включающим всю гамму переходов от дунитов до диоритов. Наиболее распространены в этом ряду габброиды, в том числе роговообманковые габбро и габбро-нориты. Гипербазиты составляют подчиненную часть, причем наиболее развиты среди них верлиты и пироксениты. Средние и более кислые породы представлены незначительными объемами. Породы фации закалки отсутствуют. Образования дайковой фации существуют, но развиты в общем слабо.

Петрографическая характеристика пород комплекса в общем идентична характеристике лысогорских и нижнедербинских пород. Вкратце она может быть дана в следующем виде.

Гипербазиты хотя и являются важнейшей составной частью рассматриваемой ассоциации, в объемном отношении подчиняются базитам. Среди них отмечается ряд дифференциатов, постепенно меняющихся по составу от дунитов до клинопироксенитов.

Дуниты обнаруживаются в стратифицированных плутонах, сденудированных до наиболее глубоких придонных уровней, в частности, в таких массивах, как Усинский, Среднетерсинский, Белосаланский, Чернооосиповский. Петрографически — это мономинеральные оливиновые породы, содержащие в качестве незначительной примеси хромшпинелиды. Оливин в них варьирует по составу от слабожелезистого форстерита до хризолита. Наиболее магнезиальный оливин при этом характерен для дунитов более глубоких горизонтов массивов, а более железистый, наоборот, для дунитов более высоких горизонтов. В непосредственном соседстве со слоями перидотитов в дунитах отмечается незначительная примесь клино- и ортопироксенов. В некоторых разностях дунитов наблюдается увеличение содержания хромшпинелидов вплоть до весьма высоких значений (например, в дунитах Среднетерсинского массива). Порода при этом из оливиновой превращается в существенно хромшпинелидовую, обретая качество настоящей хромитовой руды, густовкрапленной и даже сливной по своему сложению. Впрочем, промышленного значения эти концентрации пока не имеют. В более железистых (хризолитовых) разностях дунитов хромшпинелиды обогащаются железистой составляющей и теряют прозрачность в тонких срезах. Становясь при этом микроскопически очень похожими на магнетит, такие хромшпинелиды делают дуниты почти неотличимыми от оливинитов — магнетитсодержащих бесхромшпинелидовых аналогов дунитов. Уверенное разделение таких близких по составу и внешнему облику пород возможно лишь с привлечением специальных минераграфических, спектрохимических и т. п. методик диагностики рудного минерала.

Оливиниты развиты весьма ограниченно: с достаточной достоверностью они устанавливаются сейчас лишь в ядерной части Карьерного массива (Ивонин, 1968). Оливин в них представлен железистым хризолитом. Рудным минералом является магнетит. По соседству с верлитовыми зонами оливиниты содержат клинопироксен и бурую роговую обманку в виде незначительной примеси.

При более детальном изучении петрографического состава Усинского комплекса оливиниты, вероятно, будут обнаружены и в других его плутонах, в частности, в прослоях и линзах среди габбро-перидотитов и меланократовых разностей алливалитов и других оливиновых габброи-

дов. Есть основания думать, что кроме хризолитовых оливинитов при этом будут найдены и их гиалосидеритовые разности.

Гарцбургиты наблюдаются не во всех массивах. Более или менее заметно они развиты в Среднетерсинском плутоне, слагая слои и прослойки на переходах от дунитов к лерцолитам, верлитам и клинопироксенитам. Главным минералом гарцбургитов является оливин, представленный форстерит-хризолитом; ортопироксен энстатитового состава фигурирует в них в качестве подчиненного минерала: хромшпинелиды присутствуют постоянно как незначительная примесь. В непосредственном соседстве с лерцолитами и верлитами в составе гарцбургитов, кроме ортопироксена, наблюдается подсмесь клинопироксена преимущественно диопсид-салитового состава.

Лерцолиты отмечаются в Среднетерсинском и Белосаланском, отчасти Изыхском массивах. Петрографически — это двупироксеновые перидотиты с оливином хризолитового состава, ортопироксеном, представленным бронзитом, и клинопироксеном — диопсид-салитом. Из рудных минералов в них отмечаются хромшпинелиды и магнетит.

Верлиты являются одним из характернейших среди петрографических типов, представляющих Усинский комплекс. После пироксенитов это наиболее распространенная разновидность гипербазитов в составе комплекса. Верлиты устанавливаются в большинстве массивов, в том числе в плутонах Усинском, Сакволасском, Среднетерсинском, Чернооспповском, Белосаланском, Карьерном и Коксинском. В составе верлитов постоянно содержится более 50% оливина хризолитового состава; моноклинный пироксен (диопсид или диопсид-салит) является подчиненным минералом; в качестве примеси постоянно присутствует магнетит, нередко сопровождаемый хромшпинелидами, а также ортопироксен-энстатит и бронзит (в верлитах, контактирующих с лерцолитами и гарцбургитами). Состав верлитов и, соответственно, минералов, их образующих, закономерно варьирует в зависимости от их положения в стратифицированном разрезе плутонов. Диапазон колебаний обычно невелик и, например, для оливина, как правило, не выходит за пределы колебаний состава хризолитовых разностей. Структура верлитов типично магматическая. В зависимости от условий формирования породы она бывает чаще всего гипидиоморфной и панидиоморфной, реже паналлотриоморфной и совсем редко пойкилитовой. В разностях с пойкилитовой структурой ойкокристы всегда образованы пироксеном; ксенокристы представлены оливином, как правило, более магнезиальным, чем оливин самостоятельных зерен.

Шрисгеймиты развиты ограниченно и обнаруживаются в ощутимом количестве лишь в массивах горы Комариной и горы Пестрой. Состоят эти породы из оливина и роговой обманки, присутствующих примерно в равных количествах; в некоторых разностях соотношение между этими минералами варьирует в широких пределах. Их структура, как правило, порфировидная, пойкилитовая, образуемая относительно крупными индивидами (ойкокристами) роговой обманки, проросшими ксенокристами оливина. Оливин вне ойкокристов имеет хризолитовый состав, а в ксенокристах — форстеритовый. Роговая обманка по оптическим свойствам близка к эденпту, а также кумингтониту. Акцессорным минералом шрисгеймитов является магнетит. Для части описываемых пород характерна примесь моноклинного пироксена (диопсид), вытесняющего из парагенезиса чаще оливин, реже амфибол.

Оливиновые пироксениты, подобно верлитам, относятся к характернейшим членам комплекса. Они наблюдаются, в частности, в плутонах Усинском, Белосаланском, Рыбинском, горы Пестрой, горы Комариной, Чернооспповском. Среди них выделяется две разновидности: наиболее широко развитые *оливиновые диаллагиты* и наблюдаемые эпизодически

оливиновые вебстериты. Клинопироксен этих пород является диаллагом диопсидового состава; оливин принадлежит к хризолиту; ортопироксен представлен бронзитом. Количественно в этом парагенезисе преобладает клинопироксен (до 80%). Оливина в нем обычно меньше клинопироксена, в большинстве случаев его содержание не превышает 25%. Ортопироксен (бронзит) даже в оливиновых вебстеритах является количественно резко подчиненным минералом. Оливиновые пироксениты через переходные типы связаны, с одной стороны, с перидотитами и, с другой — с пироксенитами. Отдельные разности описываемых пород, кроме названных минералов, содержат роговую обманку, похожую на отмеченную выше при описании шрисгеймитов. Такие пироксениты могут быть отнесены к *кортландитам*.

Пироксениты развиты значительно шире оливинсодержащих разностей, по существу во всех массивах рассматриваемой интрузивной ассоциации. Наиболее распространенным типом пироксенитов являются *диаллагиты* — практически мономинеральные породы, сложенные клинопироксеном преимущественно диопсидового, реже авгитового состава. Двупироксеновые разности пироксенитов — *вебстериты* — проявляются в несколько более скромных масштабах. Подобно оливиновым вебстеритам они характеризуются резким преобладанием клинопироксена (диопсид-салита) над ортопироксеном (энстатитом и бронзитом).

Постоянной примесью оливиновых и безоливиновых пироксенитов является магнетит.

Очень важной в металлогеническом отношении особенностью гипербазитов следует считать нередко наблюдаемую в них преимущественно тонкую вкрапленность сульфидов пирротин-халькопирит-пентландитовой рудной ассоциации.

Весьма существенным в петрогенетическом отношении представляются нередко обнаруживаемые среди гипербазитов *плагиоклазсодержащие перидотиты и пироксениты*, которые с увеличением количества полевого шпата дают переходы к *габбро-перидотитам* и *габбро-пироксенитам* и далее к породам габбровой группы. Такие переходные от гипербазитов к базитам образования вскрыты современным денудационным срезом в массивах Тейско-Шорском, Коксинском, Рыбинском, Среднетерсинском, горы Комариной, горы Пестрой, Чернооспповском. Состав плагиоклаза в названных породах, как правило, основной — анортитовый в плагиоклазсодержащих гипербазитах и анортит-битовнитовый и битовнитовый в габбро-перидотитах и габбро-пироксенитах.

Группа габбро представляет главную массу пород комплекса. Среди габбро выделяется ряд связанных постепенными взаимными переходами петрографических типов, в том числе такие, как оливиновые и безоливиновые эвкриты и эвкрито-нориты, безоливиновые габбро-нориты, обыкновенные и роговообманковые габбро, габбро-диориты и диориты.

Оливиновые эвкриты — породы, впервые установленные в массивах горы Пестрой и горы Комариной еще В. А. Кузнецовым (1940), а в Саланской группе массивов В. К. Моничем (1941), в последние годы обнаружены также в составе Рыбинского, Коксинского, Тейско-Шорского, Изыхского массивов. Несмотря на незначительное в сравнении с прочими разновидностями габбро развитие, породы эти вместе с другими тоже ограниченно развитыми анортит-и битовнитсодержащими габброидами образуют довольно специфическую часть габбро-пироксенит-дунитовой ассоциации. Петрографически — это преимущественно мезократовые, реже мелано-и лейкократовые породы, главными минералами которых являются основной по составу плагиоклаз (около 50%), оливин хризолитового или хризолит-гиалосидеритового состава (около 25%) и клинопироксен (диопсид или диопсид-салит). Изредка кроме клинопироксена

описываемые породы содержат немного ортопироксена (бронзита) или обыкновенной роговой обманки.

Вариации в содержании породообразующих минералов дают: с уменьшением содержания клинопироксена переходы от оливиновых эвкритов к их *аллювалитоподобным разностям*; с увеличением содержания ортопироксена — к *оливиновым эвкрито-норитам*; с уменьшением содержания оливина — к обыкновенным *эвкритам*; с уменьшением содержания оливина и пироксенов и увеличением содержания амфибола к *роговообманковым эвкритам*. При этом интересно то обстоятельство, что изменение количественных соотношений между названными минералами, как правило, не сопровождается сколько-нибудь значительными колебаниями в их составе. Это позволяет, не останавливаясь на подробной характеристике габброидов с основным плагиоклазом, перейти к рассмотрению других членов этой группы пород.

Габбро-нориты, двупироксеновые габброиды с плагиоклазом лабрадорового состава, развиты хотя и несколько шире, чем разности с анортит-битовнитовым полевым шпатом, однако роль их в составе Усинского комплекса представляется пока довольно скромной. Главным минералом этих пород является плагиоклаз, слагающий около половины объема породообразующих минералов. Из пироксенов преимущественно развит клинопироксен диопсид-салитового и авгитового состава. Ортопироксен (главным образом бронзит) всегда фигурирует как третьестепенный минерал. В отдельных разностях габбро-норитов иногда отмечается немного позднемагматического амфибола — буроватой или зеленой обыкновенной роговой обманки. Через разности с уменьшенным содержанием ортопироксена габбро-нориты связаны с обыкновенными габбро. С увеличением содержания амфибола при одновременном уменьшении содержания обоих пироксенов они дают переходы к роговообманковым габбро.

Обыкновенные и особенно *роговообманковые габбро* являются наиболее распространенными типами габброидов Усинского комплекса, слагающим, видимо, около половины объема всех его дифференциатов. За редким исключением (представленным массивами, сденудированными до очень глубоких уровней) они обнаруживаются почти во всех плутонах комплекса. Полевой шпат габбро слагает, как правило, более 50% объема породообразующих компонентов, обусловливая преимущественно мезо- и лейкократовый характер этих пород. По составу плагиоклаз относится, как правило, к лабрадору. В разностях габбро, переходных к габбро-диоритам, он кислеет, приближаясь к андезин-лабрадору; в разностях, близких к габброидам эвкритового характера, отвечает основному лабрадору, почти битовнит-лабрадорового характера. Клинопироксен в нормальных габбро представлен салитом или авгитом. Роговая обманка, чаще зеленая, реже буроватая по окраске, судя по структурным взаимоотношениям с плагиоклазом и пироксеном, по-видимому, в большинстве случаев магматическая. Эпигенетическая, уралитового типа роговая обманка в связи с габбровыми породами отмечается при их авто- и аллометаморфизме и, как правило, ассоциирует при этом с актинолитовым амфиболом, а также с эпидот-цоизитовыми продуктами разложения плагиоклазов.

Заключая рассмотрение пород габбровой группы, необходимо отметить довольно часто ассоциирующие с ними *анортозиты* и особенно *горнблендиты*. Первые из них встречаются обычно в небольших прослойках или линзах среди полосатых габброидов; вторые наблюдаются также в небольших по мощности и протяженности согласных слоеподобных телах. По составу анортозиты обычно относятся к лабрадоритам; иногда, например, в Карьерном массиве, они имеют более основной характер и принадлежат к битовнититам. Горнблендиты в типичном проявле-

нии — почти мономинеральные роговообманковые чаще крупно-, реже среднезернистые породы. В качестве часто встречающейся примеси они содержат плагиоклаз (как правило, интенсивно соссюритизированный) и магнетит. Последний обычно характеризуется несколько повышенным содержанием титана, впрочем, не настолько высоким, чтобы позволить именовать этот минерал титаномагнетитом. В горнблендитах, размещающихся на более глубоких горизонтах стратифицированных плутонов среди пироксенитов и эвкритовых габброидов, кроме полевого шпата и магнетита, нередко содержится небольшое количество оливина и пироксена. Такие горнблендиты являются переходными к отмеченным выше кортландитам.

Несколько слов о рудных минералах и типах микроструктур в породах габбровой группы. Главным рудным минералом габброидов, как и пироксенитов, является магнетит. Количественно он представляет собой незначительную (обычно не более 1%) примесь. В составе магнетита, как правило, отмечается изоморфная примесь титана, более ощутимая в магнетите роговообманковых габбро и исчезающе малая в магнетитах более основных габброидов. Интересна установленная И. П. Ивониным для магнетитов из пироксеновых и роговообманковых габбро массива горы Комариной обратная корреляция между содержанием хрома и титана. По данным этого исследователя, оказывается, что содержание хрома в магнетите пироксеновых габбро больше, чем в магнетите роговообманковых габбро; при этом изменение содержания титана в магнетитах тех же пород осуществляется в противоположном направлении.

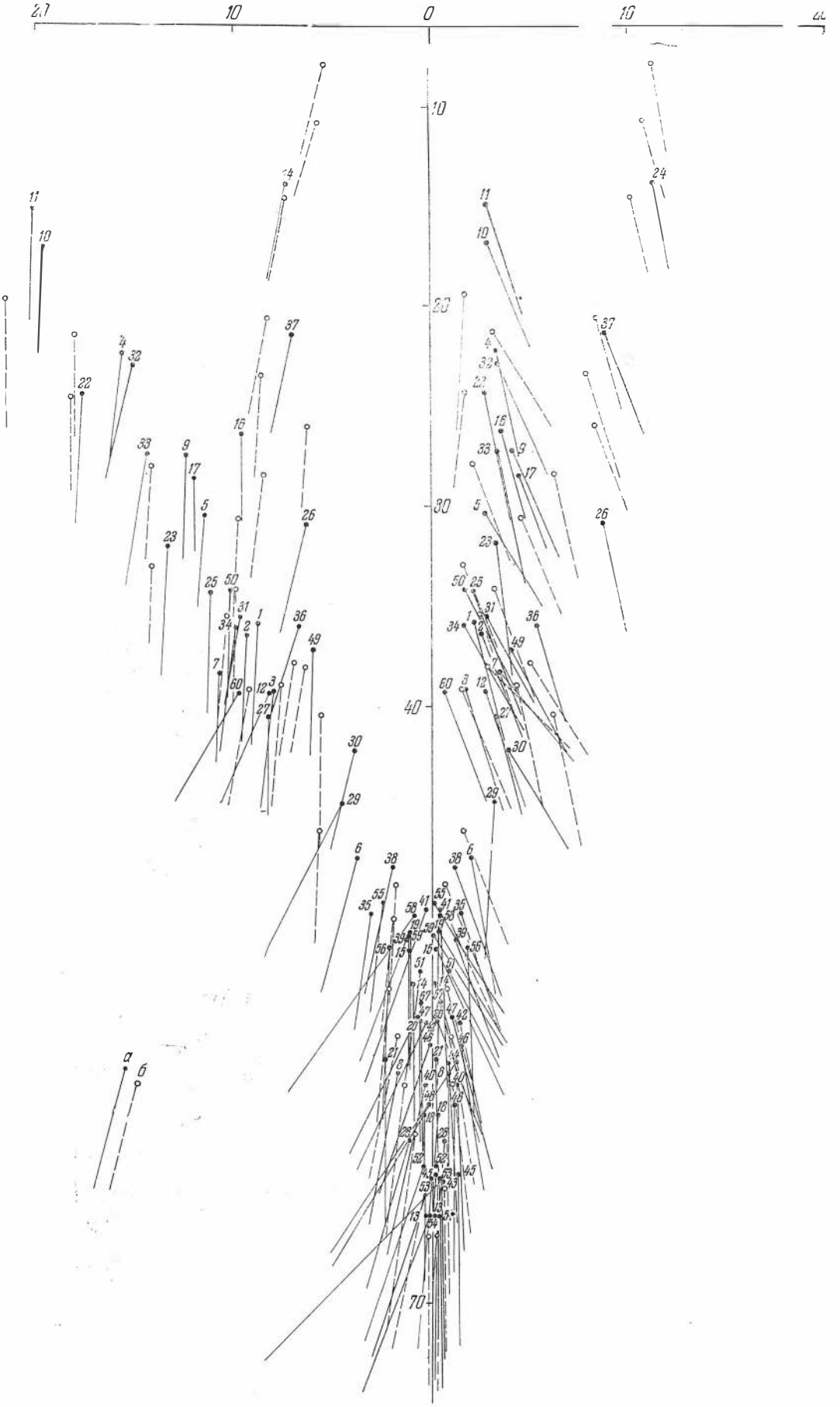
Кроме магнетита, некоторые разности габброидов содержат незначительную вкрапленность сульфидов (главным образом пирротина, частью, по-видимому, никельсодержащего, а также халькопирита и пирита).

Микроструктуры пород группы габбро принадлежат чаще всего к разряду габбро-офитовых и габбровых, реже к офитовым и пойкилофитовым. В сильно меланократовых и лейкократовых разностях габброидов наряду с указанными наблюдаются панидиоморфная и паналлотриоморфная структуры. В горнблендитах и переходных к ним разностях пород нередко обнаруживается пойкилитовая структура.

Габбровые породы, в частности роговообманковые габбро, связаны постепенными переходами с диоритовыми членами Усинского комплекса. Такими переходными разностями являются *габбро-диориты,* плагиоклаз-роговообманковые породы с полевым шпатом состава, варьирующего от лабрадор-андезина до андезина, и амфиболом, принадлежащим к обыкновенной, чаще зеленой, реже бурой роговой обманке. В качестве примеси они содержат немного магнетита, иногда сопровождаемого незначительным количеством магнезиального биотита и кварца. Габбро-диориты, а равно и собственно диориты в стратифицированных плутонах образуют слои приапикальных уровней и потому наблюдаются лишь в магматических телах, верхняя часть которых не была уничтожена денудацией. В конфокальных массивах ими сложены периферические зоны, в связи с чем условия их наблюдения здесь почти оптимальные.

Диориты от габбро-диоритов отличаются постоянно андезиновым составом полевого шпата и резко подчиненным содержанием роговой обманки. В них, кроме того, несравненно чаще и обильнее примесь биотита и кварца. Разности с повышенным содержанием двух последних минералов дают переходы к *кварцевым диоритам* и *тоналитам* — породам, являющимся крайними, наиболее кислыми членами Усинского комплекса. Как отмечалось выше, в условиях плохой обнаженности принадлежность этих членов именно к габбро-пироксенит-дунитовой формации устанавливается с большим трудом, а иногда и вовсе не устанавливается.

В отличие от довольно хорошо сохранившихся пород габбро-пироксенит-дунитовых ассоциаций Западного и Восточного Саянов породы Усин-


20
10
0
10
10
20
30
40
70
а
б

ского комплекса подчас довольно значительно изменены, что обусловлено главным образом аллометаморфическими процессами, сопровождавшими более поздние этапы магматизма и тектонической эволюции Кузнецко-Алатауского геологического региона. Состав вновь образованных апогипербазитовых и апогаббровых метаморфических парагенезисов в каждом конкретном случае зависит не столько от состава метаморфизующих растворов, сколько от минерального состава исходных пород и термодинамических условий метаморфического процесса. Изменения в породах комплекса, в соответствии с этим, проявляются среди гипербазитов в виде серпентинизации, отальковання, актинолитизации (тремолитизации), в породах габбровой группы в виде эпидотизации (цоизитизации), соссюритизации и деанортитизации полевошпатовой части первично-магматического парагенезиса, а также амфиболизации и хлоритизации темноцветов; при метаморфизме оливинсодержащих габброидов, кроме того, идет формирование апооливиновых тремолита (актинолита), талька и серпентина.

При метаморфизме первично-магматических габброидов замещение пироксена эпимагматической зеленой роговой обманкой уралитового типа и деанортитизация основного плагиоклаза приводят к возникновению своеобразных амфиболовых метагаббро. Эти породы нередко обнаруживают настолько большое сходство с позднемагматическими роговообманковыми габбро, что в сложных геологических условиях и при недостаточной обнаженности могут быть легко перепутаны. Данное обстоятельство важно иметь в виду при изучении конфокальных плутонов роговообманковыми габбро в периферической эндоконтактной зоне. Изучение природы таких габбро в подобных случаях имеет принципиальное значение и потому должно быть выполнено с особой тщательностью.

Химизм пород Усинского габбро-пироксенит-дунитового комплекса характеризуется данными примерно 100 химических анализов, которые в подавляющем большинстве еще не опубликованы. Частично в обобщенном виде они приведены в таблице и на рис. 2. Петрохимический анализ имеющихся материалов показывает, что породы рассматриваемой ассоциации относятся к нормальному известково-щелочному ряду пород, изменяющихся по составу от ненасыщенных кремнеземом меланократовых разностей до лейкократовых разностей, пересыщенных кремнеземом. Это преимущественно бедные и очень бедные щелочами породы, в которых натрий, как правило, резко преобладает над калием. Анализы пород из массивов, находящихся в непосредственном соседстве с более поздними гранитоидными, главным образом автохтонными плутонами, довольно часто обнаруживают заметное увеличение содержания щелочей и доли калия в их сумме (см., например, анализы 29, 43, 44, 48, 58, 60 пород Изыхского, Колтасского, Белосаланского и Среднетерсинского массивов). Эта аномалия в химизме пород Усинского комплекса, очевидно, обусловлена привносом щелочей, связанных с гранитизирующими растворами. Магнезиально-железистое отношение в рассматриваемых породах только в отдельных случаях (в некоторых дунитах Среднетерсинского массива) превышает 7 и обычно изменяется в интервале между 6 и 1. Этот критерий в общем отличает гипербазиты комплекса от производных самостоятельной ультраосновной магмы, в которых это отношение обычно превышает 7.

Рис. 2. Векторная диаграмма химических составов главнейших типов пород усинского габбро-пироксенит-дунитового комплекса (составлена по методу А. Н. Заварицкого)

а — векторы составов пород Усинского комплекса; *б* — векторы составов пород Алтае-Саянской габбро-пироксенит-дунитовой формации, по И. М. Волохову (1965). Номера фигуративных точек на рисунке соответствуют номерам анализов пород в таблице химических анализов

Химический состав пород Усинского габбро-пироксенит-дунитового комплекса (в вес %)

Компоненты	Коксинский					Тейско-Шорский		Карьерный
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	47,79	45,23	45,74	44,63	45,68	44,69	45,17	38,58
TiO_2	0,31	0,52	0,41	0.55	0,87	0,72	0,46	0,33
Al_2O_3	15,19	15,93	13,55	22,84	18,39	7,63	20,48	3,75
Fe_2O_3	0,91	3,33	3.05	2,74	2,89	3,62	1,61	9,44
FeO	8,34	7,46	5,83	4,75	4,75	7,43	6,77	4,64
MnO	0,06	0,10	0,08	0,06	0,06	0,20	0,17	0,21
MgO	13,23	11,30	14,24	6.15	8,03	21,14	11,12	30,28
CaO	12,07	13,86	13 19	13,13	15,87	8,69	10,95	3,57
Na_2O	0,95	1,10	0,70	1,27	1,10	0,76	1,60	0,35
K_2O	0, 10	0,10	0, 15	0,28	0, 15	0, 35	0,20	0, 10
P_2O_5	0,34	0,03	0,17	0,07	0,06	—	—	0, 21
П. п. п.	1,12	0,39	3,60	4,33	2,60	4,51	1,37	8,42
Cr_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	—
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,31	99,95	100,74	100,80	99,65	99,74	99,90	99,86

Компоненты	Карьерный				Усинский	
	9	10	11	12	13	14
SiO_2	45,96	45,23	45,19	44,64	38,42	46,70
TiO_2	0,29	0, 13	0,18	0, 78	0,08	0,09
Al_2O_3	20,31	26,94	26,94	14,90	0,65	1,83
Fe_2O_3	1,80	0,98	1,03	2,12	3,95	2,49
FeO	4,41	2,81	2,32	7,64	7,35	4,92
MnO	0,08	0,08	0, 13	0, 15	0,18	0, 14
MgO	8,23	4,62	4, 10	14,06	43,71	26, 32
CaO	14,33	16,23	15,72	13,34	0,30	10,88
Na_2O	1,72	1,10	1,05	0,90	0,07	0,07
K_2O	0, 10	0,08	0,05	0,65	Не обн.	Не обн.
P_2O_5	0,21	0,04	0,08	0,25	0,06	0,03
П. п. п.	3,27	1,19	3,36	0,94	4,25	5,33
Cr_2O_3	—	—	—	0,25	0,55	0,30
NiO	—	—	—	0,02	0,09	0,06
Сумма	100,71	99,54	100,09	100,76	99,66	99,16

Компоненты	Усинский			Р. Иркутка			Сакволасский
	15	16	17	18	19	20	21
SiO_2	48,44	51,84	43,64	40,21	49,28	46,32	40,64
TiO_2	0, 10	0,80	1, 10	0,12	0, 10	0, 11	0, 14
Al_2O_3	2,30	16,77	19,70	1,45	2,30	1,35	4,35
Fe_2O_3	1,63	1,75	2,11	11,06	2,38	5,46	3,64
FeO	4,34	10,44	11,70	1,46	3,82	1,46	8,67
MnO	0,12	0,18	0, 18	0,17	0,09	0.09	0.14
MgO	22,11	6,70	5,72	35,29	20,45	26,52	32,10
CaO	16,88	10,24	12,02	0,42	17,91	14,46	3,41
Na_2O	0,11	1,62	1,89	0,15	0, 16	0,15	0,07

(продолжение)

Компоненты	Усинский			Р. Иркутка			Сакволасский
	15	16	17	18	19	20	21
K_2O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Сл.	Сл.	Сл.	Не обн.
P_2O_5	0,03	0,16	0,97	—	—	—	0,07
П. п. п.	2,98	0,62	0,62	9,48	2,90	6,21	5,09
Cr_2O_3	0,36	0,02	0,01	—	—	—	0,47
NiO	0,04	—	0,01	—	—	—	0,07
Сумма	99,41	101,14	99,67	99,81	99,39	102,13	99,86

Компоненты	Сакволасский						Изыхский	
	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO_2	43,06	42,88	56,91	45,58	47,54	40,86	35,82	44,92
TiO_2	0,12	0,16	0,68	0,10	1,05	1,43	0,14	0,22
Al_2O_3	25,40	21,34	18,72	18,25	16,02	14,75	5,61	10,07
Fe_2O_3	1,20	0,94	1,84	1,59	2,53	2,70	9,58	5,62
FeO	3,97	7,06	5,0	3,53	8,38	13,0	5,84	5,05
MnO	0,10	0,11	0,14	0,11	0,17	0,22	0,30	0,11
MgO	8,35	12,00	3,50	12,57	10,28	12,00	30,28	22,58
CaO	15,20	12,40	6,66	15,73	8,27	10,89	1,12	4,03
Na_2O	1,06	1,37	4,15	0,94	3,14	1,48	0,19	1,0
K_2O	0,10	0,11	1,26	0,05	1,23	0,05	0,15	0,80
P_2O_5	0,10	0,10	0,34	0,05	0,29	0,35	0,06	0,07
П. п. п.	1,67	1,68	0,48	1,18	0,94	1,84	10,14	5,72
Cr_2O_3	—	Сл.	0,13	0,05	0,05	0,12	—	—
NiO	0,01	0,01	Сл.	Сл.	0,01	0,01	—	—
Сумма	100,34	100,16	99,81	99,73	99,90	99,70	99,14	100,19

Компоненты	Изыхский					Рыбинский		
	30	31	32	33	34	35	36	37
SiO_2	46,97	43,39	47,17	44,62	46,24	44,68	46,51	54,33
TiO_2	1,75	1,14	0,25	0,12	0,23	0,47	0,35	0,98
Al_2O_3	9,61	16,05	23,20	22,30	16,08	6,70	14,29	16,82
Fe_2O_3	3,80	6,52	1,71	1,98	3,35	4,12	2,31	5,97
FeO	5,65	5,77	2,27	3,44	3,92	8,91	12,59	1,33
MnO	0,15	0,09	0,11	0,05	0,07	0,13	0,09	0,14
MgO	13,92	8,93	7,14	9,99	11,23	20,40	10,23	6,24
CaO	15,0	14,41	15,79	13,75	16,82	12,02	10,11	9,21
Na_2O	1,54	1,00	1,16	1,20	0,67	0,70	1,85	3,20
K_2O	0,63	0,32	0,43	0,33	0,15	0,18	0,96	1,08
P_2O_5	0,49	0,04	0,08	0,09	0,05	—	—	—
П. п. п.	0,96	1,07	1,37	1,94	1,28	1,37	0,39	0,68

(продолжение)

Компоненты	Колтасский							Белосаланский
	38	39	40	41	42	43	44	45
SiO_2	49,62	47,17	41,16	52,98	44,39	38,58	42,67	37,38
TiO_2	0,22	0,25	0,10	0,04	0,06	0,04	0,06	0,16
Al_2O_3	4,53	3,23	1,77	1,88	1,71	0,38	0,76	1,17
Fe_2O_3	5,79	6,81	4,72	2,79	3,24	3,01	3,47	5,56
FeO	2,35	4,67	4,96	2,64	3,97	4,09	3,34	5,37
MnO	0,08	0,05	0,11	0,05	0,13	0,10	0,05	0,21
MgO	21,03	21,74	35,17	32,84	29,45	44,94	38,62	39,70
CaO	12,57	12,36	2,29	0,34	8,56	0,10	Сл.	Сл.
Na_2O	0,46	0,43	0.50	0,16	0,49	0,45	0,92	0,72
K_2O	0,26	0,29	0,32	0,09	0,38	0,23	0,33	0,11
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	2,70	1,93	8,14	5,75	7,56	4,50	9,53	7,59
Cr_2O_3	0,38	0,37	0,35	0,43	0,38	0,30	0,18	0,52
NiO	0,06	0,04	0,24	0,19	0,08	0,30	0,38	0,20
Сумма	100,05	99,34	99,83	100,18	100,40	98,02	100,31	98,69

Компоненты	Белосаланский			Среднетерсинский				
	46	47	48	49	50	51	52	53
SiO_2	42,63	43,64	38,14	47.53	46,33	47,75	38,29	40,23
TiO_2	0,14	0,13	0,06	0,17	0,15	0,05	0,03	0,02
Al_2O_3	1,53	2,15	1,54	12,30	16,18	1,83	0,96	0,64
Fe_2O_3	5,83	3,68	5,91	3,94	2,32	2,45	3,97	2,54
FeO	4,96	4,61	5,85	4,16	4,49	3,30	4,01	5,44
MnO	0,15	0,14	0,16	0,14	0,10	0,08	0,12	0,13
MgO	29,27	26,84	34,64	11,93	10,64	24,10	40,43	43,32
CaO	6,22	10,40	0,15	13,78	15,70	15,25	0,46	0,53
Na_2O	0,59	0,34	0,37	1,83	0,74	0,42	0,08	0,20
K_2O	0,31	0,27	0,35	0,08	0,06	0,10	0,05	0,10
P_2O_5	—	—	—	0,01	0,03	—	—	—
П. п. п.	8,67	6,38	10,95	3,79	2,68	4,34	12,30	5,68
Cr_2O_3	0,30	0,33	0,54	0,01	0,03	0,14	—	0,32
NiO	0,13	0,09	0,21	0,02	—	—	—	—
Сумма	100,73	99,07	98,87	99,69	99,45	99,81	100,70	99,16

Компоненты	Среднетерсинский						
	54	55	56	57	58	59	60
SiO_2	38,27	48,78	38,39	46,43	49,77	49,95	44,18
TiO_2	0,04	0,11	0,05	Сл.	0,02	0,06	0,09
Al_2O_3	0,80	4,40	5,14	1,33	1,91	2,11	15,16
Fe_2O_3	2,76	1,40	3,88	3,89	Сл.	2,03	2,28
FeO	5,38	4,82	5,39	2,17	7,04	4,62	7,27
MnO	0,13	0,15	0,12	0,11	0,03	0,06	0,31
MgO	44,65	18,86	31,69	27,51	29,78	20,48	12,89
CaO	0,84	19,17	3,72	11,71	2,78	18,66	14,97
Na_2O	0,16	0,05	0,86	0,19	0,11	0,2	0,19
K_2O	0,08	0,01	0,03	Сл.	0,17	Сл.	0,18
P_2O_5	—	—	0,07	0,02	Сл.	—	—
П. п. п.	6,50	2,02	8,95	6,34	7,97	1,85	2,51
Cr_2O_3	0,45	0,21	0,04	0,04	—	0,45	—
NiO	—	—	Сл.	0,06	—	—	—
Сумма	100,06	99,98	98,33	99,80	99,79	100,47	100,03

В связи с имевшими место случаями более высокого значения отношения MgO : FeO в среднетерсинских гипербазитах была предпринята попытка конкретизировать их формационную принадлежность методом дискриминантных функций (Кутолин и др., 1966). В результате удалось несколько улучшить магнезиально-железистую характеристику этих пород, однако полного их отделения от гипербазитов чистой линии получить не удалось. Установленная таким способом разноречивость безусловно достоверных геологических и приблизительных даже в лучшем своем варианте петрохимических критериев позволяет еще раз подчеркнуть отнюдь не абсолютный, а все-таки относительный характер петрохимической дискриминации. Петрохимические особенности пород Усинского комплекса чрезвычайно близки особенностям химизма пород других габбро-пироксенит-дунитовых ассоциаций Алтае-Саянской области. Это достаточно хорошо видно на векторной диаграмме по положению векторов составов алтае-саянских пород (см. на рис. 2 векторы, выполненные в пунктире без нумерации фигуративных точек).

Металлогения Усинского комплекса изучена в настоящее время совершенно недостаточно. Пока на основании имеющихся отрывочных, попутно полученных данных можно говорить о возможной специализации комплекса в отношении меди, никеля и платиноидов. Первые два элемента были обнаружены в парагенезисе минералов известной пентландит-халькопирит-пирротиновой ассоциации в виде тонкой, чаще равномерно рассеянной, реже локализованной в зонах поздне-или послемагматической переработки первичных пород сульфидной вкрапленности. В заметных концентрациях сульфиды пока не были отмечены. Вполне определенный интерес представляют платиноиды, обнаруженные с помощью пробирного анализа в единичных штуфных пробах хромитов и перидотитов Средне-Терсинского массива. Среди них установлены, причем в ощутимом количестве, платина, палладий и родий. В свете этих данных нуждается в дополнительном изучении на этот раз

1—5 — из колл. Ю. А. Спейта и И. П. Ивонина: 1 — оливин-роговообманковый габбро-норит, 2 — оливиновый эвкрит, 3 — горнблендит, 4—5 — роговообманковое габбро; 6—7 — из колл. Г. В. Полякова и А. Е. Телешева: 6 — габбро-перидотит, 7 — габбро; 8—11 — из колл. Ю. А. Спейта и И. П. Ивонина: 8 — серпентинизированный дунит, 9— оливиновый эвкрит, 10 — лейкократовый эвкрит, 11 — лейкократовое роговообманковое габбро; 12 — эвкрит, из колл. В. К. Монича; 13—17 — из колл. И. М. Волохова и В. М. Иванова: 13 — дунит, 14 — верлит, 15 — оливиновый клинопироксенит (среднее из двух анализов), 16 — меланократовое габбро, 17 — роговообманковое габбро; 18—20 — из колл. О. И. Никонова: 18 — серпентинизированный дунит, 19 — клинопироксенит (среднее из трех анализов), 20 — серпентинизированный верлит; 21—27 — из колл. И. М. Волохова и В. М. Иванова: 21 — серпентинизированный верлит, 22 — габбро (среднее из двух анализов), 23—26 — габбро, 27 — горнблендит; 28—34 — из колл. Г. А. Иванкина и Д. И. Царева: 28 — серпентинит, 29 — меланократовое оливиновое габбро, 30 — меланократовое габбро, 31 — оливиновое габбро, 32—34 — габбро; 35—36 — из колл. В. Н. Гурьяновой: 35 — шрисгеймит, 36 — оливиновое габбро; 37 — габбро-норит, из колл. В. К. Монича; 38—48 — из колл. П. И. Слынько: 38—39 — пироксенит, 40 — серпентинизированный лерцолит (среднее из трех анализов), 41 — пироксенит, 42 — серпентинизированный верлит, 43 — дунит (среднее из двух анализов), 44— серпентинизированный гарцбургит (среднее из двух анализов), 45 — серпентинизированный дунит, 46 — серпентинизированный верлит, 47 — оливиновый клинопироксенит, 48 — серпентинит (среднее из четырех анализов); 49 — меланократовое габбро, из колл. В. П. Пругова; 50 — амфиболизированное габбро (среднее из трех анализов по данным разных авторов); 51 — оливиновый клинопироксенит (среднее из трех анализов по данным разных авторов); 52 — серпентинит (среднее из 12 анализов по данным разных авторов); 53 — серпентинизированный гарцбургит (среднее из восьми анализов по данным разных авторов); 54 — серпентинизированный дунит (среднее из шести анализов по данным разных авторов); 55 — клинопироксенит, из колл. В. Н. Гурьяновой, 56—58 — из колл. В. П. Пругова: 56 — серпентинизированный троктолит, 57 — серпентинизированный верлит, 58 — серпентинизированный оливиновый вебстерит; 59 — клинопироксенит, из колл. Ю. В. Марчука; 60 — горнблендит, из колл. Д. В. Никитина.

с совершенно иных, чем ранее, позиций вопрос о хромитоносности Усинского комплекса.

Характернейшим петрогенетическим процессом, предопределившим исключительное разнообразие петрографических типов, слагающих рассмотренную ассоциацию, является магматическая дифференциация. Процесс этот начинался еще на докристаллизационном этапе эволюции магматического расплава, проходил непосредственно в магматической камере и вплоть до становления последней порции магмы осуществлялся под воздействием гравитационного поля Земли, обеспечивавшим перераспределение структурных компонентов расплава по плотности с перемещением наиболее тяжелых из них на нижние, а наиболее легких на верхние горизонты магматической колонны. Кроме чисто гравитационных явлений, в дифференцирующейся магматической системе одновременно происходило выравнивание химических потенциалов главным образом наиболее подвижных компонентов (щелочей, воды и других), обусловливавшее их перемещение в наиболее интенсивно охлаждаемые эндоконтактовые и гидростатически менее нагруженные приапикальные участки расплава. Миграция подвижных компонентов из внутренних и придонных частей магматической камеры приводила к осушению находившейся здесь магмы, что вызывало повышение температуры ее плавления и затем переход на режим кристаллизации. Последняя имела фракционный характер, начиналась не по всей массе расплава, а в его наиболее осушенных, чаще придонных, реже внутренних частях и проходила, как правило, ритмически в связи с ритмически-пульсационным характером отделения летучих компонентов по разрывам в кровле магматической камеры.

Формационный анализ описанной выше базит-гипербазитовой магматической ассоциации позволяет рассматривать ее в качестве аналога Лысогорского и Нижне-Дербинского интрузивных комплексов (Волохов, Иванов, 1961, 1963, 1964). Взятые в совокупности три эти комплекса представляют габбро-пироксенит-дунитовую формацию Алтае-Саянской складчатой области (Волохов и др., 1964; Волохов, 1965), близко идентичную интрузивным ассоциациям соответствующего формационного типа на Урале, в Казахстане и в ряде других регионов Советского Союза и за рубежом.

Текст настоящей статьи, главные теоретические выводы, в ней изложенные, и схема размещения плутонов Усинского комплекса (см. рис. 1) принадлежат И. М. Волохову. В геологических исследованиях и общепетрографическом изучении материалов экспедиционных исследований принимали участие все соавторы. Главная масса кристаллооптических определений минералов в породах эталонотипных плутонов, а равно отбор и подготовка проб на химический и спектральный анализы были выполнены В. М. Ивановым и В. П. Пруговым. Обработка петрохимических данных (оформление таблицы химических анализов, пересчеты анализов по методике А. Н. Заварицкого, построение векторной диаграммы составов пород) осуществлена В. П. Пруговым.

Авторы считают своим приятным долгом выразить сердечную признательность всем, кто способствовал решению задач, встававших в ходе изучения Усинского комплекса, и при обобщении всех материалов по этому, в общем довольно сложному геологическому объекту. Особая благодарность авторов Ю. А. Кузнецову и Г. В. Полякову, любезно согласившимся прочитать настоящую работу в рукописи и сделавшим по ее содержанию ряд замечаний.

THE USINSKIJ GABBRO-PYROXENITE-DUNITE IGNEOUS COMPLEX OF THE KUZNETZKIJ ALATAU RANGE

I. M. VOLOKHON, V. M. IVANOV, V. P. PRUGOV

SUMMARY

More than thirteen basic and ultrabasic bodies are exposed along the Cambrian mobile zones of Kuznetskij Alatau Range in the Western Siberia. These were intruded prior to emplacement of granitoid batholitic intrusions of Caledonian age. Most of them are small masses less than 65 sq. *km* in the area, mainly discordant, sometimes concordant with the foliation of the enclosing rocks. Two types of internal structure of these bodies may be distinguished, the frequent stratiform type and the rare confocal or zoned type. The stratiform type has ethmolith-like and trough-like and lens-like shape, an orderly succession of layered rocks ranging from dunite and peridotite to gabbro at the bottom, diorite and tonalite at the top. The zoned type is characterized by stock-like, irregulary forms and the presence of confocal zoning from more mafic members at the center to less mafic members at the margins. Rhythmic and cryptic layering (zoning) is marked for differentiated plutons of both structural types. Chilled margins of plutons are absent. The contact metamorphism of the wall rocks is commonly insignificant.

Dunite, olivinite, wehrlite, harzburgite, lherzolite, hornblende peridotite, olivine and non-olivine diallagite and websterite, feldspatic peridotite and pyroxenite, hornblendite, gabbro-peridotite and gabbro-pyroxenite, anorthosite, olivine and non-olivine eucrite and eucrite-norite, gabbro-norite, normal and hornblende gabbro, gabbro-diorite and diorite have been described among differentiates of the igneous complex. Contact relationships between various rock units are similar in all occurences, the general caracteristic being gradational contacts, though the contacts between rock types may be sometimes sharp.

ЛИТЕРАТУРА

Волохов И. М. О габбро-пироксенит-дунитовом формационном типе магматических образований в Алтае-Саянской складчатой области.— В кн. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». Изд-во «Наука», 1965.

Волохов И. М., Довгаль В. Н., Кривенко А. П. и др. Габброидные формации Алтае-Саянской складчатой области.— В кн. «Магматические формации. Труды III Всес. петрогр. совещания». Т. I. Изд-во «Наука», 1964.

Волохов И. М., Иванов В. М. Лысогорский габбро-пироксенит-перидотитовый массив.— «Геол. и геофиз.», 1961, № 11.

Волохов И. М., Иванов В. М. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Западного Саяна. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.

Волохов И. М., Иванов В. М. Нижне-Дербинский габбро-пироксенит-перидотитовый интрузивный комплекс Восточного Саяна.— Геол. и геофиз., 1964, № 5.

Додин А. Л. Геология и полезные ископаемые Кузнецкого Алатау. Углетехиздат, 1948.

Додин А. Л. Новые данные по стратиграфии и вулканизму центральной части Кузнецкого Алатау.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1955, № 1.

Додин А. Л. Интрузивные комплексы Кузнецкого Алатау и Горной Шории.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1956, № 4.

Иванкин Г. А., Кузнецов Ю. А. Магматизм и метаморфизм Кузнецкого Алатау.— В кн. «Геология СССР». Т. 15. Госгеолтехиздат, 1961.

Иванкин Г. А., Царев Д. И. Изыхский габброидный массив (Кузнецкий Алатау).— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1968.

Ивонин И. П. К петрологии конфокальных габбровых массивов верховьев р. Томь.— Геол. и геофиз., 1968, № 5.

Кузнецов В. А. Геологическое строение и полезные ископаемые Тайдоно-Терсинского района западного склона Кузнецкого Алатау.— Материалы по геологии Зап. Сибири, 1940, **10** (52).
Кузнецов Ю. А. Фации магматических пород.— В кн. «Вопросы геологии Азии». Т. II. Изд-во АН СССР, 1955.
Кузнецов Ю. А. О принципах выделения и классификации фаций магматических пород.— В кн. «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Изд-во АН Каз. ССР, 1960.
Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
Кутолин В. А., Волохов И. М., Каратаева Г. Н. К оценке возможности определения формационной принадлежности гипербазитов по петрохимическим данным.— Геол. и геофиз., 1966, № 5.
Маркина М. Г. О типах основных и ультраосновных интрузий Горной Шории.— Труды ВИМС, 1949, вып. 2.
Монич В. К. К петрологии района Берикульского рудника в Кузнецком Алатау.— Труды Томск. ун-та, 1937, **93**.
Монич В. К. Геология и петрология района Мрасских порогов в Горной Шории.— Материалы по геологии Зап. Сибири, 1938, **1** (43).
Монич В. К. Докембрийский офиолитовый пояс Кузнецкого Алатау.— Докл. АН СССР, 1941, **30**, № 2.
Мусатов Д. И. Интрузивный магматизм восточного склона Кузнецкого Алатау.— Материалы по геологии Красноярского края, 1961, вып. 1.
Никитин Д. В. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Кузнецкого Алатау.— Труды ЦНИГРИ, 1940, вып. 124.
Пинус Г. В. Основные этапы развития палеозойского магматизма в Кузнецком Алатау.— Изв. СО АН СССР, разд. «Геология», 1958, вып. 1.
Поляков Г. В., Телешев А. Е. Магматические комплексы района Тейской группы месторождений (Кузнецкий Алатау).— В кн. «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Изд-во АН Каз. ССР, 1960.
Пругов В. П. Особенности строения и состава Среднетерсинского базит-гипербазитового плутона (Кузнецкий Алатау).— В кн. «Материалы к конференции молодых ученых и аспирантов Института геологии и геофизики СО АН СССР». Новосибирск, 1967.
Фремд Г. М. Петрохимические особенности некоторых ультраосновных и основных пород Кузнецкого Алатау.— Труды Томск. ун-та, серия геол., 1953, **124**.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬТОВ РАЗНЫХ ФОРМАЦИЙ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ПЕТРОЛОГИИ

В. А. КУТОЛИН
Институт геологии и геофизики СО АН СССР

В настоящее время, после создания учения о магматических формациях (Кузнецов, 1964), определенное значение приобретает вопрос о выработке таких критериев, которые помогли бы распознавать породы сходного минералогического состава, принадлежащие к разным формационным типам. В этом отношении, наряду с другими признаками, могли бы быть полезными петрохимические особенности магматических образований, тем более, что соображения о различиях в химическом составе конвергентных магматических пород различного генезиса уже высказывались в ряде работ. Так, В. С. Соболев (1950) показал, что гранитоиды платформ содержат больше железа и меньше магния, чем граниты складчатых зон. Эта же особенность установлена Ю. А. Кузнецовым (1955) для сиенитов базальтоидного происхождения по сравнению с сиенитами гранитоидных комплексов. Хесс (Hess, 1938), а также Г. В. Пинус с соавторами (1958) обнаружили значительные различия в химическом составе ультрабазитов гипербазитовой и габбро-пироксенит-дунитовой формаций. Приведенные примеры, число которых можно было бы значительно умножить, убедительно доказывают, что внешне сходные породы, принадлежащие к разным магматическим формациям, обладают некоторыми специфическими петрохимическими особенностями, которые могут быть выявлены при статистической обработке аналитического материала. В связи с этим нам представляется, что средние составы пород, вычисленные Р. А. Дэли и С. Р. Ноккольдсом без учета формационной принадлежности, в настоящее время в значительной степени утеряли свою ценность. Гораздо более интересный материал могли бы дать петрохимические построения, базирующиеся на формационном анализе магматических образований. Предлагаемая работа представляет собой исследование такого рода, посвященное выяснению особенностей химического состава базальтов и недифференцированных долеритов андезитовой, трапповой, континентальной оливин-базальтовой и океанической оливин-базальтовой формаций (Кузнецов, 1964). Некоторые вопросы, относящиеся к теме нашего исследования, уже решены Чейзом (Chayes, 1964), который сопоставил петрохимические особенности эффузивных пород океанических островов и островных дуг. Нами было проведено статистическое изучение химизма щелочных оливиновых и толеитовых базальтов океанов, базальтов андезитовой формации, базальтов континентальной оливин-базальтовой формации, а также недифференцированных траппов древних и молодых (Яншин, 1965) платформ. В качестве фактического материала использовано свыше 1200 опубликованных химических анализов этих пород, а все вычисления производились с помощью ЭВМ. Ограниченный объем статьи не дает возможности привести полный список литературных источников химиче-

Таблица 1. **Перечень магматических формаций и литературные источники, из которых были заимствованы химические анализы базальтов и недифференцированных долеритов**

Формация	Группа базальтов и долеритов	Район	Литературный источник
Траповая	Траппы древних платформ	Сибирская, Африканская и Индийская платформы	Кутолин (1965_1)
	Траппы молодых платформ	Зауралье и Тургайский прогиб, Кузбасс	Мазина, Ксенофонтов (1961), Кутолин (1965_1)
Андезитовая	Базальты андезитовой формации	Камчатка и Курильские о-ва Япония Алеутские о-ва Индонезия Армения Карпаты Каскадные горы	Кутолин (1965_1) Опо (1962) Кутолин (1965_1) Адамян (1963)
Континентальная оливин-базальтовая	Базальты континентальной оливин-базальтовой формации	Прибайкалье Восточный Китай и Южное Приморье Зона Великих Африканских разломов Мадагаскар Австралия	Белов (1963) Chao Tsung-pu (1960) El-Hinnawi (1964) Lacroix (1923) Joplin (1963)
Океаническая оливин-базальтовая	Толеитовые базальты океанов	Гавайские о-ва Срединные океанические хребты	Macdonald, Katsura (1964) Engel et al. (1965)
	Щелочные оливиновые базальты океанов	Острова Атлантического океана Острова Тихого океана Острова Индийского океана	

ских анализов, поэтому в табл. 1 указаны лишь наиболее важные работы[1]. Критерии отбора анализов изложены в другой статье автора (Кутолин, 1965_1).

В табл. 2 и 3 приведены средние арифметические (X), средние квадратические отклонения (S), коэффициенты асимметрии (A) и эксцесса (E) распределений породообразующих окислов (в вес.%) и числовых характеристик А. Н. Заварицкого для изученных групп пород. Как видно из табл. 2 и 3, распределения многих породообразующих окислов и числовых характеристик не являются нормальными и имеют неравные дисперсии, что не позволило использовать дисперсионный анализ для проверки гипотезы о равенстве средних арифметических в сравниваемых группах и заставило прибегнуть к попарному сравнению распределений. В тех случая, когда хотя бы одно из сравниваемых распределений сильно отличалось от нормального [имело коэффициент асимметрии A или коэффициент эксцесса E больше табличных значений $A_{0,01}$ и $E_{0,01}$ (Урбах, 1963)], использовался непараметрический критерий различия Н. В. Смирнова; если же оба сравниваемых распределения могли аппроксимироваться нормальным законом, проводилась проверка достоверности разницы средних арифметических с помощью t-критерия, которой предшествовала проверка равенства дисперсий с помощью F-критерия; при этом в случае неравных дисперсий t-критерий использовался так, как это реко-

[1] Полный список литературных источников приведен в монографии автора «Статистическое изучение химизма базальтов», изд-во «Наука», 1969.

мендуется в руководстве А. Хальда (1956). Различия между выборками считались значимыми, когда обеспечивался 99-процентный доверительный уровень.

В результате попарного сравнения распределений было установлено, что толеитовые базальты океанов отличаются резко пониженным содержанием калия (рис. 1), для океанических щелочных оливиновых базальтов характерно пониженное содержание кремнезема (см. рис. 2) и высокое содержание титана (см. рис. 3), в базальтах андезитовой формации значительно больше глинозема (см. рис. 4) и меньше титана (см. рис. 3) и закиси железа, а для траппов молодых платформ типично пониженное содержание магния и кальция (см. табл. 2).

Для того, чтобы оценить относительное сходство изученных групп базальтов и долеритов, были подсчитаны обобщенные расстояния между ними (табл. 4), причем для этой цели использовался метод Андерсона и Бахадура (Anderson, Bahadur, 1962), более универсальный, чем способ Махаланобиса (Миллер, Кан, 1965), поскольку он применим для выборок с неравными матрицами ковариации, а в качестве признаков

Таблица 2. **Средние арифметические ($\bar{X}$) и средние квадратические отклонения (S) для базальтов и долеритов разных формаций**

Компоненты	ТрДП		ТрМП		АндБ		КОБ		ОБТ		ООБЩ	
	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S
SiO_2	49,22	2,04	50,22	2,58	50,86	1,93	47,78	2,21	49,15	1,33	45,83	2,40
TiO_2	1,48	0,73	1,66	0,44	1,04	0,43	2,22	0,74	2,09	0,52	3,06	0,86
Al_2O_3	15,18	1,42	15,60	1,29	17,73	1,73	15,33	1,87	15,09	1,04	14,99	2,13
Fe_2O_3	3,18	1,72	5,08	2,12	3,92	1,71	4,09	2,05	3,35	1,36	3,90	1,58
FeO	9,32	1,80	6,91	2,50	6,33	2,22	7,51	1,88	7,56	1,28	8,43	1,77
MnO	0,20	0,09	0,18	0,06	0,17	0,11	0,15	0,17	0,17	0,02	0,14	0,09
MgO	6,22	1,33	4,65	1,45	5,37	1,70	6,99	1,98	7,75	1,23	7,65	2,58
CaO	10,47	1,17	8,10	1,33	9,81	1,25	9,00	1,32	10,61	0,70	10,02	1,44
Na_2O	2,22	0,59	2,92	0,55	2,69	0,68	2,85	0,78	2,23	0,40	2,91	0,71
K_2O	0,75	0,43	1,32	0,58	1,00	0,54	1,31	0,55	0,30	0,15	1,18	0,45
P_2O_5	0,15	0,15	Не опр.	Не опр.	0,19	0,25	0,44	0,23	0,23	0,06	0,48	0,24
a	6,04	1,46	8,70	1,44	7,61	1,96	8,30	2,20	5,33	1,03	8,21	1,99
c	7,34	1,35	6,56	1,53	8,50	1,66	6,35	1,64	7,43	0,77	6,05	1,48
b	28,33	2,68	23,40	3,46	23,00	3,87	27,89	4,21	28,98	2,05	30,56	5,44
f'	42,36	6,07	50,09	7,52	43,25	7,81	39,86	6,76	35,48	4,03	38,60	7,28
m'	37,82	6,60	34,21	8,10	40,10	7,89	42,78	7,76	45,38	4,57	41,20	7,32
c'	19,94	5,17	15,70	6,53	16,45	6,03	17,13	6,12	19,06	2,93	20,10	4,78
n	81,95	9,13	77,27	8,18	81,01	8,34	76,26	8,74	91,95	3,57	79,04	6,77
φ	9,75	5,53	25,80	16,07	15,35	7,38	13,19	7,79	9,98	3,96	11,71	6,22
t	2,21	1,08	2,47	0,66	1,50	0,64	3,37	1,12	3,08	0,76	4,80	1,29
Q	—2,89	4,52	—1,48	6,45	—2,14	5,55	—7,94	5,91	—2,02	3,26	—12,18	5,24
$\frac{a}{c}\cdot 100$	87,13	37,32	144,46	58,61	95,14	39,07	143,15	60,58	73,28	17,72	145,02	56,50
$\frac{j}{m}\cdot 100$	116,48	38,85	162,12	73,00	113,49	40,68	93,89	33,00	78,87	16,77	99,84	37,11

ТрДП — траппы древних платформ (258 анализов); ТрМП — траппы молодых платформ (90 анализов) АндБ — базальты андезитовой формации (355 анализов); КОБ — базальты континентальной оливин-базальтовой формации (276 анализов); ОБТ — толеитовые базальты океанической оливин-базальтовой формации (110 анализов); ООБЩ — щелочные оливиновые базальты океанической оливин-базальтовой формации (118 анализов).

Таблица 3. Коэффициенты асимметрии (*A*) и эксцесса (*E*) распределений окислов и числовых характеристик для базальтов и долеритов разных формаций

Компоненты	ТрДП		ТрМП		АндБ		КОБ		ОБТ		ООБЩ	
	A	*E*	*A*	*E*	*A*	*E*	*A*	*E*	*A*	*E*	*A*	*E*
SiO_2	0,54	−0,19	−0,76	1,04	−0,37	0,15	0,02	−0,83	−0,29	0,31	0,28	−1,28
TiO_2	0,76	0,76	−0,01	0,22	0,87	1,97	0,24	0,42	−0,47	0,83	0,73	2,32
Al_2O_3	−0,22	0,03	−0,48	0,02	−0,17	−0,06	−0,15	0,66	0,78	3,37	0,48	0,72
Fe_2O_3	0,47	−0,22	0,57	−0,51	1,05	1,22	0,72	0,46	0,56	0,31	0,49	−0,54
FeO	0,04	1,25	−0,03	−0,79	0,07	−0,11	−0,62	0,17	−0,15	−0,28	−0,58	0,27
MnO	0,72	2,67	−0,03	−0,18	2,56	14,38	1,46	3,04	−0,09	0,36	−0,15	−0,43
MgO	−0,11	1,44	0,06	0,15	1,04	1,50	0,28	−0,17	0,79	0,31	0,28	−0,74
CaO	−0,49	1,43	0,91	2,45	0,42	0,01	1,05	1,43	0,34	0,50	0,08	−0,02
Na_2O	0,37	0,42	1,01	2,59	0,26	−0,27	−0,25	−0,39	1,36	2,64	0,61	0,19
K_2O	1,45	3,44	0,50	0,93	0,64	−0,01	0,59	0,03	0,75	0,52	0,35	−0,03
P_2O_5	1,95	6,11	Не опр.	Не опр.	3,47	18,55	0,63	1,64	−0,89	1,44	0,31	0,29
a	0,08	0,87	0,27	−0,57	0,09	−0,41	0,05	−0,59	−0,03	4,51	0,64	−0,12
c	−0,17	0,48	−0,09	−0,68	0,37	0,18	0,41	0,20	0,30	1,56	0,48	0,91
b	−0,08	0,06	−0,37	1,46	−0,17	1,61	0,13	0,33	0,53	1,91	−0,36	−0,47
f'	0,24	0,46	0,35	0,75	−0,37	1,26	−0,15	2,10	−0,47	0,12	0,78	0,99
m'	−0,01	0,20	−0,11	0,27	−0,07	0,90	−0,22	−0,57	0,06	−0,48	−0,11	−0,91
c'	0,75	3,44	0,96	2,91	0,60	3,62	−0,15	0,13	0,39	0,17	−0,18	0,71
n	−0,91	1,62	0,00	2,27	−0,91	2,03	−1,28	3,43	0,12	−0,74	−0,06	−0,37
φ	0,72	0,52	1,33	1,08	1,19	1,91	1,39	2,92	0,43	−0,03	1,34	2,79
t	0,70	0,65	0,18	0,54	0,86	2,08	0,12	0,11	0,42	0,51	0,43	1,46
Q	0,22	0,21	−1,31	3,22	−0,09	−0,20	0,13	0,08	−0,64	−0,41	−0,12	−0,56
$\frac{a}{c}\cdot 100$	1,79	6,16	1,15	1,26	1,15	2,79	0,73	1,58	1,80	6,37	1,32	2,18
$\frac{f'}{m'}\cdot 100$	1,22	3,76	2,07	5,40	0,45	0,76	0,96	0,48	0,14	0,85	1,17	1,61
	$A_{0,01}=0,42$ $E_{0,01}=0,78$		$A_{0,01}=0,65$ $E_{0,01}=1,20$		$A_{0,10}=0,35$ $E_{0,01}=0,64$		$A_{0,01}=0,39$ $E_{0,01}=0,66$		$A_{0,01}=0,60$ $E_{0,01}=1,11$		$A_{0,01}=0,59$ $E_{0,01}=1,08$	

Обозначения те же, что и в табл. 2.

были взяты содержания лишь тех породообразующих окислов, по которым сравниваемые группы значительно разнятся между собой. Как видно из табл. 4, наименьшее обобщенное расстояние получилось между континентальными и океаническими щелочными оливиновыми базальтами, что свидетельствует о значительном сходстве этих групп пород. Напротив, толеитовые базальты океанов сильно отличаются от пород всех других формаций, обнаруживая некоторую близость лишь к траппам древних платформ.

Полученные результаты могут быть полезными для решения некоторых вопросов петрохимии и петрологии базальтов, относительно которых в настоящее время не существует единого мнения. Так, обсуждая вопрос о соотношении химических составов оливин-базальтового и толеитового типов базальтовых магм, Грин и Польдерварт (Green, Poldervaart, 1955), в противоположность мнению Кеннеди (Kennedy, 1933), пришли к выводу, что не существует резко определенных типов базальтовой магмы, но скорее имеются непрерывные серии от насыщенных кремнеземом (толеитовых) до ненасыщенных кремнеземом (оливин-базальтовых) пород. Это заключение критиковалось Уэджером (Wager, 1956), который считает, что толеиты в общем богаче кремнеземом, чем оливиновые

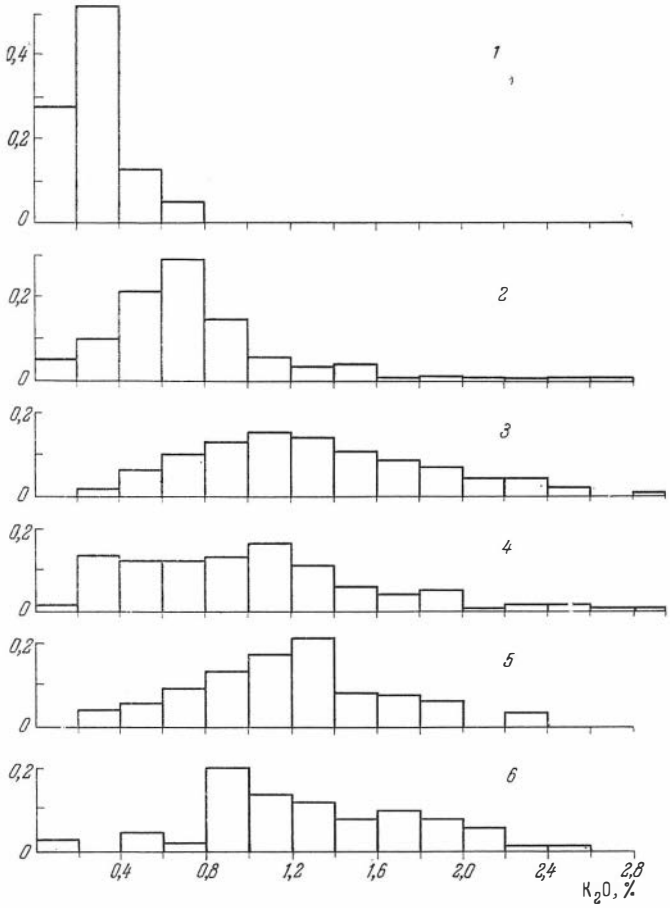


Рис. 1. Гистограммы распределений содержания K_2O для базальтов и долеритов разных формаций

1 — океанические толеитовые базальты; *2* — траппы древних платформ; *3* — базальты континентальной оливин-базальтовой формации; *4* — базальты андезитовой формации; *5* — щелочные оливиновые базальты океанов; *6* — траппы молодых платформ

базальты. Из числа рассмотренных нами групп пород к толеитовому типу относятся траппы древних и молодых платформ, а также толеитовые базальты океанов, тогда как представителями оливин-базальтового типа являются щелочные базальты континентальной и океанической оливин-базальтовой формации. Как видно из табл. 2 и рис. 2, толеиты отличаются от щелочных оливиновых базальтов повышенным содержа-

Таблица 4. **Обобщенные расстояния между группами траппов и базальтов**

ТрДП		ТрМП		АндБ		КОБ		ОБТ		ООБЩ	
АндБ	0,975	АндБ	0,929	ТрМП	0,929	ООБЩ	0,669	ТрДП	1,038	КОБ	0,669
ОБТ	1,038	КОБ	0,995	ТрДП	0,975	ТрМП	0,995	КОБ	1,632	ТрДП	1,242
ООБЩ	1,242	ТрДП	1,335	КОБ	1,323	ТрДП	1,268	ТрМП	1,915	ТрМП	1,586
КОБ	1,268	ООБЩ	1,586	ООБЩ	1,930	АндБ	1,323	ООБЩ	1,968	АндБ	1,930
ТрМП	1,335	ОБТ	1,915	ОБТ	2,098	ОБТ	1,632	АндВ	2,093	ОБТ	1,968

Обозначения те же, что и в табл. 2.

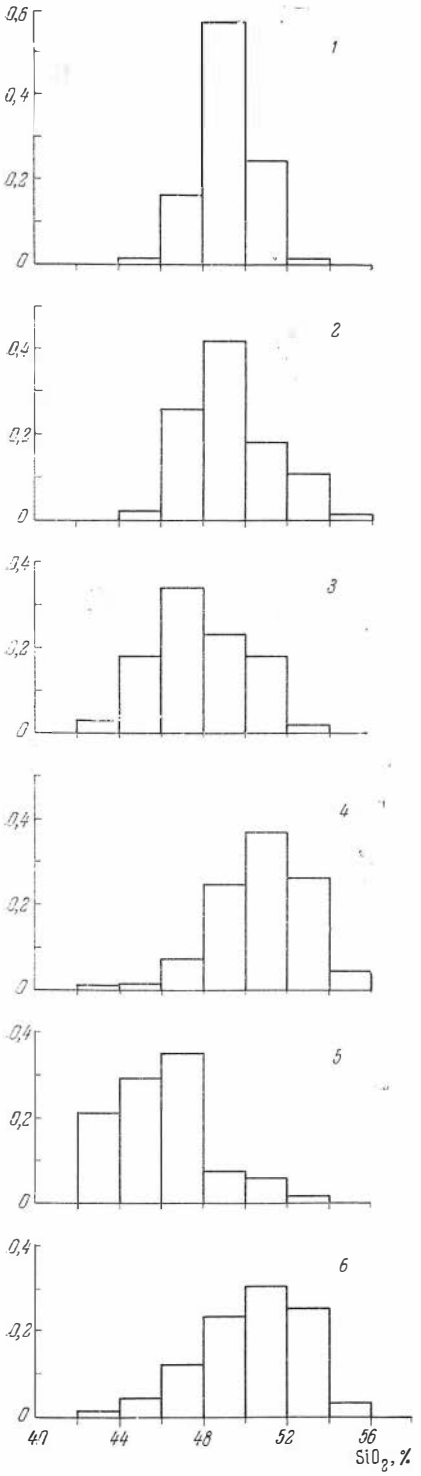


Рис. 2. Гистограммы распределений содержания SiO_2 для базальтов и долеритов разных формаций

Усл. обозн. те же, что на рис. 1

нием кремнезема. Содержание магния ниже в траппах, чем в континентальных и щелочных оливиновых базальтах, однако его содержание в океанических толеитах примерно такое же, как в оливиновых базальтах. Содержание щелочей повышено в представителях оливин-базальтового типа по сравнению с траппами древних платформ и океаническими толеитами, однако в траппах молодых платформ оно не уступает щелочным оливиновым базальтам, тогда как содержание кальция обнаруживает обратную тенденцию, будучи более значительным в траппах древних платформ и океанических толеитах. Кроме того, в базальтах оливин-базальтовых формаций содержится больше фосфора и титана, хотя содержание последнего повышено также и в толеитах Гавай. Таким образом, петрохимические различия между толеитами и щелочными оливиновыми базальтами не столь резки и определенны, как это полагал Кеннеди (Kennedy, 1933), хотя общие особенности химизма оливин-базальтового и толеитового типов были намечены им достаточно верно.

Интересен вопрос о происхождении оливин-базальтового и толеитового типов базальтовой магмы. Ранее в специальном обзоре было показано (Кутолин, 1965_2), что ни одна из имеющихся по этому поводу гипотез не может быть признана удовлетворительной во всех отношениях. Это обстоятельство позволяет нам предложить для обсуждения новую модель происхождения оливиновых базальтов и толеитов, которая в значительной степени основана на результатах, полученных Гаррисом (Harris, 1957), а также Грином и Рингвудом (Green, Ringwood, 1964). Современные геологические данные свидетельствуют (Engel et al., 1965), что в пределах океанических островов щелочные оливиновые базальты являются производными толеитовых базальтов. Однако сравнение химического состава этих двух групп пород показывает, что первые не могут быть продуктом нормальной кристаллизационной дифферен-

циации вторых, так как они имеют низкое отношение железа к магнию и невысокое содержание кремнезема, хотя в то же время обладают повышенным содержанием щелочей (особенно калия), титана и фосфора. Совершенно такое же соотношение существует и между химическими составами базальтов континентальной оливин-базальтовой формации и траппов древних платформ. Как показал Гаррис (Harris, 1957), повышенное содержание калия, титана и фосфора при низком отношении железа к магнию может быть обусловлено двумя причинами: 1) образованием базальтов в результате дифференциации магмы при одновременном взаимодействии магмы с вмещающими породами мантии, что приводит к обогащению дифференциатов калием, титаном и фосфором, которые не могут войти в состав минералов мантии, тогда как отношение железа к магнию контролируется взаимодействием магмы с веществом мантии и вследствие этого не увеличивается; 2) в результате возникновения базальтов в глубоких горизонтах мантии с последующим их подъемом в ее верхние части с помощью зонной плавки, что приводит к сходному результату в отношении химического состава. В свою очередь, Грин и Рингвуд установили, что при повышении давления от 10 до 20 *кбар* из расплава оливинового толеита вместо оливина первым начинает кристаллизоваться ортопироксен, что приводит к снижению содержания кремнезема в продуктах дифференциации такого расплава. Таким образом, если допустить, что щелочные оливиновые базальты океанов образуются в результате дифференциации толеитовой магмы в магматическом очаге, расположенном в пределах мантии на глубине 40—70 *км* (что соответствует давлению в 10—20 *кбар*), причем одновременно с дифференциацией происходит взаимодействие магмы с вмещающими породами мантии, то установленные соотношения в особенностях химического состава щелочных оливиновых и толеитовых базальтов океанов получают правдоподобное объяснение.

В пределах континентов щелочные оливиновые базальты и траппы почти не встречаются совместно, поэтому следует полагать, что они имеют независимое происхождение. В соответствии с построениями Гарриса можно считать, что щелочные оливиновые базальты континентов возникают в глубоких частях мантии и поднимаются в верхние ее горизонты в результате зонной плавки, что и приводит к их обогащению калием, титаном и фосфором при низком отношении железа к магнию, тогда как эффект Грина — Рингвуда обеспечивает пониженное содержание кремнезема. Такое предположение хорошо согласуется с геологическими данными о связи континентальных оливин-базальтовых формаций с особенно крупными и глубокими разломами. В тех редких случаях, когда в пределах континентов толеиты и щелочные оливиновые базальты ассоциируют между собой (например, Британо-Арктическая провинция), можно считать, что последние обязаны своим происхождением тому же механизму, который был описан выше для щелочных оливиновых базальтов океанов.

Следует попытаться выяснить причины обнаруженных особенностей состава базальтов андезитовой формации, которые, как было показано выше, отличаются повышенным содержанием глинозема (рис. 4) при пониженном количестве титана (рис. 3), железа и магния. Высокое содержание глинозема можно было бы приписать ассимиляции сиалического материала, подобно тому, как это допускается рядом авторов для объяснения происхождения пород андезитовых серий (Соболев и др., 1955; Уотерс, 1957; Костюк, 1963). Во многих случаях такое предположение хорошо обосновывается фактическим материалом и является вполне правдоподобным, однако, как это подчеркивает Г. С. Горшков, оно совершенно неприменимо для некоторых островных дуг, имеющих незначительную мощность сиалического слоя и окруженных обширными

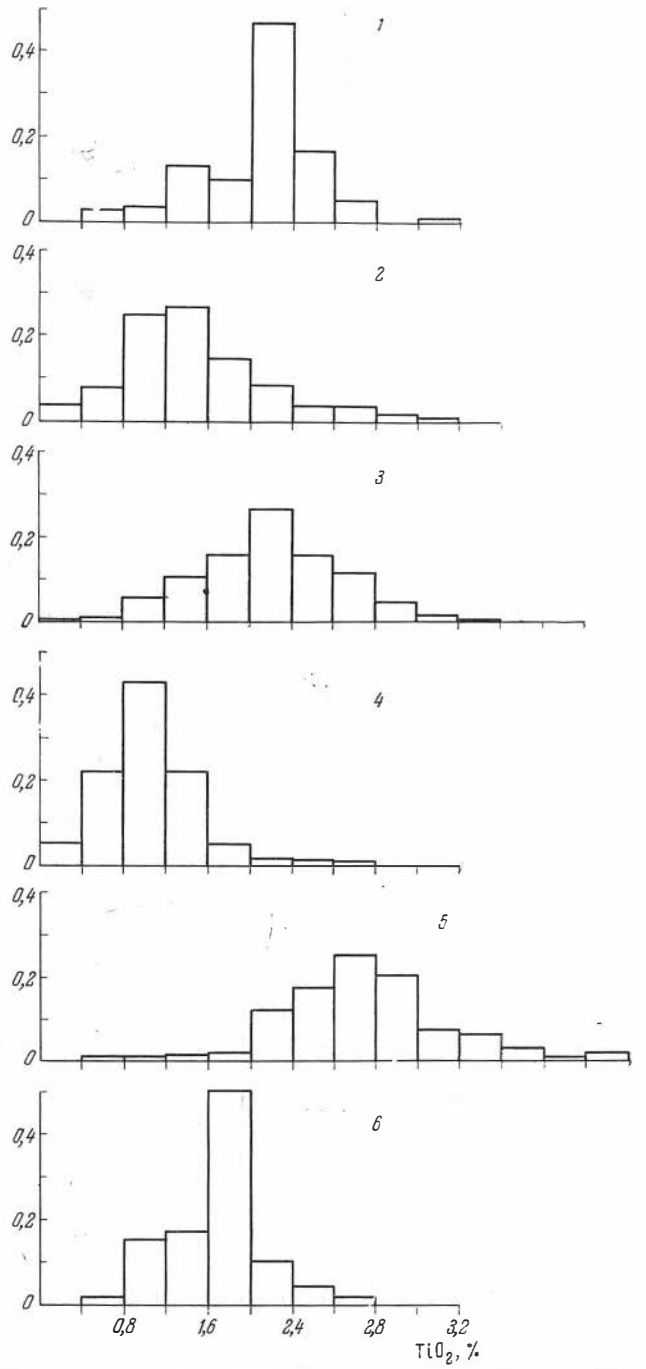


Рис. 3. Гистограммы распределений содержания TiO_2 для базальтов и долеритов разных формаций

Усл. обозн. те же, что на рис. I

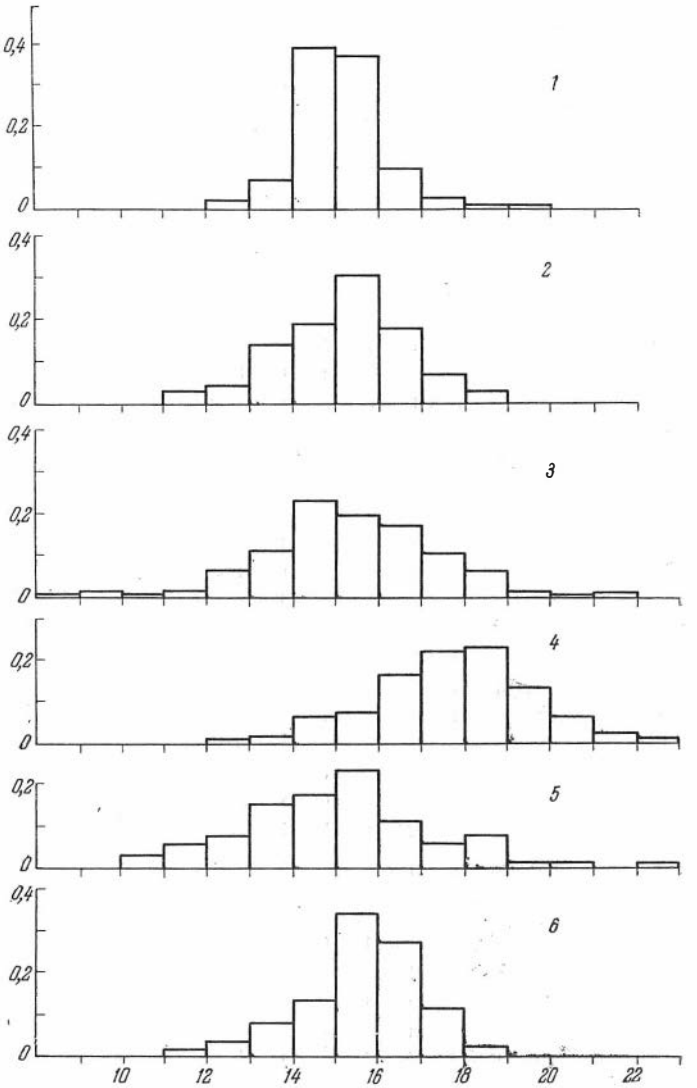


Рис. 4. Гистограммы распределения содержания Al_2O_3 для базальтов и долеритов разных формаций

Усл. обозн. те же, что на рис. 1

областями коры океанического типа. Основательно также и возражение Кейза (Chayes, 1965), который считает, что сильно пониженное содержание титана в базальтах андезитовых серий по сравнению с океаническими базальтами не согласуется с гипотезой ассимиляции. С другой стороны, как показал Мацумото (Matsumoto, 1963), при повышении давления эвтектическая точка системы диопсид — анортит должна смещаться в сторону последнего, поэтому состав продуктов, получившихся при частичном плавлении материала мантии, будет обогащаться глиноземом и обедняться железом и магнием. По мнению Мацумото, богатые глиноземом базальты образуются при давлении около 25 *кбар*, однако в последние годы экспериментально установлено, что при таком давлении продукт частичного плавления материала мантии будет обогащаться также и оливином (Kushiro, 1964), что должно дать эффект, противоположный по действию процессу обогащения плагиоклазом. Таким

образом, одного повышения гидростатического давления, по-видимому, недостаточно для объяснения происхождения богатых глиноземом базальтов.

Как известно, типичной особенностью андезитовых формаций является обилие пирокластических продуктов, что свидетельствует о богатстве магмы летучими компонентами, прежде всего водой, тогда как вулканические образования других формаций содержат весьма немного эксплозионного материала. Характерно, что наиболее высоким эксплозионным индексом обладают вулканы, поставляющие андезит-базальт-риолитовые серии пород (Ритман, 1964). В связи с этим следует подчеркнуть тот известный факт, что повышенное давление воды также способствует обогащению эвтектической смеси плагиоклазовым компонентом. В опытах Г. С. Йодера и К. Э. Тилли (1965) плагиоклаз и оливин при атмосферном давлении кристаллизовались совместно из расплава высокоглиноземистого базальта при температуре 1225° С, тогда как при давлении воды 10 *кбар* кристаллизация оливина началась при 1050° С, а плагиоклаза — лишь при 800° С. Таким образом, повышенное давление воды является более эффективным механизмом, способным обеспечить обогащение продукта частичного плавления материала мантии плагиоклазовым компонентом, чем простое повышение гидростатического давления. Поэтому можно допустить, что высокое содержание глинозема при небольшом количестве закисного железа и магния в базальтах андезитовых формаций объясняется образованием этих пород в условиях повышенного давления паров воды.

В заключение необходимо рассмотреть вопрос о соотношении химических составов траппов древних и молодых платформ, а также базальтов континентальной оливин-базальтовой формации. Выше было показано, что траппы древних платформ отличаются от траппов молодых платформ повышенным содержанием магния, закисного железа и кальция при пониженном количестве кремнезема и щелочей. Интересно отметить, что по отношению суммы щелочей к полевошпатовой извести $\left(\frac{a}{c} \cdot 100\right)$ траппы молодых платформ сходны с базальтами континентальной оливин-базальтовой формации, от которой они, однако, резко отличаются повышенным содержанием кремнезема и меньшим количеством магния и титана. Таким образом, по особенностям своего химизма траппы молодых платформ совмещают некоторые черты траппов древних платформ и базальтов оливин-базальтовой формации. Подобно первым, они насыщены кремнеземом и вследствие этого не содержат фельдшпатоидов, весьма характерных для вторых. В то же время по отношению суммы щелочей к полевошпатовой извести они стоят ближе к базальтам оливин-базальтовых формаций, чем к траппам древних платформ.

При объяснении особенностей химизма траппов молодых платформ следует иметь в виду, что для них, кроме высокого содержания щелочей, характерно также и высокое отношение железа к магнию, и, следовательно, они являются производными магмы, испытавшей интенсивную дифференциацию. По-видимому, физические условия локализации магматических очагов в пределах молодых платформ благоприятствуют такой дифференциации, тогда как в жестких структурах древних платформ легко создаются крупные расколы, способствующие быстрому продвижению в верхние структурные ярусы недифференцированной магмы.

PETROCHEMICAL PECULIARITIES OF VARIOUS FORMATION BASALTS AND SOME PROBLEMS OF THEIR PETROLOGY

V. A. KUTOLIN

SUMMARY

A statistical study was made of chemistry of the alkaline olivine and tholeitic oceanic basalts, the basalts of the andesite formation, the basalts of the continental olivine-basaltic formation and also of the undifferentiated traps of ancient and recent platforms. Over 1200 published chemical analyses of these rocks were treated by methods of mathematical statistics, all calculations being performed with electronic computers.

As a result of these investigations it is established (see the table) that tholeitic basalts of oceans are characterized by a very low content of potassium, oceanic alkaline olivine basalts having the low silica contents and high titanium contents, andesite formation basalts contain higher alumina and less ferrous iron and the young platform traps are characterized by the low magnesium and calcium contents. Comparison of chemical composition of various type basalts showed that alkaline olivine basalts develop as a result of the tholeiite magma differentiation in a magmatic chamber, located within the mantle, tholeiite magma interacting simultaneously with the material of the mantle. High alumina and low ferrous iron contents in the andesite formation basalts can be explained by the fact that these rocks were generated due to the selective melting of the mantle substance under high pressure of volatiles, which displaces the eutectic point of the system towards feldspar component.

The average composition ($\bar{X}$) and the standard deviations ($\bar{S}$) of basalts and dolerites of various formations

The oxydes	1		2		3		4		5		6	
	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S
SiO_2	49,22	2,04	50,22	2,58	50,86	1,96	47,78	2,21	49,15	1,33	45,83	2,40
TiO_2	1,48	0,73	1,66	0,44	1,04	0,43	2,22	0,74	2,09	0,52	3,06	0,86
Al_2O_3	15,18	1,42	15,60	1,29	17,73	1,73	15,33	1,87	15,09	1,04	14,99	2,13
Fe_2O_3	3,18	1,72	5,08	2,12	3,92	1,71	4,09	2,05	3,35	1,36	3,90	1,58
FeO	9,32	1,80	6,91	2,50	6,33	2,22	7,51	1,88	7,56	1,28	8,43	1,77
MnO	0,20	0,09	0,18	0,06	0,17	0,11	0,15	0,15	0,17	0,02	0,14	0,09
MgO	6,22	1,33	4,65	1,45	5,37	1,70	6,99	1,98	7,75	1,23	7,65	2,58
CaO	10,47	1,17	8,10	1,33	9,81	1,25	9,00	1,32	10,61	0,70	10,02	1,44
Na_2O	2,22	0,59	2,92	0,55	2,69	0,68	2,85	0,78	2,23	0,40	2,91	0,71
K_2O	0,75	0,43	1,32	0,58	1,00	0,54	1,31	0,55	0,30	0,15	1,18	0,45
P_2O_5	0,15	0,15	N. d.	N. d.	0,19	0,25	0,44	0,23	0,23	0,06	0,48	0,24

1 — the traps of ancient platforms (258 analyses): 2 — the traps of young platforms (90 analyses); 3 — the basalts of the andesite formation (355 analyses); 4 — the basals of the continental olivine-basaltic formations (276 analyses); 5 — tholeiitic basalts of the oceanic olivine-basaltic formation (110 analyses); 6 — alkaline olivine basalts of the oceanic olivine-basaltic formation (118 analyses).

ЛИТЕРАТУРА

Адамян А. А. Петрохимические особенности плиоценовых основных эффузивных пород Армении.— В кн. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд-во АН СССР, 1963.

Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1963.

Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. Изд-во «Мир», 1965.

Костюк В. П. Некоторые петрохимические особенности третичного магматизма Карпат.— В кн. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд-во АН СССР, 1963.

Кузнецов Ю. А. Железооруденение и генетические типы сиенитов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 2.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.

Кутолин В. А. Петрохимические особенности траппов древних платформ и базальтов островных дуг.— Геол. и геофиз., 1965_1, № 12.

Кутолин В. А. К вопросу о типах базальтовых магм.— В кн. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». Изд-во «Наука», 1965_2.

Мазина Е. А., Ксенофонтов О. К. К вопросу о характере нижнемезозойского магматизма Тургайского прогиба.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, вып. 43.

Миллер Р. Л., Кан Дж. С. Статистический анализ в геологических науках. Изд-во «Мир», 1965.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд-во АН СССР, 1958.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. ИЛ, 1964.

Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4.

Соболев В. С., Костюк В. П., Бобриевич А. П. и др. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Изд-во АН УССР, 1955.

Устерс А. К. Вулканические породы и тектонический цикл.— В кн. «Земная кора». ИЛ, 1957.

Урбах В. Ю. Математическая статистика для биологов и медиков. Изд-во АН СССР, 1963.

Хальд А. Математическая статистика. ИЛ, 1956.

Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ.— В кн. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». Изд-во «Наука», 1965.

Anderson T. W., Bahadur R. R. Classification into two multivariate normal distributions with different covariance matrices.— Ann. Math. Statistics, 1962, **33**, N 2.

Chao Tsung-pu. Petrochemical study of the Cenozoic basaltic rocks in Eastern China.— Internat. Geol. Rev., 1960, **2**, N 3—4.

Chayes F. A petrographic distinction between Cenozoic volcanics in and around the open oceans.— J. Geophys. Res., 1964, **69**, N 8.

Chayes F. Titania and alumina content of oceanic and circumoceanic basalt.— Mineral. Mag., 1965, **34**, N 268 (Tilley volume).

El-Hinnawi E. E. Petrochemical characters of African volcanic rocks.— Neues Jahrb, Mineral., Monatsh., 1964, **3**, H. 6.

Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle.— Bull. Geol. Soc. America, 1965, **76**, N 7.

Green J., Poldervaart A. Some basaltic provinces.— Geochim. et cosmochim. acta, 1955, **7**, N 3—4.

Green D. H., Ringwood A. E. Fractionation of basalt magmas at high pressures.— Nature, 1964, **201**, N 4926.

Harris P. G. Zone refining and the origin of potassic basalts.— Geochim. et cosmochim. acta, 1957, **12**, N 3.

Hess H. H. A primary peridotite magma.— Amer. J. Sci., 1938, **35**, N 209.

Joplin G. A. Chemical analyses of Australian rocks.— Bur. Mineral Res., Geol. and Geophys. Bull., 1963, N 65.

Kennedy W. Q. Trends of differentiation in basaltic magmas.— Amer. J. Sci., 1933, **25**, N 147.

Kushiro I. The system diopside-forsterite-enstatite at 20 *Kilobars*.— Annual Rept. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst., Wash., Yearb., 63, 1964.

Lacroix A. La minéralogie de Madagascar. V. III. Paris, 1923.

MacDonald G. A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas.— J. Petrol., 1964, **5**, N 1.

Matsumoto T. Pressure effects on phase equilibria in some principal rock-forming minerals. Proposal of a model regarding the origin of primary magmas.— J. Geosci. Osaca City Univ., 1963, **7**.

Ono K. Chemical composition of volcanic rocks in Japan.— Japan. Geol. Surv., 1962.

Wager L. R. A chemical definition of fractionation stages as a basis for comparison of Hawaiian, Hebridean and other basic lavas.— Geochim. et cosmochim. acta, 1956, **9**.

ПРОБЛЕМЫ ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В. Л. МАСАЙТИС
Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт, Ленинград

Общие особенности трапповой формации пермо-триаса Сибирской платформы впервые были охарактеризованы В. С. Соболевым в его хорошо известной «Петрологии траппов Сибирской платформы», опубликованной в 1936 г. Поскольку область распространения траппов в то время еще была очень плохо изучена, В. С. Соболев рассматривал составленную им сводку как предварительную, однако в течение длительного времени его монография служила основой для дальнейших работ по траппам.

За тридцать с лишним лет, прошедших со времени опубликования «Петрологии траппов Сибирской платформы», широкие исследования в области траппового магматизма внесли много нового в понимание геологических и петрологических особенностей основных изверженных пород, развитых на этой территории. Ряд идей В. С. Соболева получил в них дальнейшее развитие, а многие разработанные им представления и методические подходы сохранили свое значение и поныне. Наиболее важные результаты в изучении траппов были получены в последние полтора десятилетия, когда началось планомерное геологическое картирование крупных регионов Сибирской платформы, а также детальное изучение отдельных интрузий, пачек базальтовых покровов, вулканических жерловин и т. д. Помимо геологической и структурно-петрологической съемки, для выяснения распространения трапповых тел и формы их залегания большую роль сыграло использование материалов аэрофотосъемки, аэромагнитной и частично наземной магнитной съемки. Ряд интрузий траппов в северо-западной, южной и восточной частях платформы был изучен с помощью буровых скважин, что дало исчерпывающий материал для познания внутренней структуры дифференцированных интрузий. Были собраны многочисленные новые данные о составе траппов, особенно по петрохимии лавовых покровов и интрузий. Сейчас исследователи располагают уже тысячами силикатных анализов долеритов и базальтов. Еще большее количество анализов было проведено для установления содержания и распространения в траппах элементов-примесей. Начата математическая обработка этого громадного материала по геохимии. Выделение мономинеральных фракций позволило точно определить состав ряда породообразующих минералов траппов. Проводятся работы по определению магнитных свойств пород из различных интрузий и лавовых покровов, началось также применение методики изотопного датирования.

Обзоры истории изучения траппов Сибирской платформы и основных черт их геологии и петрологии имеются в ряде работ общего характера (Лебедев, 1966; Вакар, Лебедев, 1960; Лурье, Масайтис, 1966 и т. д.); многочисленные более частные вопросы рассмотрены в большом числе статей и монографий. Все эти работы содержат огромное количество новых фактических данных и интересных обобщений, затрагивая об-

ширный круг проблем траппового магматизма Сибирской платформы, начиная от вопросов происхождения базальтовой магмы и кончая вопросами структуры минералов. В них характеризуются многочисленные важные закономерности магматизма, особенности состава и строения интрузий, лавовых покровов, зон метасоматитов, а также минеральных месторождений, связанных с траппами. Вместе с тем многие проблемы находятся еще в стадии разработки и остаются предметом обсуждения. Это касается, в частности, выдвинутых еще В. С. Соболевым проблем источника базальтовой магмы и способа доставки ее к поверхности, роли ассимиляции, соотношения толеитовых и щелочных базальтов, вопросов о глубинных эквивалентах трапповых формаций, о сходстве и различии эволюции магм в условиях платформ и подвижных поясов, о содержании в траповой магме летучих компонентов и времени их отделения и т. д. Часть этих вопросов рассматривалась А. П. Лебедевым (1958).

Ниже будут затронуты некоторые из этих общих, зачастую весьма дискуссионных проблем, а также ряд других вопросов траппового магматизма Сибирской платформы, возможные пути решения которых намечаются в последнее время. Естественно, что статья не претендует на полное и разностороннее рассмотрение этих проблем.

Одним из важных результатов исследований, проводившихся начиная с 50-х годов, явилось установление многократности проявлений траппового магматизма на Сибирской платформе, не представляющей в этом смысле исключения среди других древних платформ. Подавляющая масса трапповых интрузий и лавовых покровов в северо-западной, центральной и южной частях Сибирской платформы относится к поздней перми — раннему триасу. В последние годы в северо-восточной, восточной и юго-восточной частях платформы выявлены более древние трапповые интрузии, а в отдельных случаях и эффузивы: среднепротерозойские на Анабарском и Алданском щитах, верхнепротерозойские на Анабаро-Оленекской и Алданской антеклизах и в пределах некоторых смежных структур, эпипротерозойские — раннекембрийские на Оленекском поднятии, в Юдомо-Майском прогибе и на южной окраине платформы, среднепалеозойские — в пределах территории, охватываемой мезозойской Вилюйской синеклизой, и на склонах палеозойских Анабаро-Оленекской и Алданской антеклиз. По-видимому, можно говорить как о траппах и о самых древних, нижнепротерозойских основных породах, встречающихся в виде даек в пределах выступов раннедокембрийского фундамента. Выявление разновозрастных трапповых формаций позволило определить место траппового магматизма в геологической истории Сибирской платформы. Сравнительно кратковременные вспышки траппового магматизма (так же как одновременные с ними трахибазальтового и ультраосновного — щелочного) приурочены к завершающим стадиям почти всех крупных тектонических циклов, которые, таким образом, можно рассматривать как тектоно-магматические. Они выделяются в раннем протерозое (?), среднем протерозое, верхнем протерозое, эпипротерозое — раннем кембрии, среднем палеозое, позднем палеозое — раннем триасе.

По масштабам проявления траппы протерозоя и палеозоя, конечно, значительно уступают траппам пермо-триаса, но, так же, как и последним, им присущи все черты, характерные для формаций основных пород платформ, отмеченные еще В. С. Соболевым: распространение в форме даек, силлов и лавовых покровов преимущественно в горизонтально залегающих породах платформенного чехла; состав пород, отвечающий в целом относительно железистым толеитовым базальтам; проявления дифференциации в силлах и дайках, приводящие к проявлению относительно железистых и кислых пегматоидных пород и т. д. Вместе с тем средние составы наиболее распространенных типов пород разновозра-

стных траповых формаций существенно различаются между собой по содержанию отдельных компонентов и некоторым петрохимическим коэффициентам, особенно по величине коэффициента $100\,Ti/\Sigma\,Fe$, изменяющегося для разновозрастных траповых формаций Сибирской платформы от 7 до 22.

Для траппов определенного возраста петрохимические особенности среднего, наиболее распространенного типа пород устойчивы на очень больших пространствах. Это может говорить о зависимости состава базальтовой магмы от конкретных условий ее выплавления. Уровень содержания различных компонентов в магме, по-видимому, в той или иной степени отражает эти условия, однако в настоящее время проблема такой зависимости может быть только поставлена. По-видимому, титан является одним из наиболее чутких индикаторов различий в условиях выплавления, что и отражается в уровнях его содержания в разновозрастных долеритах и базальтах.

Однородность состава принадлежащих к ареальным извержениям траппов для определенных геологических эпох ставит еще одну проблему, едва ли не важнейшую для петрологии вообще, проблему механизма выплавления базальтовой магмы из субстрата.

Наиболее широко распространено мнение, что базальтовая магма является результатом селективного плавления субстрата ультраосновного состава (Белоусов, 1966; Шейнманн, 1956, и др.). Негомогенный состав исходной породы из-за возможных вариаций начала плавления отдельных фаз, как отмечают Г. С. Йодер и К. Э. Тилли (1965), вызывает неизбежное противоречие с концепцией петрографических провинций, или комагматических областей. Вместе с тем существование таких обширных самостоятельных траповых петрографических провинций для каждой геологической эпохи является несомненным фактом. Следует добавить, что остается неясным способ, при помощи которого происходит отделение относительно небольших количеств (5—15%) выплавившейся жидкости от твердого остатка, поскольку ни один из известных механизмов не является эффективным для достаточно быстрого и полного отделения расплава. Появление в течение относительно коротких отрезков времени однородной базальтовой магмы, изливающейся на площадях, измеряемых сотнями тысяч и даже миллионами квадратных километров, неизбежно вызывает представление об очень быстром расплавлении субстрата, происходящем в огромных масштабах при однородности состава образующейся выплавки на значительном протяжении по латерали. По-видимому, никакие механизмы, кроме полного плавления гомогенного материала, пока не могут объяснить это явление.

В одной из последних работ В. С. Соболев (1962) высказал мнение, что траповая магма возникла за счет регионального плавления базальтового слоя земной коры в его верхних частях, причем очаги магмы не достигали сиалической («гранитной» (?).— *В. М*) оболочки, глубина их составляла около 25 *км*. Выдержанные линейные зоны разломов и даек траппов на Сибирской платформе, протягивающиеся на многие сотни километров, свидетельствуют о существовании магмоподводящих линейных ослабленных зон в земной коре и верхней мантии, проникающих значительно более глубоко и достигающих очагов плавления, располагающихся, по-видимому, на значительно больших глубинах. Очевидна противоречивость имеющихся в настоящее время представлений о глубине расположения и строении зон магмообразования, не всегда согласующихся с геологическими феноменами, свойственными траповому магматизму.

Фиксированный средний состав траппов в пределах петрографических провинций определенного возраста, несомненно, говорит об отсутствии каких-либо ощутимых явлений глубинной ассимиляции пород

кристаллического фундамента платформы. Представления о сколько-нибудь заметной роли ассимиляции при образовании траппповой магмы сомнительны также при учете постоянства отношений U/K в траппах (Масайтис и др., 1966) и Th/K в некоторых других траппповых провинциях (Heier et al., 1965). С другой стороны, различия в составе эклогитов из включений в кимберлитах и базальтов, в частности, различия в содержании щелочей (особенно калия), отношения MgO/CaO, содержания урана и т. д., не позволяют считать, что базальты являются результатом полного плавления вещества верхней мантии, сложенной эклогитами (Кутолин, 1964; Forbes, 1965), если только не предполагать значительную контаминацию их сиалическим материалом. Однако, как отмечалось выше, это предположение принято быть не может. Альтернативой является процесс привноса с глубины в зону плавления щелочей, титана и ряда других компонентов, двигающихся с тепловым потоком.

Проблема локализации излияний и внедрений траппов в пределах различных тектонических структур и связи различных типов тектонических движений и вулканизма как двух форм проявления эндогенных процессов, происходящих с выделением огромных количеств энергии, имеет множество аспектов. Пожалуй, одним из наиболее важных является закономерная связь областей траппового вулканизма с зонами растяжения коры. При исследовании механизма подъема и внедрения траппповой магмы в верхние горизонты, по-видимому, необходимо учитывать существование не менее трех основных типов движений, имеющих разную глубину: 1) общее погружение зоны или области, связанное с общим или одноосным растяжением коры и, вероятно, верхних частей субстрата, 2) поднятия участков коры, связанные непосредственно с подъемом больших объемов магматических масс, 3) поднятия отдельных блоков преимущественно небольших размеров над внедряющимися в гипабиссальных условиях силлами. Последние поднятия являются уже чисто вулкано-тектоническими. Анализ типов этих движений, которые, по-видимому, сочетаются с различными движениями как собственно тектонической природы, так и с движениями, обусловленными эндокинетическими процессами в магме и застывающих интрузиях, по существу еще не начат.

Изучение этого вопроса тесно связано с изучением механизма внедрения траппповых интрузий вообще, который выяснен еще недостаточно. Внимание должны привлечь и процессы возникновения различного рода интрузивных брекчий, образующих в ряде районов жерловины (иногда не имеющие выхода на поверхность), дайки, а также пластовые тела. Их возникновение мыслимо в результате внедрения двухфазной системы газ — раскаленные частицы базальтовой лавы, причем эта система ведет себя как жидкость. Выяснение механизма образования таких интрузивных брекчий, туфовых даек и т. д. могло бы дать дополнительные материалы для решения проблемы происхождения мощных раннетриасовых туфовых толщ. Этому вопросу посвящена обширная литература (Лурье, Обручев, 1955 и др.), однако многое в нем остается еще неясным, в частности место и способ отделения летучих компонентов от базальтового расплава. По-видимому, чисто магматическое объяснение происхождения туфов не единственное, если иметь в виду весьма незначительное содержание летучих компонентов в основной массе траппов. Не исключено, что известную роль в извержениях могли играть фреатические взрывы, обусловленные соприкосновением интрудирующей магмы с рыхлыми, насыщенными водой осадками.

Общепринято представление о том, что эффузивные базальты и интрузивные долериты «нормального» и некоторых других типов были сформированы соответственно из одного и того же расплава и примерно в одно и то же время (в определенную фазу, стадию и т. д.). Это утверж-

дение справедливо, по-видимому, только до известных пределов, т. е. комагматичными в рамках определенного цикла являются базальты и интрузивные долериты как две фации пород одной и той же формации. При более детальном рассмотрении возникает ряд несоответствий, которые могут быть устранены только признанием того, что лавы и интрузии как две группы образований, возникающие вследствие принципиальных различий в режиме поднимающейся магмы (и, вероятно, в тектонической обстановке), не могут образовываться одновременно. Магма, формирующая базальты, обладает более высоким содержанием летучих компонентов и большей активностью, что вызывает ее бурный подъем и излияние на поверхность; магма интрузивных долеритов преобладающего типа бедна летучими компонентами (Фадеев, Кузнецов, 1964), она поступает в верхние горизонты под меньшим внутренним давлением и не достигает поверхности. Как известно, затрата механической работы при излиянии лав на более высоких уровнях соответственно выше, чем при внедрении гипабиссальных интрузий. Различия в содержании летучих обусловливают различную степень окисления железа в кристаллизующихся породах.

Отмечается и ряд других отличий в валовых составах параллелизуемых долеритов и базальтов (Томановская, Старицына, 1966). Все это заставляет с осторожностью относиться к установлению комагматичности отдельных покровов базальтов и интрузий долеритов в тех случаях, когда последние не являются телами, застывшими в подводных каналах к лавам.

Отдельные петрохимические типы базальтовых расплавов, различающиеся по щелочности, содержанию железа, магния и др., внедряясь в верхние горизонты чехла и застывая в гипабиссальных условиях, испытывают дифференциацию, идущую несколько разными путями. Обычно наиболее интенсивна дифференциация на месте застывания тел, образованных магмой, насыщенной летучими компонентами, в частности водой.

Один из важнейших путей дифференциации пермо-триасовых траппов Сибирской платформы, впервые установленный В. С. Соболевым, ведет к образованию относительно обогащенных железом пород типа феррогаббро на поздних стадиях и богатых кремнекислотой и щелочами пород гранофирового облика на конечных стадиях дифференциации. Многочисленные примеры дифференцированных подобным образом интрузий были впоследствии неоднократно описаны в различных частях Сибирской платформы (Масайтис, 1958 и др.). Второе направление, ведущее почти исключительно к образованию относительно кислых и щелочных продуктов дифференциации, также проявляется среди траппов Сибирской платформы, но в более ограниченных масштабах и преимущественно в ее северо-западной части, в интрузиях, магма которых относительно обогащена магнезией (Годлевский, 1959; Золотухин, 1964 и др.).

Некоторые исследователи считают, что различия в этих двух направлениях дифференциации зависят исключительно от парциального давления кислорода в интрузивных камерах во время кристаллизации в соответствии с представлениями Редера и Осборна (Roeder, Osborn, 1966). Предполагают, что это обусловлено относительной открытостью или закрытостью кристаллизующейся системы в отношении летучих компонентов, в частности воды и кислорода (Золотухин, 1964; Виленский и др., 1964).

Однако геологические условия застывания интрузий обоих типов дифференциации могут быть как сходными, так и резко различными и даже прямо противоположными этим предположениям о закрытости или открытости систем. Г. С. Йодер и К. Э. Тилли (1965) считают, что

протяженных зон разломов и дробления, по простиранию которых такие интрузии нередко обнаруживаются. Интрузии этих типов обычно испытывают заметную дифференциацию на месте застывания.

Если эти интрузии в процессе кристаллизации и дифференциации можно в целом рассматривать как закрытые системы, то гидротермальные растворы, как отделяющиеся непосредственно от магматического тела, так и приходящие с глубины, естественно, не являются таковыми. Состав пород, сквозь которые циркулируют растворы той или иной температуры, определяет их pH, смену инертных и подвижных компонентов, т. е. в значительной мере состав метасоматических зон. Примеры таких явлений описаны, в частности, в районе интрузии Талнах (Юдина, 1965).

Существует крайняя точка зрения, что гидротермальные растворы в области траппового магматизма являются лишь «рабочим телом» тепловой системы, создаваемой интрузиями, внедрившимися в насыщенные водой осадочные породы; эти растворы приобретают свою геохимическую специализацию исключительно в результате обмена с вмещающими породами, в частности с телами траппов. Этому противоречат данные металлогенического анализа, показывающие, что с интрузиями определенного типа или с районами их распространения связаны определенные виды полезных ископаемых гидротермального происхождения. В то же время в других районах или в ассоциации с интрузиями других типов такие рудопроявления или месторождения отсутствуют (Старицкий, 1965). По-видимому, нет оснований отказываться от высказанных еще В. С. Соболевым представлений о богатстве отдельных порций трапповой магмы или некоторых типов ее промежуточных очагов летучими компонентами, формирующими гидротермы, хотя необходимо иметь в виду и возможность участия в их образовании минерализованных подземных вод.

Круг проблем траппового магматизма Сибири мог бы быть значительно расширен. Вместе с тем для решения ряда поставленных вопросов имеющихся данных все еще недостаточно, хотя объем исследовательских работ по траппам с каждым годом увеличивается.

Следует отметить, что несмотря на внедрение в практику многочисленных точных методов исследования пород и минералов траппов и использование различных сложных методов физико-химической интерпретации магматических и метасоматических процессов, наряду со статистической обработкой геохимических материалов, данные полевой геологии во многих случаях остаются одним из решающих, а иногда и единственным критерием правильности выводов, получаемых в результате применения этих методов. Это в особенности касается вопросов изучения закономерностей распространения совокупностей минералов, пород, интрузий, лавовых покровов и т. д., выделение которых без геологических критериев немыслимо. «Геохимия становится важной для геологов лишь тогда, когда она тесно связана с геологией,— подчеркивает Рид в одной из своих работ по магматизму Британских островов (Read, 1961),— когда геологические взаимоотношения установлены, тогда абсолютное датирование определенных эпизодов может быть полезным...» Эти высказывания в полной мере сохраняют свое значение и в условиях трапповой области Сибири. Возможности полевой наблюдательной геологии на территории сибирской тайги и тундры еще далеко не исчерпаны. Это, в частности, подтверждается полученными в последние годы материалами об эффузивной природе многочисленных трапповых тел, залегающих в отложениях эпипротерозоя и среднего палеозоя в восточной части платформы и долгое время считавшихся интрузиями триасового возраста.

PROBLEMS OF THE TRAP MAGMATISM OF THE SIBERIAN PLATFORM

V. L. MASAITIS

SUMMARY

Five magmatic cycles are distinguished in the Siberian platform during which the traps were formed, such as Middle Proterozoic (1500—1600 m. y.), Upper Proterozoic (1000 m. y.), Epiproterozoic-Lower Cambrian (600—650 m. y.), Middle Paleozoic (320—370 m. y.) and Upper Paleozoic-Lower Mesozoic (220—270 m. y.). The average composition of synchronous dolerites and basalts is persistent over a wide area. This fact is in disaccordance with the theory suggesting that the basaltic magma was formed by partial melting of the heterogenous ultrabasic material of the upper mantle.

The tectonic conditions of intrusion and eruptions of traps are different and the peculiarities of composition of dolerites and basalts are the same so they are probably not comagmatic.

The differentiation trends in the intrusion camera depend primarily on the magma composition. Perhaps one of the effective differentiation factors is the liquid fractionation at deep levels or in the cameras leading to homogenous ferrogabbto intrusious.

There are no geological data available on the existence of deep — seated magmatic chambers in the platform cover or in the crystalline basement, which are stripped by erosion in several regions of the trap distribution.

The data covering field geology is the most important criterion in solving some argumental problems of the trap magmatism.

ЛИТЕРАТУРА

Альмухамедов А. И., Корнаков Ю. Н., Нестеренко Г. В., Смирнова Н. П. Геохимические особенности дифференциации трапповых интрузий Сибирской платформы.— В кн. «Магматические и метаморфические образования Сибири». Изд-во «Недра», 1966.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во «Наука», 1966.

Вакар В. А. Трапповая формация Таймыра.— В кн. «Петрография Восточной Сибири». Т. 1. Изд-во АН СССР, 1962.

Вакар В. А., Лебедев А. П. Тектоника и вулканизм формаций Сибирских траппов.— Труды НИИГА, 1960, **114**, вып. 14.

Виленский А. М., Кавардин Г. И., Кравцова Л. И., Старицына Г. Н. Петрология трапповых интрузий правобережья нижнего течения Енисея. Изд-во «Наука», 1964.

Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. Госгеолтехиздат, 1959.

Гоньшакова В. И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы.— Труды ИГН АН СССР, 1961, **61**.

Золотухин В. В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. Изд-во «Наука», 1964.

Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. Изд-во «Мир», 1965.

Кадик А. А. Оценка возможной роли гравитации магм в гомогенном состоянии.— В кн. «Химия земной коры». Т. 1. Изд-во АН СССР, 1963.

Кутолин В. А. К вопросу о составе верхней мантии с точки зрения петрохимии.— Докл. АН СССР, 1964, **156**, № 2.

Кутолин В. А., Томановская Ю. И. К петрохимии эффузивных траппов северо-западной части Сибирской платформы.— Ученые записки НИИГА, серия рег. геол., 1966, вып. 8.

Лебедев А. П. Вопросы изучения базальтовой магмы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 12.

Лебедев А. П. Петрографическое изучение траппов Сибирской платформы.— В кн. «История исследования полезных ископаемых экспедициями Академии наук СССР». Изд-во «Наука», 1966.

Лурье М. Л., Масайтис В. Л. Палеозойские и мезозойские магматические породы. Верхнепалеозойские-нижнемезозойские долериты и базальты трапповой формации.— В кн. «Геология Сибирской платформы». Изд-во «Недра», 1966.
Лурье М. Л., Обручев С. В. Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1955, вып. 7.
Масайтис В. Л. Петрология Аламджахской трапповой интрузии (бассейн р. Вилюй).— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1958, **22**.
Масайтис В. Л., Абрамович И. И., Додин Д. А., Смыслов А. А. Уран в траппах Сибирской платформы.— Геохимия, 1966, № 5.
Ревердатто В. В. Некоторые вопросы петрологии траппов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 2.
Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы.— Труды Арктического ин-та, 1936, **43**.
Соболев В. С. Особенности вулканических проявлений на Сибирской платорме и некоторые общие вопросы геологии.— Геол. и геофиз., 1962, № 7.
Старицкий Ю. Г. Краткий очерк металлогении Сибирской платформы.— В кн. «Вопросы металлогении». Изд-во «Наука», 1965.
Томановская Ю. И., Старицына Г. Н. О комагматичности интрузивных и эффузивных траппов северо-западной части Сибирской платформы.— Ученые записки НИИГА, серия рег. геол., 1966, вып. 8.
Фадеев В. А., Кузнецов А. А. К вопросу о различии между интрузивной и эффузивной фациями трапповой магмы.— Ученые записки НИИГА, серия рег. геол., 1964, вып. 3.
Шейнманн Ю. М. Некоторые закономерности распространения вулканических явлений на платформах.— Труды ВАГТ, 1956, вып. 2.
Юдина В. В. Некоторые явления метаморфизма и метасоматоза, связанные с Талиахской дифференцированной интрузией габбро-долеритов (Норильский р-н).— В кн. «Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов». Изд-во «Наука», 1965.
Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G. Chemical characteristics of oceanic basalts and upper mantle.— Bull. Geol. Soc. America, 1965, **76**, N 7.
Forbes R. B. The comparative chemcial composition of eclogite and basalt.— J. Geophys. Res., 1965, **70**, N 6.
Hamilton W. Diabase sheets of the Taylor Glacier Region, Victoria Land, Antarctica.— US Geol. Surv. Profess. Paper, 1965, 456-B.
Heier K. S., Compston W., McDougall I. Thorium and uranium concentrations and the isotopic composition in the differentiated Tasmanian dolerites.— Geochim. et cosmochim. acta, 1965, **29**, N 6.
Read H. H. Aspects of the caledonian magmatism in Britain.— Geol. J., 1961, **2**, N 4.
Roeder P. L., Osborn E. F. Experimental data for the system MgO—FeO—Fe_2O_3—$CaAl_2Si_2O_8$—SiO_2 and their petrological implications.— Amer. J. Sci., 1966, **264**, N 6.
Wager L. R., Brown G. M., Wadsworth W. G. Types of igneous cumulates.— J. Petrol., 1960, **1**, N 1.
Wager L. R., Deer W. A. The petrology of Skaergaard intrusion.— Medd. Grønland, 1939, **105**, N 4.

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ СЕРИИ ИНТРУЗИВНЫХ ТРАППОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А. М. ВИЛЕНСКИЙ
Якутский филиал СО АН СССР, Якутск

Начало мезозойского периода на Сибирской платформе характеризуется широким проявлением траппового магматизма. Установлено, что интрузивные траппы в большинстве своем приурочены к бортам наложенных синеклиз (Оффман, 1964). Отсюда следует полагать, что их образование тесно связано с этими структурами как во времени, так и в пространстве. Структурное положение синеклиз и характер развития дают возможность допустить, что заложение и формирование их прошло не одновременно. Доказательством этого служат наблюдения В. И. Гоньшаковой (1962) и др., согласно которым наряду с траппами пермо-триасового возраста обнаружены как более древние, так и более молодые трапповые тела. Вдоль бортов трапповых впадин прослежены крупные краевые или внутриплатформенные глубинные разломы и оперяющие их нарушения, служившие проводниками магмы из зарождавшихся магматических очагов.

Изучение большого фактического материала показывает, что в региональном отношении область распространения сибирских траппов может быть разделена на две крупные провинции (Виленский, 1966): провинция траппов нормального ряда (умеренная щелочность и магнезиальность), расположенная севернее Тунгусского широтного разлома, и провинция траппов повышенной щелочности к югу от него (рис. 1).

Провинция траппов нормального ряда приурочена к Путоранской, Норильской, частично Мархинской и, возможно, Попигайской наложенным синеклизам или впадинам (см. рис. 1). Характерные специфические особенности траппов провинции следующие.

1. Небольшие колебания в содержании щелочей, магния и железа для преобладающего типа недифференцированных интрузий глубинной дифференциации. Самая низкая щелочность для всех разновидностей траппов, исключая субщелочные долериты.

2. Пределы колебания петрохимических коэффициентов для траппов преобладающего типа: щелочность 10—12; железистость 41—55; отношение натрия к сумме щелочей 78—86 и отношение окисного железа к закисному 9—21.

3. Широкое развитие дифференцированных интрузий внутрикамерной дифференциации.

4. Полное отсутствие интрузий, кристаллизовавшихся при постоянном общем составе.

5. Слабое развитие субщелочных интрузий глубинной дифференциации, причем преимущественным распространением среди них пользуются титан-авгитовые долериты, развитые в западной части провинции.

6. Широкое распространение интрузий, в формировании которых принимают участие несколько различных по составу и структуре пироксенов.

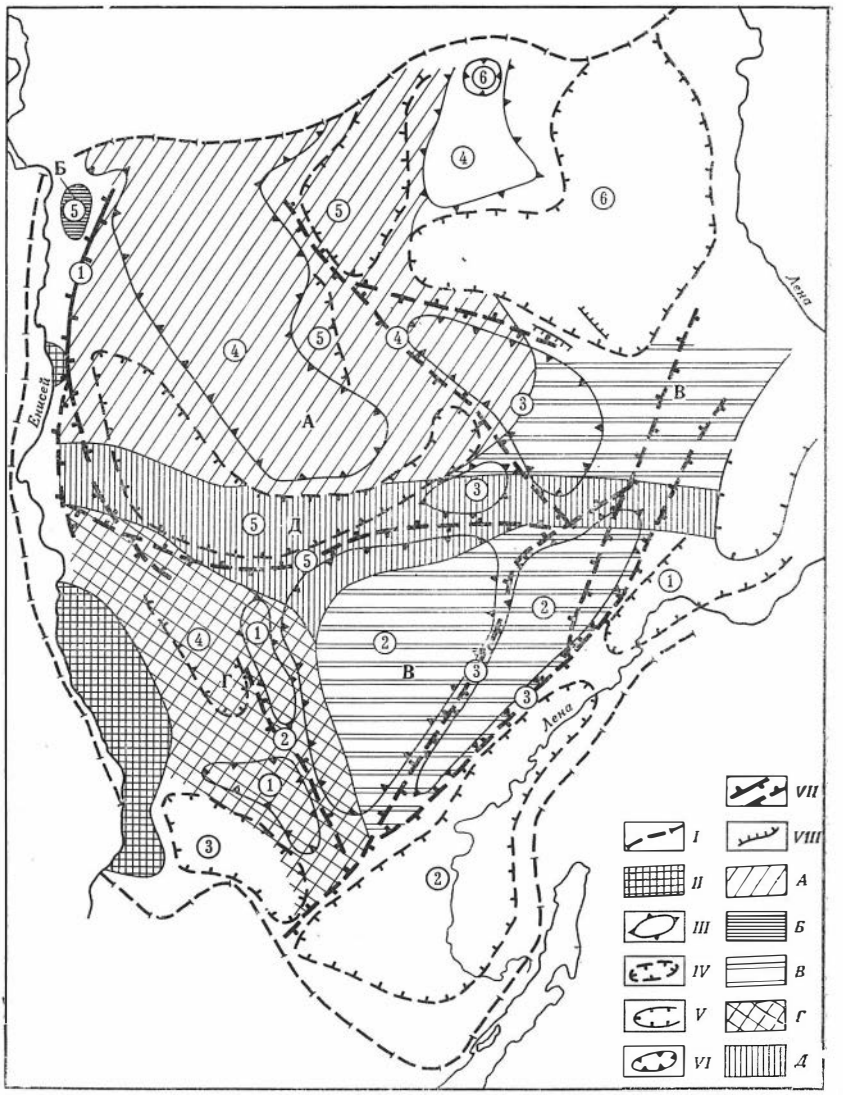


Рис. 1. Схема расположения трапповых субпровинций Сибирской платформы

I — границы Сибирской платформы; *II* — остатки докембрийского щита; *III* — контуры остаточных антеклиз: *1* — Турамская, *2* — Непская, *3* — Катангская, *4* — Анабарская; *IV* — контуры унаследованных синеклиз: *1* — Нюйская, *2* — Верхне-Ленская, *3* — Бирюсинская, *4* — Вельминская, *5* — Курейская, *6* — Оленекская; *V* — контуры грабенообразных впадин (Вилюйская); *VI* — контуры наложенных синеклиз, трапповые впадины: *1* — Мурская, *2* — Ванаварская, *3* — Мархинская, *4* — Путоранская, *5* — Норильская, *6* — Попигайская; *VII* — зоны глубинных (петельчатых) разломов (*а* — установленные, *б* — предполагаемые): *1* — Имангдинско-Летнинская, *2* — Ангаро-Катангская, *3* — Ангаро-Вилюйская, *4* — Вилюйско-Катуйская, *5* — Тунгусская; *VIII* — флексуры. Трапповые субпровинции: *А* — Путоранская; *Б* — Норильская; *В* — Ангаро-Вилюйская; *Г* — Ангаро-Катангская; *Д* — Тунгусская

7. Развитие никеленосных дифференцированных интрузий, которые в провинции распространения траппов повышенной щелочности не встречены.

8. Слабое развитие контактового метаморфизма, связанного с интрузиями глубинной дифференциации (недифференцированными интрузиями и интрузиями отдельных дифференциатов).

Для всей этой провинции в зависимости от физико-химических условий внутрикамерной дифференциации выделяются интрузии щелочной, субщелочной и щелочноземельной ветвей дифференциации (Виленский и др., 1964). Выделение этих ветвей вызвано тем, что конечные продукты кристаллизации и дифференциации зависят не столько от исходного состава магмы, сколько от внутрикамерных физико-химических условий кристаллизации расплава, которые определяются такими взаимосвязанными термодинамическими параметрами, как парциальное давление кислорода, окислительно-восстановительный потенциал и кислотность — щелочность расплава.

В пределах рассматриваемой провинции по петрохимическим признакам и условиям образования трапповых тел выделяются две субпровинции: Путоранская и Норильская.

Путоранская субпровинция расположена в пределах Путоранской и частично Мархинской впадин (см. рис. 1). Субпровинция в целом характеризуется нормальной щелочностью (10,0—12,0) и железистостью (44,0—49,0).

Норильская субпровинция приурочена к Норильской наложенной синеклизе, разбитой крупными глубинными разломами. Для этой субпровинции характерно наличие хорошо дифференцированных никеленосных интрузивов, приуроченных к бортовой части Норильской впадины. Кристаллизация этих интрузивов шла при постоянном парциальном давлении кислорода, обеспечивающем образование щелочноземельного ряда пород внутрикамерной дифференциации. В результате, видимо, глубинной дифференциации исходные магмы никеленосных интрузий обладают более высокой магнезиальностью и низким коэффициентом фракционирования по сравнению с другими интрузиями субпровинции.

Судя по средним химическим составам пород отдельных районов субмагмы Норильской и Путоранской субпровинций различаются незначительно. У последней несколько выше отношение натрия к сумме щелочей и окисного железа — к закисному.

Провинция траппов повышенной щелочности приурочена в основном к Ванаварской и Мурской наложенным синеклизам (см. рис. 1). Характерные специфические особенности траппов провинции следующие.

1. Повышенная щелочность (13—16) при низкой железистости (39—49) в одних случаях и высокой — в других (54—56). Это характерно даже для субщелочных долеритов, у которых железистость значительно ниже, чем у субщелочных долеритов другой провинции.

2. Относительно небольшое распространение интрузий внутрикамерной дифференциации, формировавшихся главным образом при относительно инертном поведении кислорода.

3. Широкое распространение субщелочных интрузий различного состава, среди которых не встречаются титан-авгитовые долериты.

4. Кристаллизация интрузий, при формировании которых участвуют один или два различных по составу и структуре пироксена.

5. Широкое распространение интрузий глубинной дифференциации.

6. Развитие рудопроявлений магнетита и исландского шпата.

7. Распространение палагонитовых и палагонитизированных траппов.

В пределах этой провинции по петрохимическим признакам и условиям образования трапповых тел выделены Ангаро-Вилюйская, Ангаро-Катангская и Тунгусская субпровинции (см. рис. 1).

Ангаро-Вилюйская субпровинция приурочена к восточной части Ванаварской наложенной синеклизы. Интрузивные траппы в основном формировались вдоль Ангаро-Вилюйской зоны глубинных разломов. Обстоятельное изучение интрузий этого региона позволило

В. И. Гоньшаковой (1961, 1962) доказать их разновозрастность и установить петрохимические особенности отдельных разновидностей траппов. Отличительной особенностью траппов субпровинции является низкая железистость (39,0—40,0) и повышенная щелочность (13,0—16,0), что указывает на своеобразные условия кристаллизации этих интрузий в целом, несмотря на их разновозрастность. Для этой субпровинции характерно высокое содержание в породах калия при весьма небольшом преобладании натрия. При низком химическом потенциале калия и высоком — натрия в траппах отмечается повышенная железистость, а при их обратных отношениях — пониженная железистость и более высокая магнезиальность, что лишний раз подтверждает геохимическое родство калия с магнием и натрия с железом (Щербина, 1963; Виленский и др., 1964). Кроме того, для интрузий субпровинции отмечается высокое отношение окисного железа к закисному как для субщелочных пород, так и для траппов преобладающего типа. С интрузиями повышенной щелочности связаны магнетитовые рудопроявления различного генезиса.

С интрузиями высокой железистости и сравнительно пониженного отношения $Fe_2O_3 : FeO$ и химического потенциала калия связаны контактово-метасоматические рудопроявления, часто не имеющие непосредственной связи с интрузивными телами. Магнетитовое рудопроявление промышленного типа пространственно и генетически приурочено к интрузиям пониженной железистости, повышенного химического потенциала калия и высокого отношения окисного железа к закисному. Это вызвано тем, что первые кристаллизовались в условиях низкого парциального давления кислорода, а вторые — при его активном поведении. Последнее было обусловлено тектонически напряженной обстановкой в этих районах (Гоньшакова, 1962), вызвавшей подвижное поведение кислорода. Это, конечно, не единственный путь образования магнетитовых руд, так как в условиях, например, пониженного парциального давления кислорода, но при более высоких значениях окислительно-восстановительного потенциала и сравнительно повышенной кислотности расплава также не исключена возможность образования магнетитовых руд. К интрузиям повышенной щелочности относятся палагонитовые долериты, имеющие отношение $K_2O : Na_2O = 1{,}0$. В них с уменьшением содержания палагонита отношение $Fe_2O_3 : FeO$ уменьшается.

Несколько особое положение занимают интрузии юрского и послеюрского возраста (Гоньшакова, 1962). У них, в отличие от более ранних интрузивных траппов преобладающего типа, при повышенной щелочности отмечается значительно более высокое отношение натрия к сумме щелочей и при сравнительно высокой железистости низкое отношение окисного железа к закисному.

Ангаро-Катангская субпровинция приурочена к западному борту Ванаварской наложенной синеклизы. Она включает также Мурскую трапповую впадину. Интрузивные траппы в пределах этой субпровинции тесно связаны с Ангаро-Катангской зоной разломов. В петрохимическом отношении интрузивные траппы преобладающего типа характеризуются, в отличие от траппов Ангаро-Вилюйской субпровинции, резким преобладанием натрия над калием, высокой железистостью при низком отношении окисного железа к закисному и высоким коэффициентом фракционирования. В отличие от Путоранской и тем более Норильской субпровинций, общая щелочность и железистость траппов этой субпровинции заметно выше.

Тунгусская субпровинция выделена нами сугубо условно, как занимающая промежуточное положение по условиям образования и химизму между субпровинциями, расположенными к югу и северу от нее. В пределах этой субпровинции наряду с интрузиями траппов нор-

мального ряда встречаются палагонитизированные долериты — интрузии повышенной щелочности, которые кристаллизовались в условиях как подвижного, так и инертного поведения кислорода. К восточной и западной окраинам этой субпровинции приурочены типичные субщелочные долериты.

Для преобладающего типа траппов этой субпровинции характерна более высокая щелочность, чем для траппов Норильской и Путоранской субпровинций. Однако следует отметить, что в пределах западной части этой субпровинции (низовья рек Нижней Тунгуски и Подкаменной Тунгуски) развиты также и траппы, не отличающиеся по петрохимическим особенностям от траппов Путоранской субпровинции. В связи с различными условиями образования траппов этой субпровинции отмечается большой интервал колебания в них отношения окисного железа к закисному и других петрохимических коэффициентов. Следует также отметить, что в пределах восточного и западного окончаний Тунгусской субпровинции развиты интрузии, формирование которых происходило в условиях инертного поведения кислорода,— Анакитская и Аламджахская интрузии (Масайтис, 1958; Ревердатто, 1963). Образованию палагонитовых долеритов благоприятствовала сильно напряженная тектоническая обстановка, особенно в районе сопряжения зон глубинных разломов, создавших условия для подвижного поведения кислорода. С субщелочными долеритами восточной окраины этой субпровинции связаны месторождения исландского шпата.

Несмотря на то, что трапповая формация Сибири служит объектом многолетних исследований, до сих пор нет единого мнения как о характере эволюции магматических очагов, так и причинах разнообразия пород. Это вызвано отсутствием петрогенетической классификации траппов, в первую очередь интрузивных, как более сложных по строению. Следовательно, для выяснения особенностей траппового вулканизма Сибирской платформы необходима классификация пород трапповой формации как с петрохимической, так и с физико-химической точек зрения.

Впервые интрузивные траппы были расчленены по составу и структуре В. С. Соболевым (1936), которым в основу был положен петрологический анализ, не получивший, к сожалению, развития в последующих классификациях. А. П. Лебедев (1957) провел расчленение интрузивных траппов по особенностям строения дифференцированных интрузий, что, по нашему мнению, являлось положительным моментом, отражавшим не только эволюцию глубинных магматических очагов, но и факторы внутрикамерной дифференциации различных по составу исходных магм. В последнее время М. Л. Лурье и В. Л. Масайтис (1966) среди интрузивных траппов Сибирской платформы выделили пятнадцать комплексов, приуроченных к пяти интрузивным фазам. В основу разделения всего многообразия интрузивных траппов на комплексы был положен, на наш взгляд, в основном петрографический принцип без тщательного петрохимического и физико-химического анализа этих групп. Несостоятельность такого разделения трапповых интрузий можно видеть из сравнения этих комплексов. Так, Чалбышевский, Тымерский, Летнинский, Агатский и Туринский комплексы выделены по результатам нескольких анализов, что не может служить доказательством их существования; Кузьмовский и Катангский комплексы, по приведенным средним анализам наиболее распространенных пород, ничем почти не различаются.

Существование выделенных М. Л. Лурье и В. Л. Масайтис (1964) пяти типов расплавов, отличающихся по химизму, вызывает сомнение уже потому, что исходная магма любого состава в зависимости от физико-химических условий и пульсирующего во времени характера магматизма может дать различные сингенетичные ряды пород (Виленский и др., 1964; Виленский, 1966; Золотухин, 1964).

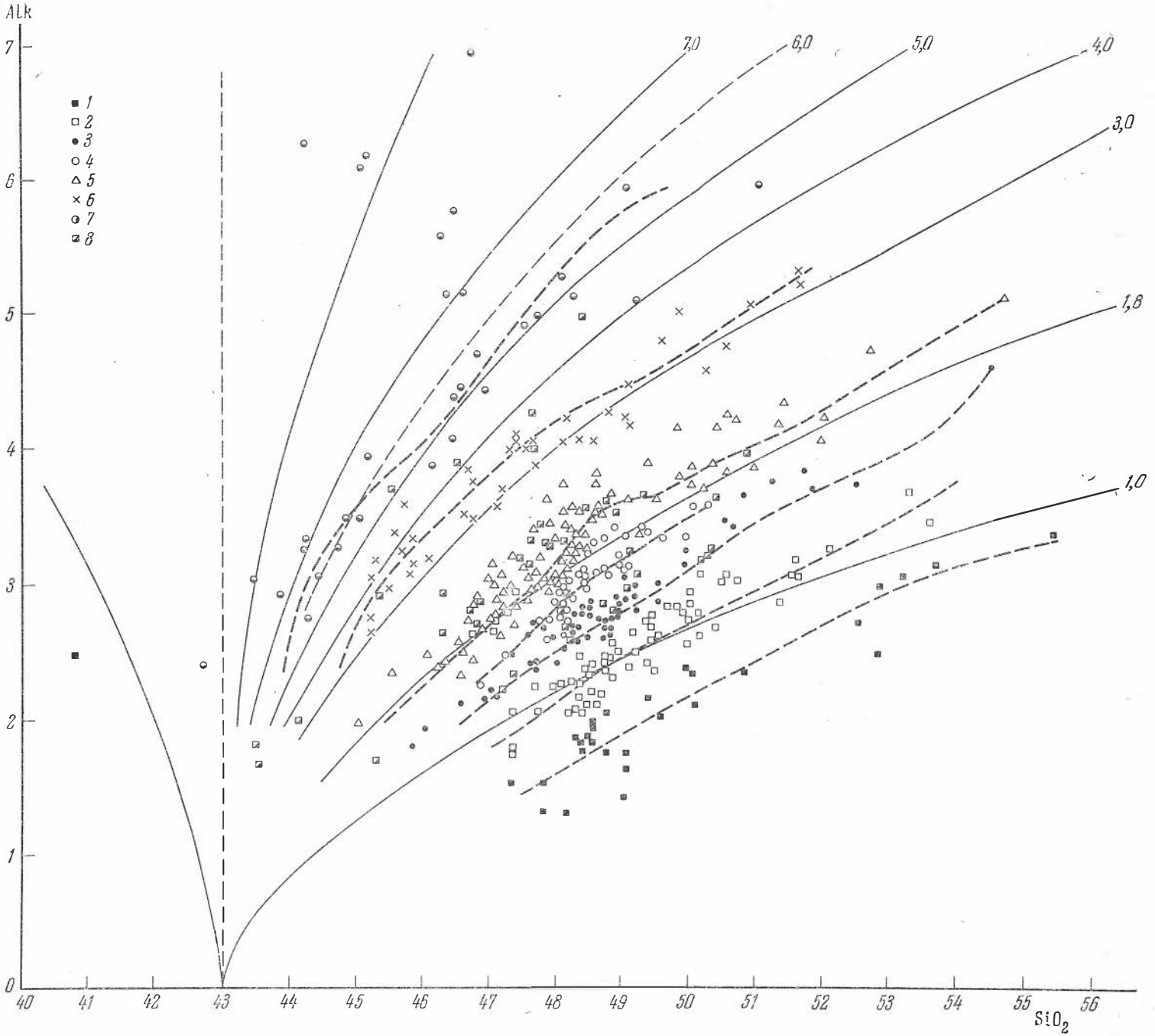


Рис. 2. Диаграмма петрогенетических серий трапповых интрузий Сибирской платформы (составлена по методу А. Риттмана). Тонкие параболические кривые — места постоянных σ-величин

Щелочные серии: *1* — сверхизвестковистая; *2* — известковистая; *3* — известково-щелочная; *4* — субизвестково-щелочная; *5* — субизвестково-натриевая; *6* — слабощелочная; *7* — щелочная, *8* — дифференцированные интрузии

Заказ № 5513

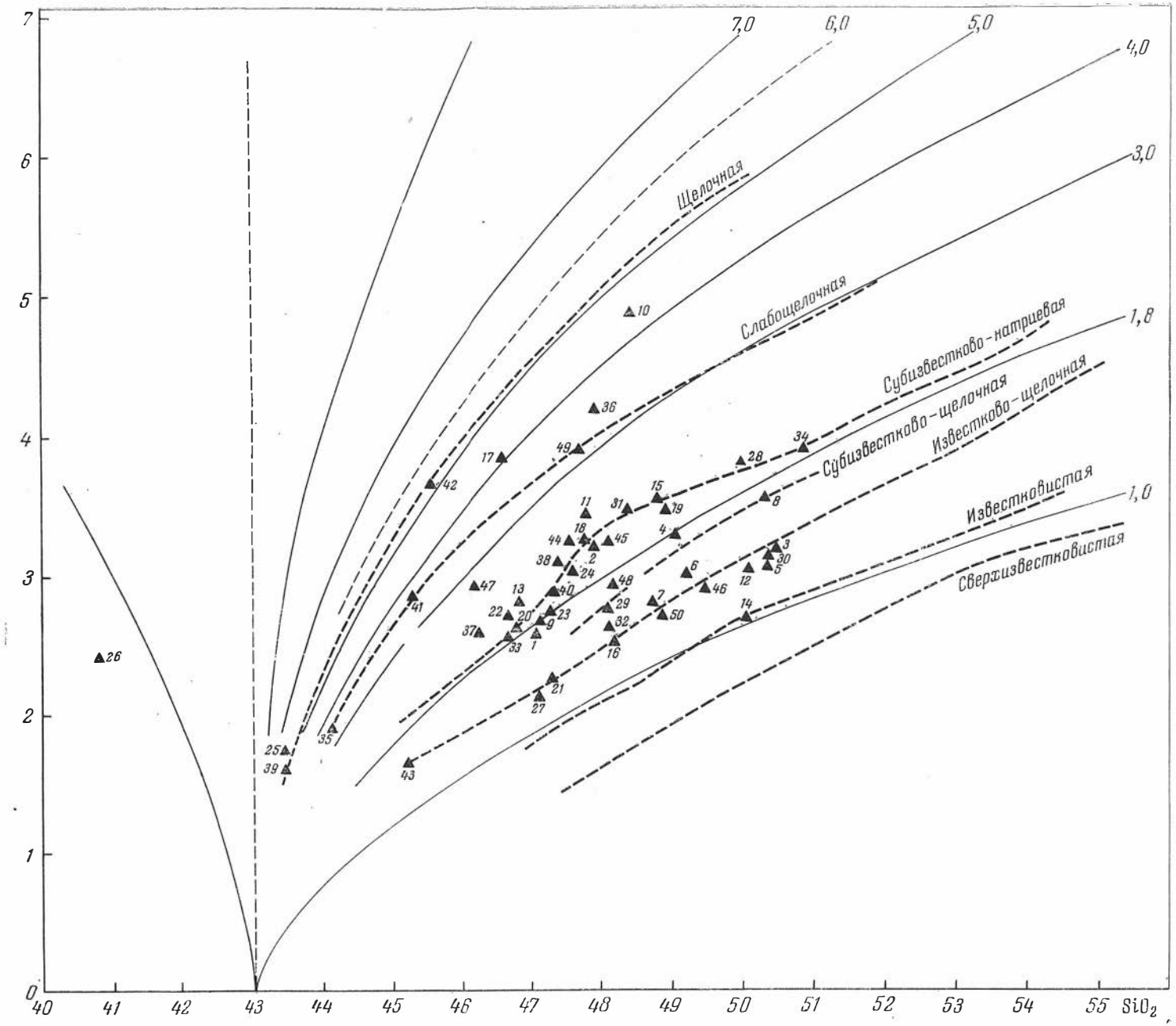


Рис. 3. Диаграмма петрогенетических серий дифференцированных трапповых интрузий Сибирской платформы (составлена по методу А. Риттмана). Тонкие параболические кривые — места постоянных σ-величин

Дифференцированные интрузии: *1* — Аламджах (восточный комплекс); *2* — Аламджах (западный комплекс); *3* — Вавукан; *4* — Верхняя Томба; *5* — Левый Нижний Вилюйкан; *6* — Нижняя Томба; *7* — Нинима; *8* — Улахан-Вава; *9* — Холомолах; *10* — Приуруслова я; *11* — Большая Ботуобия; *12* — Улехан-Хан; *13* — Джекинда, *14* — Боллугурос; *15* — Велингна; *16* — Вилюйская; *17* — Мархинская; *18* — Верхне-Вилюйская; *19* — Хукочар; *20* — Второй порог; *21* — Нижний-I; *22* — Буркан; *23* — Нижний-II; *24* — Рудный; *25* — Норильск-II; *26* — Талнах; *27* — Имангда; *28* — Дегенская; *29* — Булатная; *30* — Такситовая; *31* — Кулюмбинская; *32* — Джалтульская; *33* — Хупери; *34* — Верхне-Горбиачинская; *35* — Норильск-I; *36* — Галельская; *37* — гора Черная; *38* — участок Центральный; *39* — Моронго; *40* — гора Зуб; *41* — Нококоз; *42* — Хюкта; *43* — Нижне-фокинская; *44* — Толстомысовская; *45* — Падунская; *46* — Абанская; *47* — Чунская; *48* — Тасеевская; *49* — Маргудольская; *50* — Анакитская

А. М. Виленским, Л. И. Кравцовой, Г. И. Кавардиным и Г. Н. Старицкой (1964) впервые была предложена классификация дифференцированных интрузий по химизму и условиям их формирования. В дальнейшем Л. И. Кравцовой (1966) на большом фактическом материале доказан серийный пульсирующий характер траппового магматизма, имеющий даже на небольшом участке как гомодромный, так и антидромный характер. Этими же исследованиями подтвержден пульсирующий серийный характер траппового вулканизма, доказанный также многими учеными зарубежных стран (Poldervaart, Elston, 1954; Simpson, 1954; Rittman, 1957; Murata, 1960; Kuno, 1959 и др.).

Для выделения петрогенетических серий интрузивных траппов в пределах Сибирской платформы нами применены три метода расчета, изложенных в работах А. Н. Заварицкого, Куно (Kuno, 1959) и Риттмана (Rittman, 1957).

В связи с тем, что наиболее важным показателем изменения режима магмообразования является поведение щелочей (Виленский, 1962), нами, в первую очередь, при расчетах применен сериальный индекс, предложенный Риттманом (Pittman, 1957) и вычисляемый по формуле.

$$\sigma = \frac{Alk^2}{SiO_2=43} \quad \text{или} \quad \sigma = \frac{(Na_2O + K_2O)^2}{SiO_2=43}.$$

Применение этого индекса на графике $Alk - SiO_2$ позволяет рассчитать вариационные кривые магматических серий пород, образовавшихся в результате глубинной дифференциации магматических очагов. Эти кривые близки к горизонтальным параболам, которые сходятся в точке, отвечающей составу $Alk=0$ и $SiO_2=43$ (рис. 2,3), и выражены уравнением $Alk^2=\sigma(SiO_2=43)$. Расположение фигуративных точек анализов интрузий между выделенными Риттманом пограничными параболами позволяет отнести их к определенной серии (Rittman, 1957).

Куно (Kuno, 1959) показал, что значение, выраженное отношением $MgO \cdot 100/FeO+Fe_2O_3+MgO+Na_2O+K_2O$, до некоторой степени закономерно уменьшается в процессе кристаллизации. Это значение, именуемое индексом затвердевания (*SI*), Куно предлагает использовать при построении вариационных диаграмм. Цифровое значение индекса затвердевания (*SI*) в точке $CaO=Na_2O+K_2O$ представляет собой щелочно-известковый индекс, который имеет существенное отличие от индекса Пиккока (Kuno, 1959). При помощи этого индекса представляется возможным четко провести классификацию интрузивных траппов по их петрохимическим особенностям (рис. 4).

В процессе классификации интрузивных траппов нами использовано около 1500 химических анализов, приведенных в литературе и собранных в фондах различных геологических организаций и материалов автора. Современная изученность интрузивных пород трапповой формации Сибири позволяет выделить следующие петрогенетические серии (см. таблицу): сверхизвестковистую, известковистую, известково-щелочную, субизвестково-натриевую, слабощелочную, щелочную. Эти серии по общему характеру химизма и территориальной распространенности могут быть объединены в две группы: путоранскую (щелочноземельную) и тунгусскую (щелочную).

Путоранский, или щелочноземельный, характер магматизма распространен преимущественно в Путоранской, Ангаро-Катангской и частично Норильской субпровинциях. Здесь широко развиты интрузии так называемого нормального ряда, обогащенные магнезией и в меньшей мере щелочами. Типично субщелочные интрузии здесь широко не распространены.

Тунгусский, или щелочной, характер магматизма наиболее полно проявился в Ангаро-Вилюйской, Норильской, частично Ангаро-Катанг-

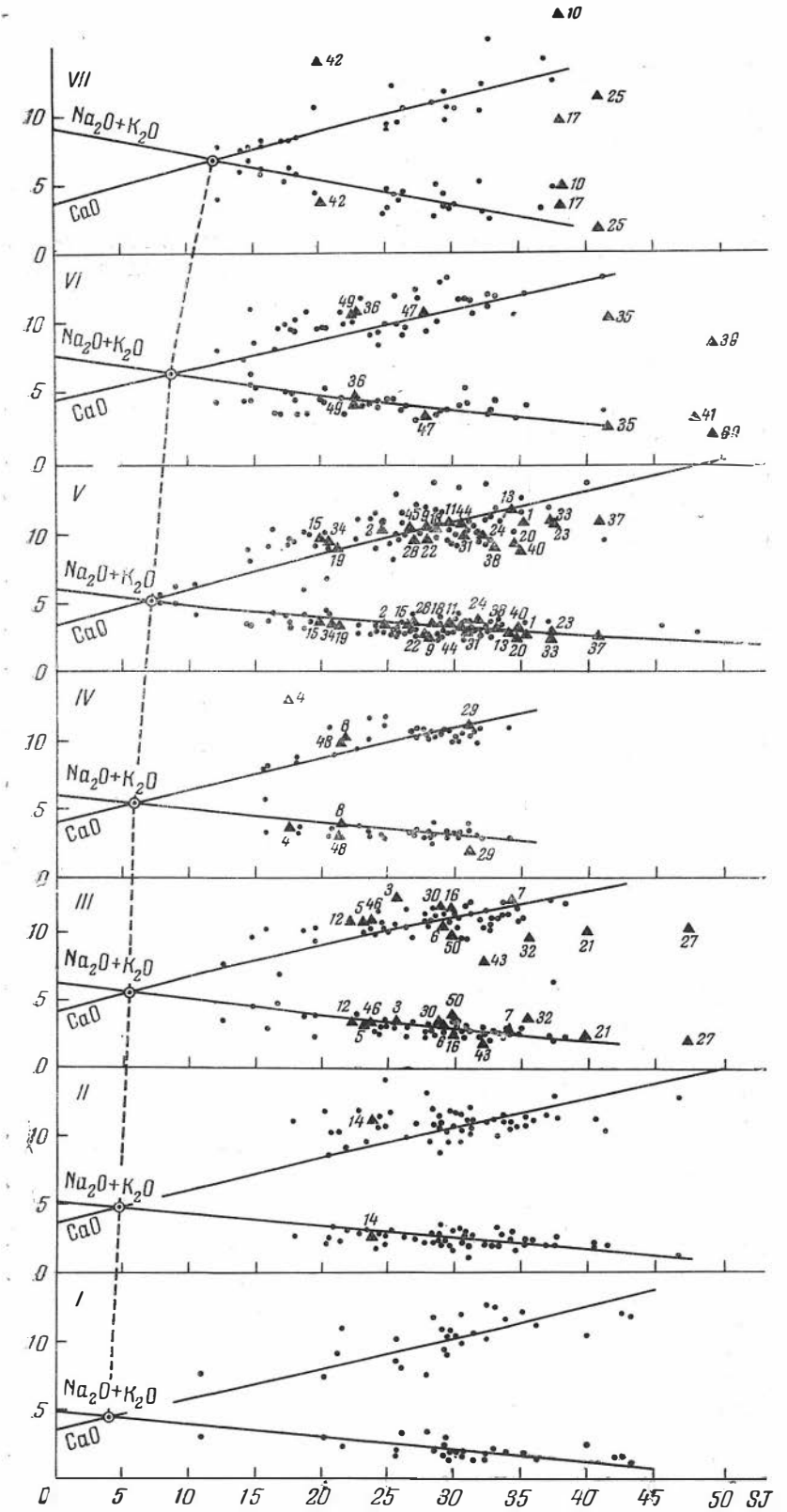


Рис. 4. Диаграмма известково-щелочного индекса ($CaO=Na_2O+K_2O$) в недифференцированных и дифференцированных интрузиях по сериям (Kuno, 1950)

Усл. обозн. те же, что на рис. 3. Римские цифры (I—VII)— щелочные серии (см. рис. 2)

ской и в пределах западной и восточной частей Тунгусской субпровинций. Для пород Норильской и Ангаро-Вилюйской субпровинций в большинстве случаев характерно повышенное содержание калия, иногда даже преобладающее над натрием.

Для субпровинций с проявлением интрузий повышенной щелочности отмечаются две ветви глубинной дифференциации: калиевая и натриевая. Последняя развита повсеместно. Что касается калиевой ветви, то к ней относятся интрузии, преимущественно развитые в Ангаро-Вилюйской и Норильской субпровинциях. Более основной характер магматизма характерен для Норильской субпровинции, а относительно кислый

Петрогенетические серии интрузивных траппов Сибирской платформы

Сериальный индекс (σ)		Щелочно-известковый индекс	$CaO=Na_2O+K_2O$	Соотношение щелочей	Общий характер серии
средний	преобладающий				
	<2,5	4—6,0	4,5—6,0	$Na_2O>K_2O$	Путоранский (щелочноземельный)
0,6	0,4—0,8	4,0	4,5	То же	Сверхизвестковистый
1,0	0,8—1,0	4,7	4,8	» »	Известковистый
1,3	1,0—1,5	5,5	5,6	» »	Известково-щелочной
1,7	1,5—2,0	5,8	5,6	» »	Субизвестково-щелочной
	>2,0	6—12	5,6—6,8	$Na_2O \geqslant K_2O$	Тунгусский (щелочной)
2,0	2,0—2,4	7,3	5,5	$Na_2O>K_2O$	Субизвестково-натриевый (переходный)
3,1	2,5—4,0	8,8	6,3	$Na_2O>K_2O$ $Na_2O \geqslant K_2O$	Слабощелочной а) натриевая ветвь б) калиевая ветвь
5,1	4,0—6,0	12,1	6,8	$Na_2O>K_2O$ $Na_2O \geqslant K_2O$	Щелочной а) натриевая ветвь б) калиевая ветвь

при общем высоком содержании щелочей — для Ангаро-Вилюйской субпровинции. В пределах последней интрузии, обогащенные калием, прослеживаются вдоль Ангаро-Вилюйского разлома. Проведенные В. И. Гоньшаковой (1961, 1962) исследования показали, что интрузии, развитые вдоль северного склона Байкало-Патомского поднятия и Алданской антеклизы, также в сильной мере обогащены калием. Даже породы Тунгусско-Ленского комплекса (Гоньшакова, 1961), отнесенные здесь к нормальным траппам, обогащены калием. Все это указывает на преобладающий калиевый характер траппового магматизма в пределах юго-восточной части Сибирской платформы в целом (Гоньшакова, 1961, 1962; Виленский, 1966).

Таким образом, все многообразие интрузивных траппов Сибирской платформы, контролируемое поведением щелочей и кислотностью — основностью расплавов, укладывается в семь петрогенетических серий. Каждая серия характеризуется набором интрузий, формирование которых происходило в одинаковых условиях при определенно заданных концентрациях щелочей и кислотности расплавов магматических очагов. Эволюция последних в пространстве и во времени обусловила как антидромный, так и гомодромный характер внедрения интрузий. Каждой серии свойствен пульсационный характер магматической деятельности, отражающий эволюцию однотипных многочисленных глубинных магматических очагов, из которых в определенных тектонических условиях происходило последовательное внедрение магм с постепенным изменени-

ем состава расплавов. Анализ составленных диаграмм (см. рис. 2, 3) показывает четкое закономерное изменение средних составов интрузий от серии к серии. От сверхизвестковистой серии к щелочной щелочность интрузий увеличивается, содержание кремнезема и полевошпатовой извести уменьшается; растет отношение калия к сумме щелочей. Кроме того, весьма показательно, что только начиная с субизвестково-натриевой серии интрузии содержат нормативный оливин и, наконец, в породах щелочной серии появляется нормативный нефелин. Отсюда состав расплавов изменяется от типично «толеитовых», характерных для известковистых серий, к оливиновым щелочным базальтам, производными которых, очевидно, являются интрузии слабощелочной и особенно щелочной серий. Изменение состава глубинных очагов от серии к серии контролируется концентрацией щелочей (общей щелочностью), кислотностью — основностью и отношением калия к натрию. Увеличение щелочности при прочих равных условиях вызывает понижение кислотности расплава и повышение активности калия. Но при высокой щелочности и низкой кислотности, наоборот, возрастает концентрация в расплаве натрия, которая может сохраняться даже при дальнейшем увеличении кислотности расплава.

Высокая магнезиальность пород характерна для интрузий с низкой кислотностью и щелочностью при любых отношениях натрия к калию. Однако никеленосными являются те, у которых повышенное отношение калия к натрию.

Диаграммы, составленные по методу Куно (Kuno, 1959), показывают, что все разновидности пород отвечают составу толеитовой серии расплавов, что не соответствует величинам, полученным, исходя из классификации, предложенной Риттманом (Rittman, 1957). Несмотря на существенное изменение химизма пород от серии к серии, индекс затвердевания (*SI*), по Куно, изменяется очень мало (см. таблицу). Тем не менее щелочно-известковистый индекс довольно закономерно изменяется от 4 до 7 в известковистых сериях и от 7 до 12 в щелочных. Соответственно изменяются и значения CaO ($CaO = Na_2O + K_2O$) от 4,5 до 5,5 в известковистых сериях и от 5,5 до 6,8 в щелочных (см. таблицу).

Несмотря на петрографическое сходство интрузий, входящих в выделенные петрогенетические серии, следует отметить, что только оливиновые и оливинсодержащие долериты являются сквозными породами, причем их количество убывает от сверхизвестковистой к щелочной серии. Широко распространены также интрузии анортитовых долеритов, которые не выявлены в щелочной серии. Интрузии троктолитовых долеритов характерны для известково-щелочной и слабощелочной серий, с которыми связаны наиболее магнезиальные интрузии. В известковистой серии появляются интрузии палагонитовых долеритов, которые отличаются повышенным отношением натрия к калию и развитием главным образом в пределах восточной окраины Тунгусской субпровинции. Интрузии палагонитовых долеритов характерны для всех остальных серий, причем распространены они в основном в Ангаро-Вилюйской субпровинции, где отличаются повышенным содержанием калия, и в районе восточного окончания Тунгусской субпровинции, в которой породы, наоборот, богаты натрием. Появление первых интрузий субщелочных долеритов в бассейне р. Бахты приурочено к известково-щелочной серии. Субизвестково-щелочная серия, в свою очередь, характерна для западной окраины Путоранской субпровинции, Тунгусской, Ангаро-Катангской и частично Ангаро-Вилюйской субпровинций. С этой серией связаны редкие интрузии титан-авгитовых долеритов, отмеченные в бассейне нижнего течения Енисея. К субизвестково-щелочной серии в западной части Путоранской субпровинции приурочены также интрузии кварцевых долеритов.

Субизвестково-натриевая серия характеризуется широким развитием субщелочных, богатых натрием долеритов. Слабощелочная серия, в свою очередь, отличается преимущественным распространением, кроме обычных оливинсодержащих долеритов, также субщелочных долеритов. Снова появляются интрузии титан-авгитовых долеритов, и продолжается в Норильском районе образование интрузий анортитовых долеритов. С этой серией связано также формирование субщелочных, богатых калием долеритов в Ангаро-Вилюйской субпровинции. Щелочная серия характеризуется внедрением главным образом титан-авгитовых долеритов, субщелочных долеритов, трахидолеритов и в меньшей мере обычных оливинсодержащих долеритов, часто богатых калием.

Дифференцированных интрузий (см. рис. 3), связанных со сверхизвестковистой серией, не обнаружено. Лишь одна интрузия слабодифференцированных палагонитовых долеритов в бассейне р. Чоны принадлежит известковистой серии. С известково-щелочной серией связаны дифференцированные интрузии, отмеченные в Путоранской, Тунгусской и Норильской субпровинциях. Единичные слабодифференцированные интрузии обнаружены в Ангаро-Катангской и Ангаро-Вилюйской субпровинциях. Большинство дифференцированных интрузий этой серии относится к щелочной и субщелочной ветвям внутрикамерной дифференциации магмы (Виленский и др., 1964). Встреченные среди них никеленосные интрузии практического интереса не представляют. Субизвестково-щелочная серия характеризуется слабым развитием дифференцированных интрузий. Немногочисленные дифференцированные и слабодифференцированные интрузии этой серии отмечены в Ангаро-Катангской и Путоранской субпровинциях. Все они характеризуются повышенной щелочностью, кислотностью, высоким отношением натрия к калию и, соответственно, очень слабой магнезиальностью. С субизвестково-натриевой серией связано большинство дифференцированных трапповых интрузий Сибирской платформы. Они распространены в пределах северо-западного и северо-восточного бортов Тунгусской синеклизы. Единичные интрузии этой серии отмечены в Норильской, южной части Ангаро-Катангской и восточной окраине Тунгусской субпровинций. Общей особенностью дифференцированных интрузий этой серии является высокое отношение натрия к калию, что определяет их слабую никеленосность даже в случае низкой щелочности пород.

Переходный характер магматизма от траппового к ультраосновному, свойственный щелочной и отчасти слабощелочной сериям, обусловил формирование весьма своеобразных дифференцированных интрузий, несущих черты глубинной дифференциации магмы, близкой по составу к оливиновым щелочным базальтам. Основные дифференциаты этих серий, такие интрузии, как Норильск-I, Норильск-II и, возможно, Моронго и Накохоз, расположенные в Путоранской и Норильской субпровинциях, по петрохимическим особенностям близки к дифференциатам гипербазитов. Рудоносными являются Норильск-I и Норильск-II. Остальные дифференцированные интрузии этих серий характеризуются не только повышенной щелочностью, но и высоким отношением натрия к калию. Встречены они как в Путоранской, так и Ангаро-Катангской и частично в восточной части Ангаро-Вилюйской субпровинциях.

Вне выделенных нами серий располагается Талнахская никеленосная интрузия. По данным Г. И. Кавардина и др. она характеризуется в среднем низкой щелочностью и повышенным отношением калия к натрию при очень низком содержании кремнезема.

По петрохимическим особенностям Талнахская интрузия отличается от Норильской несколько более высоким средним содержанием натрия при почти одинаковом отношении калия к натрию. Однако, анализируя содержание щелочей по разрезу Талнахской интрузии, следует отметить

высокое содержание калия даже в горизонтах, сильно обогащенных оливином.

По условиям формирования такие интрузии, как Норильск-I, Норильск-II и Талнах, являются примером щелочноземельной ветви внутрикамерной дифференциации магмы (см. рис. 3), а остальные — щелочной (Галельская, Прирусловая, Мархинская, Хюкта) или субщелочной (Моронго, Накохоз, Маргудольская и др.).

Анализируя рудоносность трапповых интрузий или связь с ними полезных ископаемых, следует отметить, что интересные медно-никелевые рудопроявления, представляющие промышленный интерес, связаны с наиболее основными производными как субщелочной, так и щелочной серий. К более кислым дифференциатам этих серий относятся субщелочные, богатые калием долериты, с которыми связаны железорудные месторождения в Ангаро-Вилюйской субпровинции (Гоньшакова, 1961). Кроме того, субщелочные долериты натриевой ветви глубинной дифференциации этих серий служили источником образования месторождений исландского шпата в бассейне р. Чоны.

PETROGENETIC SERIES OF INTRUSIVE TRAPS OF THE SIBERIAN PLATFORM

A. M. VILENSKY

SUMMARY

The trapped provinces of normal — and hyperalkalinity are distinguished by petrochemical and geotectonic features of the development of trappean intrusions on the Siberian platform. Both are characterized by the distribution of intrusions whose crystallization proceeded under specific physico-chemical conditions within some definite range of alkalinity, ferruginity and other petrochemical coefficients.

Within the normal alkalinity province one distinguishes by specific features of intrusions and by their confinement to the margins of separate trappean troughs the Putorana and Norilsk subprovinces, whereas within the hyperalkalinity the Angara-Viljui Angara-Katanga and Tunguska subprovinces.

The trappean magmatism on the Siberian platform is of serial pulsating nature. A petrochemical analysis using Zavaritsky's, Rittman's and Kuno's methods permits one to distinguish among the intrusive traps the following petrogenetic series: hypercalcareous, calcareous, calc-alkali, subcalc-alkali, subcal-sodic, alkalescent and alkali series. Each series is characterized by a number of intrusions, whose formation took place under similar conditions at some definite concentrations of alkalies and acidity-basicity of magmatic chamber melts. The alkalinity of intrusions and their potassium-natrium ratio increase from hypercalcareous and alkali series whereas the contents of silica and feldspatic lime decreases. Hence the composition of the melts changes from typically tholeitic to olivine alkali basalts. Then magnesiality of intrusions decreases with increasing alkalinity and decreasing potassium-natrium ratio. Putorana, Angara-Katanga subprovinces are characterized by the highest development of calcareous series intrusions, and Angara-Viljui and Norilsk subprovinces are distinguished by the alkalines. The differentiated intru-

sions are, principally, confined to calc-alkali and subcalcsodic series. The intrusions, with which the commercial coppernicel ore manifestations are associated the principal differentiates of alkali and alkalescent series. More acid derivatives of these series represented by intrusions associated with iron ore and Iceland spar deposits.

ЛИТЕРАТУРА

Виленский А. М. Зависимость путей кристаллизации основных дифференцированных интрузий от режима щелочей в магме.— В кн. «Геология и полезные ископаемые Якутской АССР». Вып. 14. Изд-во АН СССР, 1962.

Виленский А. М. Тектонический контроль трапповых интрузий Сибирской платформы.— В кн. «Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы». Изд-во «Наука», 1966.

Виленский А. М., Голубков В. С. Структура и тектонический контроль некоторых никеленосных интрузий северо-западной части Сибирской платформы.— Труды НИИГА, 1961, **123**, вып. 16.

Виленский А. М., Кавардин Г. И., Кравцова Л. И., Старицына Г. Н. Петрология трапповых интрузий правобережья нижнего течения Енисея. Изд-во «Наука», 1964.

Гоньшакова В. И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 61.

Гоньшакова В. И. Трапповая формация юго-восточной части Сибирской платформы.— В кн. «Петрография Восточной Сибири». Т. 1. Изд-во АН СССР, 1962.

Золотухин В. В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. Изд-во «Наука», 1964.

Кравцова Л. И. Закономерности траппового магматизма Курейского района (северо-запад Сибирской платформы).— В кн. «Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы». Изд-во «Наука», 1966.

Лебедев А. П. О типах дифференциации в траппах Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 2.

Лурье М. Л., Масайтис В. Л. Основные черты геологии и петрологии трапповой формации Сибирской платформы.— В кн. «Базальты плато. Доклады сов. геологов на XXII сессии МГК». Изд-во «Наука», 1964.

Масайтис В. Л. Петрология Аламаджахской трапповой интрузии (бассейн р. Вилюй).— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1958, **22**.

Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы.— «Тектоника СССР». Т. IV. Изд-во АН СССР, 1959.

Оффман П. Е. Тектонические условия траппового вулканизма на Сибирской платформе.— В кн. «Базальты плато. Доклады сов. геологов на XXII сессии МГК». Изд-во «Наука», 1964.

Ревердатто В. В. Петрология Анакитского дифференцированного траппового массива и его структура.— Геол. и геофиз., 1963, № 10.

Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы.— Труды Арктического ин-та, 1963, **43**.

Щербина В. В. Различия геохимических процессов, протекающих с участием калия и натрия.— Геохимия, 1963, № 3.

Kuno G. Origin of genozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas.— Bull. volcanol., ser. 11, 1959, **20**.

Murata K. G. A new method of plotting chemical analyses of basaltic rocks.— Amer. J. Sci., 1960, **258**.

Poldervaart A., Elston W. E. The calc-alkaline series and the trend of fractional crystallization of basaltic magma.— J. Geol., 1954, **62**, N 2.

Rittman A. On the serial character of ingeous rocks.— Egypt. J. Geol., 1957, **1**, N 1.

Simpson E. S. On the graphical representation of differentiation trends in igneous rocks.— Geol. Mag., 1954, **91**, N 3.

К ПРОБЛЕМЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ТАХИЛИТОВ В ТРАППАХ СЕВЕРО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В. В. ЗОЛОТУХИН, Ю. Р. ВАСИЛЬЕВ
Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск

ВВЕДЕНИЕ

Более 30 лет назад В. С. Соболев (1936) показал, что находки базальтовых стекол-тахилитов (Левинсон-Лессинг, Струве, 1963) в траппах Сибирской платформы — большая редкость и каждая из них представляет самостоятельный интерес. Особенно это касается интрузивных траппов. На этом в значительной мере основываются иногда высказываемые мнения даже о возможном метасоматическом генезисе траппов (Меняйлов, 1962).

Находки тахилитов в траппах, как и обнаружение включений расплава в их породообразующих минералах (Золотухин, 1964; Булгакова и др., 1967), свидетельствуют прежде всего о том, что трапповый расплав — объективная реальность. Кроме этого, они представляют интерес и как результат природной закалки — для изучения последовательности выделения кристаллических фаз, их ориентированности, возникновения структур траппов и содержания воды в стекле. Поэтому вполне закономерен интерес, проявляемый к условиям генезиса тахилитов в траппах, тем более что формы их залегания иногда свидетельствуют о возникновении их на месте, подобно возникновению псевдотахилитов, что затрагивает уже общие вопросы магмообразования. Тема настоящей работы — описание находок в траппах северо-запада Сибирской платформы собственно тахилитов вместе с разностями, переходными к псевдотахилитам.

СТЕКЛОВАТЫЕ КРАЕВЫЕ ЧАСТИ ЗАКАЛКИ ИНТРУЗИВНЫХ ПОЛНОКРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ТРАППОВ

Приконтактовые закаленные части интрузий могут быть примером несомненных «собственно тахилитов». Несколько их находок кратко описаны в табл. 1 (№ 1, 2, 4, 5).

Более подробно остановимся на характеристике находки стекла в эндоконтакте Анакитской трапповой дифференцированной интрузии. Ее мощность не менее 100 *м*. Располагается она в нижнем течении р. Нижней Тунгуски, в 285 *км* от ее устья (несколько выше впадения в нее р. Анакит) и непосредственно контактирует (в месте, где обнаружено стекло) с мраморизованными известняками (Ревердатто, 1963). Стекловатая зона закалки макроскопически имеет ширину 1,5—2 *см*, но, как можно видеть под микроскопом[1], зона стекла с витрофировой структурой имеет ширину всего около 1 *см*. В самом контакте с мрамором, а также в маломощных (мощностью 2—3 *мм*) сетчатых прожилках, проникающих в экзоконтакт, можно видеть узкую полосу (0,1—0,5 *мм*) светло-бурого стекла ($N = 1{,}700 \pm 0{,}002$), резко переходящего в темно-бурое

[1] Каменный материал любезно предоставлен нам В. В. Ревердатто.

($N=1{,}634\pm0{,}02$) и затем черное непрозрачное стекло. Структура породы здесь порфировая, структура основной массы витрофировая. Стекло составляет не менее 80—85% от общего объема породы. В 1 *см* от контакта структура основной массы уже микродолеритовая, и порода представляет собой долеритовый порфирит. По направлению от контакта к порфириту возрастает количество волосовидных кристаллитов основной массы. Контакт мрамора и стекла очень четкий, в стекле субпараллельно контакту располагаются вытянутые кристаллы плагиоклаза (фенокристы, лейсты и микролиты), а также вытянутые гомогенные скопления оливин-плагиоклазового состава.

Как в приконтактовом стекле, так и в мелких прожилках — апофизах встречаются порфировые выделения плагиоклаза (0,3—0,8 *мм* на 0,08—0,2 *мм*). Фенокристаллы плагиоклаза имеют зональное строение и полисинтетические двойники. В их составе 80% *An*-компонента. Лейсты и микролиты плагиоклаза имеют средние размеры 0,2—0,08 *мм* на 0,01—0,06 *мм*, отмечаются простые и полисинтетические двойники. Судя по максимальному углу погасания в зоне $\perp(010)$, в их составе 57—60% *An*-компонента. Количество лейст и микролитов плагиоклаза составляет несколько процентов от объема основной массы. Примерно одна треть от числа всех фенокристаллов представлена порфировыми выделениями оливина с характерными сечениями и средним размером 0,05—0,5 *мм* в диаметре (обычно 0,1—0,2 *мм*). Судя по показателям преломления, в оливине ($Np=1{,}690\pm0{,}002$) содержится 28% фаялитового компонента (Винчелл, 1949).

В составе светло-бурого высокопреломляющего стекла, по-видимому, должно содержаться необычно мало SiO_2 (точка выходит за пределы графика, см. рис. 1), в темно-буром стекле содержится около 45% SiO_2. Причина резкого повышения показателя преломления светло-бурого стекла, находящегося в непосредственном контакте с мраморизованным известняком, остается пока неясной.

Результаты химического анализа описанного стекла приводятся в табл. 2.

ЖИЛЬНЫЕ ИНТРУЗИИ СТЕКЛА И ГИАЛОБАЗАЛЬТОВ

Присутствие стекла среди пород туфолавовой толщи базальтового состава, обнаженных в правом борту р. Нижняя Тунгуска, в 2 *км* выше пос. Тура, было впервые отмечено В. С. Соболевым (1936). Позднее это обнажение посетил В. В. Ревердатто, который обнаружил пологие и крутонаклонные ветвящиеся жилы стекла неправильной формы среди покровов базальтов и туфов триаса. Мощность жил в раздувах не превышает, вероятно, 15—20 *см*, обычно меньше. Контакты жил с вмещающими породами затушеваны благодаря широкому развитию минералов более поздней гидротермальной деятельности (цеолиты, кальциевые гидросиликаты, тунгусит[1], кальцит, сапонит и др.), а также процессов гидратации стекла.

Свежее стекло ($N=1{,}602\pm0{,}002$) сохранилось только в отдельных участках жил. Под микроскопом имеет светлую желтовато-коричневую окраску, прозрачно, в скрещенных николях изотропно содержит 15—17% лейст плагиоклаза № 68—70 (до 0,7 *мм* по удлинению) и кучно группирующиеся, как правило, хорошо ограниченные кристаллики оливина (до 0,3 *мм* в поперечнике). Преобладают лейсты плагиоклаза, оливин содержит 22—24% *Fa* ($Np=1{,}679\pm0{,}002$; $2V=-87°$). В некоторых участках окраска стекла меняется до фиолетовой, показатель преломле-

[1] Тунгусит — новый минерал из группы водных силикатов кальция; из этого же обнажения был недавно описан В. Н. Кудряшовой (1966).

ния такого стекла 1,561±0,002. По периферии жилки фиолетового стекла окружены каймами грязно-зеленого тонковолокнистого минерала ($N \sim 1{,}53$—$1{,}55$).

Основная масса стекла в значительной степени девитрифицирована (появляется анизотропия благодаря присутствию в стекле мельчайших кристаллитов и вариолей).

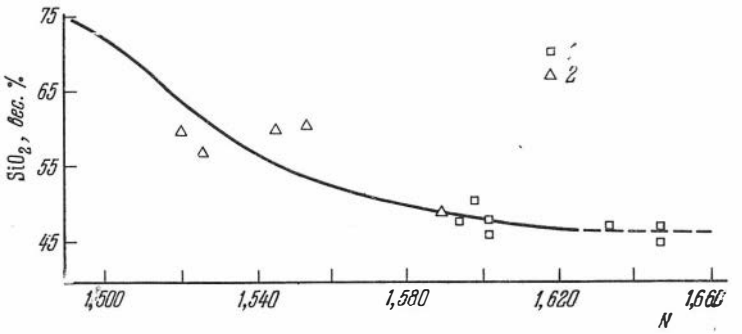


Рис. 1. График зависимости показателей преломления и содержания SiO_2 в стеклах

1 — северо-запада Сибирской платформы; *2* — Южной Африки (Кент, Френкель, 1950)

Судя по показателю преломления (рис. 1), в светлом стекле содержится около 47,5% SiO_2. Данные химического анализа стекла, приведенные в табл. 2, подтверждают это. Каменный материал и химический анализ стекла были любезно предоставлены в наше распоряжение В. В. Ревердатто.

В обнажениях руч. Рудного, пересекающего интрузию Норильск-II в ее средней части, среди безоливиновых габбро-долеритов интрузии отмечены маломощные прожилки гиалобазальта. Мощность их очень непостоянна и на расстоянии нескольких сантиметров изменяется от 2,0—2,5 до долей сантиметра. Прожилки чаще всего приурочены к пологим трещинам отдельности, ответвляясь и в вертикальном направлении. Иногда наблюдается расположение прожилков вдоль шаровой отдельности. Вдоль контакта с вмещающими габбро-долеритами располагаются узкие полосы стекла (см. табл. 1, № 3).

Неподалеку от описываемых жилок среди тех же безоливиновых габбро-долеритов в русле руч. Рудного на протяжении 3,5 *м* обнажается пологая базальтовая дайка с общим падением на северо-запад: 290°, ∠25—30°. Мощность и простирание дайки очень невыдержанны (от 20 *см* до долей сантиметра). Отмечены пережимы, линзовидные участки, тонкие ответвления, ориентированные в различных направлениях. Контакт дайки с вмещающими габбро-долеритами четкий, приваренный, с волнистыми бухтообразными заливами и короткими боковыми прожилками. В приконтактовой части базальтов имеется закаленная зона и проявления стекла в виде линзочек мощностью до 0,3 *см*. Темным стеклом сложены также тонкие боковые прожилки. Центральная часть дайки имеет полнокристаллическую мелкозернистую структуру.

Стекло приконтактовых частей дайки мало отличается от стекла прожилков, описанных выше. Бурое стекло имеет показатель преломления 1,602±0,002 (47,5% SiO_2, см. рис. 1). Характерно проявление у контакта вариолито-тахилитовой структуры с величиной анизотропных округлых бурых вариолей 0,05—0,08 *мм* в диаметре. Насыщенность стекла вариолями достигает 50—60% от общей массы породы. Здесь имеются одиночные вытянутые микролиты плагиоклаза (0,3—0,05 *мм* на 0,01—0,03 *мм*), ориентированные субпараллельно контакту. Судя по

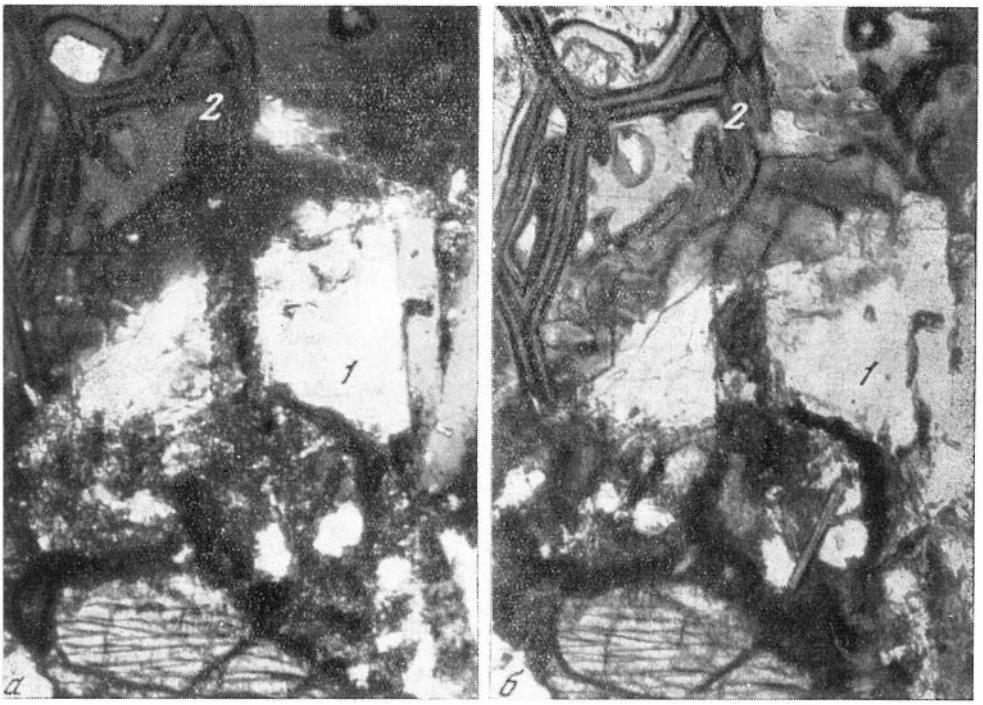


Рис. 2. Реликты кристалла плагиоклаза (*1*) в стекле (*2*). Интрузия Норильск-II. Шл. 658, увел. 50

а — с анализатором; *б* — без анализатора

максимальному углу погасания в зоне $\perp(010)$, в их составе 52—71% *An*-компонента.

В других участках стекло изотропное, зеленовато-желтое ($N=1{,}587\pm$ $\pm 0{,}002$; 49% SiO_2, см. рис. 1), а также фиолетово-розовое ($N=1{,}523\pm$ $\pm 0{,}002$) в непосредственном контакте и вдоль сети трещинок, выполненных зеленым вторичным изотропным материалом ($N=1{,}593\pm 0{,}002$; палагонит?). Стекло имеет ячеистые сетчатые трещинки, напоминающие перлитовую отдельность с диаметром ячеек 0,05—0,2 *мм*.

Большой интерес представляет линия непосредственного контакта стекла и габбро-долерита. В ряде случаев в стекле можно видеть реликты кристаллов плагиоклаза вмещающего габбро-долерита (рис. 2). Вблизи контакта в стекле наблюдаются не только одиночные вытянутые микролиты плагиоклаза (количество их не превышает 5 объемн.%), но и угловатые ксеногенные обломочки плагиоклаза (0,1—0,3 *мм*), явно отторгнутые от плагиоклаза габбро-долерита.

Наибольший интерес представляют жилки, полностью сложенные стеклом, являющиеся апофизами от описанной выше дайки. Ширина их может достигать 0,5 *см*, но чаще 2—3 *мм*. Стекло изотропное, светло-бурое ($N=1{,}602\pm 0{,}002$) до зеленовато-желтого ($N=1{,}587\pm 0{,}002$) с витрофировой структурой. У контактов и вдоль трещинок, отходящих от контакта, выполненных палагонитом? ($N=1{,}593\pm 0{,}002$), располагается розовое стекло ($N=1{,}523\pm 0{,}002$). В стекле имеются как новообразования плагиоклаза № 56—58 (микролиты с размерами 0,08—0,3 *мм* на 0,008—0,05 *мм*), так и мелкие угловатые обломки плагиоклаза и клинопироксена из вмещающих габбро-долеритов. Довольно часто отмечаются мелкие (0,05—0,08 *мм* в диаметре) идиоморфные кристаллики оливина. Они, как и микролиты плагиоклаза, удлинением располагаются субпараллельно контакту (рис. 3).

Контакты стекла неровные, с затеками и корродированием или срезанием прилегающих кристаллов габбро-долерита. В узкой полосе контакта по стеклу часто развивается зеленый изотропный материал (палагонит?; $N=1{,}593\pm0{,}002$). Стекло жилок разбито паутиной трещинок, напоминающих перлитовую отдельность. По некоторым из них стекло преобрело розовую окраску, по другим развивается палагонит?, иногда же вдоль них протягиваются полосы анизотропных вариолитов. В одном шлифе видно, как жилка стекла тупо заканчивается. Затем через интервал 0,8 *мм* измельченного карбонатизированного материала, среди которого сохранились только угловатые обломки плагиоклаза (0,01—0,1 *мм* в диаметре), также резко начинается продолжение жилки (рис. 4). Распределение микролитов вдоль контактов подчеркивает конец и начало продолжения жилки стекла. Вдоль контакта со стороны стекла имеются широкие (до 0,5 *мм*) каймы буровато-зеленого изотропного минерала (палагонита?). В нем сохраняются микролиты плагиоклаза, ориентированные вдоль контактов, как и в стекле. Апофизы от этих каем проникают и в область измельченной породы (см. рис. 4).

В других шлифах иногда хорошо заметны ветвящиеся апофизы стекла, отходящие от основной жилки стекла. В апофизах наблюдается зональное строение (при наблюдении без анализатора). В центральных частях апофиз имеются островки-реликты зеленовато-желтого стекла ($N=1{,}587\pm0{,}002$), окруженные по периферии каймой розового стекла ($N=1{,}523\pm0{,}002$), в свою очередь, сменяющегося каймой зеленого и буро-зеленого изотропного материала, развивающегося по стеклу (палагонит?, $N=1{,}593\pm0{,}002$). Во всех полосах разноцветного стекла имеются микролиты плагиоклаза (№ 62—70), а также обломки кристаллов плагиоклаза (№ 45) и клинопироксена, отторгнутые от вмещающих габбро-долеритов. Контакт стекла достаточно четкий, но не прямой, с многочисленными затеками и апофизами во вмещающие габбро-долериты. С обеих сторон такие апофизы обычно окаймляются полосами тонкозернистого карбоната, которые сливаются с карбонатной и серпентин-хлоритовой оторочкой основной жилки. Среди этой оторочки сохраняются реликты минералов габбро-долерита.

В основной жилке стекла очень хорошо заметен характер перехода светло-зеленого стекла в бурое с появлением в светлом стекле все большего количества анизотропных вариолей бурого цвета (0,01—0,05 *мм* в диаметре), с возникновением вариолито-тахилитовой структуры. Затем происходит слияние их в сплошную бурую массу. Ширина полосы бурого анизотропного стекла около 1 *мм* (структура вариолитовая). Далее от контакта бурое стекло переходит в полосу серого стекла ($N=1{,}597\pm0{,}002$). Здесь, кроме микролитов плагиоклаза (их количество увеличивается до 5% от общего объема породы), присутствуют игольчатые кристаллиты и анизотропные изометричные зерна со средним размером 0,01—0,03 *мм* (по-видимому, выделения клинопироксена). Структура этой полосы от пилотакситовой до гиалопилитовой. В полосе светлого стекла сохраняются идиоморфные кристаллы оливина со средними размерами 0,08—0,16 *мм* в диаметре. Судя по показателю преломления ($Np=1{,}668\pm0{,}002$), в его составе около 17% *Fa*-компонента (Винчелл, 1949). В составе микролитов плагиоклаз содержит 57—70% *An*-компонента (по максимальному углу погасания в зоне $\perp(010)$). Микролиты плагиоклаза в зоне стекла с вариолитовой структурой имеют в составе 70—71% *An*-компонента. Химический анализ описываемого стекла приводится в табл. 2, № 3. Для сопоставления с составом вмещающего безоливинового габбро-долерита интрузии Норильск-II результаты его химического анализа также приводятся в табл. 2, № 4. Под микроскопом видно, что структура вмещающего габбро-долерита меняется от офитовой до пойкилоофитовой. Часты симплектиты — пегматоидные

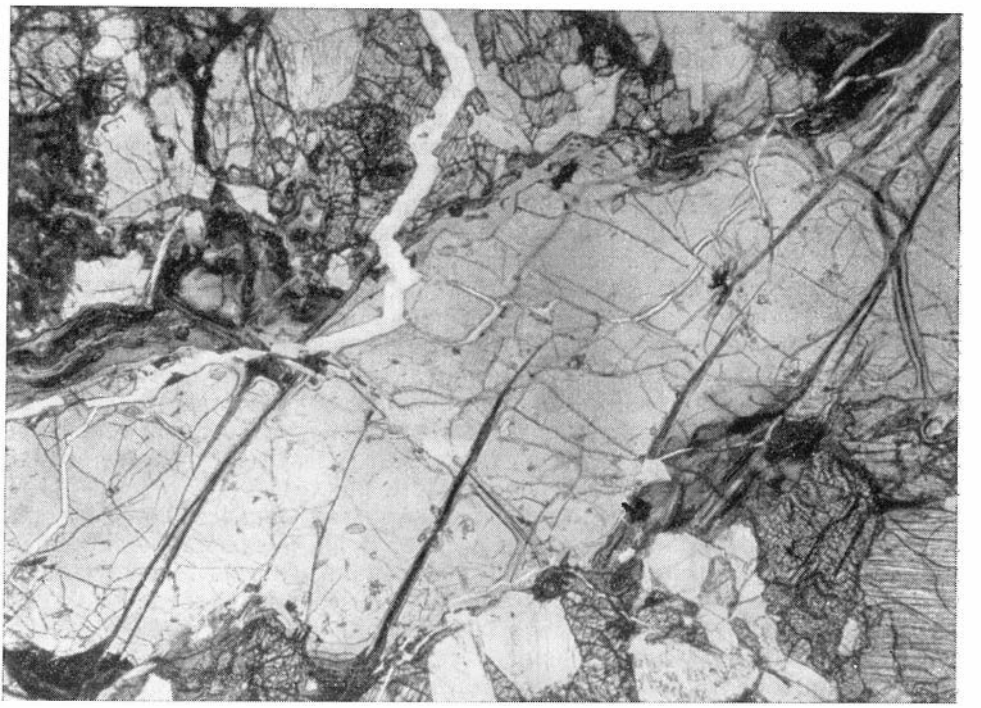


Рис. 3. Субпараллельное расположение микролитов плагиоклаза и кристалликов оливина в жилке стекла вдоль контакта с вмещающими габбро-долеритами. Интрузия Норильск-II. Шл. 658-I, увел. 10, без анализатора

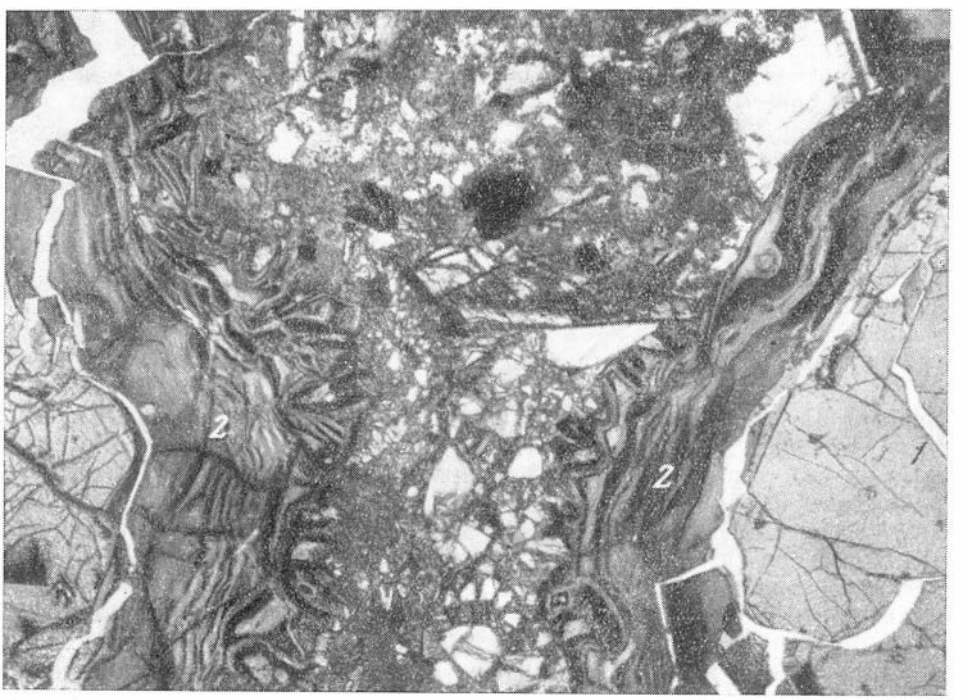


Рис. 4. Интервал в жилке стекла *(1)*, выполненный кластическим материалом (в центре), по которому развивается зеленое стекло (*2*). Интрузия Норильск-II. Шл. 658-I, увел. 40, без анализатора

срастания плагиоклаза и клинопироксена, причем зерна клинопироксена погасают не все одновременно, а группами. Размер симплектитовых участков 0,5—2 *мм* в диаметре. Оливин в породе не отмечен (возможно, замещен вторичными минералами). Плагиоклаз свежий, образует удлиненные таблички в среднем длиной 0,3—2,0 и шириной 0,1—0,6 *мм*. Имеются полисинтетические двойники, отмечена зональность. В составе его 77—52% *An*-компонента. Плагиоклаз слагает не менее 50% от общего объема породы. Клинопироксен представлен изометричными группами зерен 0,1—0,5 *мм* в диаметре, реже наблюдаются вытянутые сечения до 1 *мм*, которые представляют, по-видимому, распавшиеся пойкилокристы. cNg, измеренный методом Д. С. Коржинского (1928), составляет 40,5°; $+2V=49—50°$.

Следует заметить, что пологие маломощные базальтовые дайки с аналогичными зонами стекла были отмечены не только среди безоливиновых габбро-долеритов, но и среди оливиновых габбро-долеритов интрузии Норильск-II (табл. 1, № 4), а также в дайке эруптивной брекчии, прорывающей безоливиновые габбро-долериты интрузии Норильск-II (см. табл. 1, № 5).

Аналогичные, но обособленные (без видимых подводящих каналов) короткие жилки гиалобазальта (мощностью 4—5 *см*) имеются в кровельной приконтактовой части силла оливинового титан-авгитового долерита в нижнем течении руч. Ивакина, в 2—2,5 *км* к востоку от интрузии Норильск-II (см. табл. 1, № 6). Жилки располагаются перпендикулярно контакту и прослеживаются от него на расстояние 1 *м* внутрь силла, не выходя в экзоконтактовые песчаники. По-видимому, они выполняют в силле первичные поперечные трещины растяжения.

Оригинальные сетчатые и густо ветвящиеся маломощные (2—3 *мм*) прожилки гиалобазальта наблюдались нами среди вмещающих пойкилоофитовых долеритов Второго порога р. Курейки (около 100 *км* от ее устья), причем долериты поблизости заметно метаморфизованы (см. табл. 1, № 7). Тонкие жилки ответвляются здесь от подводящей вертикальной более мощной жилы гиалобазальта (мощностью 3—4 *см*).

Самостоятельная интрузия стекла наблюдалась в виде ветвящегося прожилка (рис. 5) переменной мощности (0,5—2,5 *см*) в жильном долеритовом порфирите (мощностью 30—40 *см*) среди базальтов кровли интрузии Норильск-II в ее средней части. Характерной особенностью стекла является очень малое количество микролитов, плохо выраженная их ориентировка относительно контактов, появление сростков микролитов в виде «ежей», отсутствие укрупнения микролитов и возрастания их количества от контакта к центру и, наконец, преобладание вариолито-тахилитовой и вариолитовой структур. Как известно, эти признаки характерны и для псевдотахилитов (Половинкина, 1966). Текстура породы полосчатая, обычно субпараллельная контактам, причем полосы представлены различными структурными разновидностями стекла.

Контакт стекла с вмещающим порфиритом резкий, но извилистый. В эндоконтакте по стеклу (судя по реликтам вариолитовой структуры) иногда образуется кайма зеленого анизотропного вторичного хлоритоподобного минерала ($Ng'=1{,}622\pm0{,}002$; $Np'=1{,}612\pm0{,}002$; удлинение волокон положительное). Структура стекла в различных частях жилки неодинакова. Преобладают бурые и зеленовато-бурые анизотропные участки с вариолитовой и вариолито-тахилитовой структурами, реже наблюдаются участки изотропного светлого стекла (судя по величине $N=1{,}598\pm0{,}002$, в них 48% SiO_2 (см. рис. 1)), где анизотропных вариолей почти нет или они совершенно отсутствуют. Структура здесь витрофировая. Между участками имеются постепенные переходы — от полного отсутствия вариолей в стекле к полному замещению его вариолитом (рис. 6). Вариоли (сферолиты) имеют радиально-волокнистое строение

Таблица 1. **Краткая характеристика находок стекла (химически не анализированного) в траппах**

№ п/п	Место находк I Cl'eКЛа (№ обр.)	Геологическая обстановка	Петрографическая характеристика стекла							Характеристика вмещающей пор:ды
			структура. цвет	стекло		плагиоклаз		оливин		
				N (±0,002)	содержание SiO_2 (см рис. 1), %	количество, размеры	состав (в % Ап-компонента)	количество, размеры	состав (в % Fa-КОiПD!Iента)	
1	Каскадное ущелье в 5 *км* к юга востоку от г. Норильска (182А)	Стекл:ватые зальбанды дол·ритового апофиза (мощность 1 *м*) от ступ нчатой нед'l.j)-фергицирJваиной дайки габбр:-долеритов	Бур:с, нзогропно ; от I ПрJфИj)JВОЙ К пилJ-таксаговой и гиалопилитозой до микродолеритовой структуры (центр дайки), на рассгая.ши 1 *см*	1,600—1,604	47—48	От 1 до 5—10%; 0,08—0.2 *мм* в длину, 0,01—0,008 *мм* в ширину. Пр:-сты двойники	Альбитизнрован (№ 0—20)	Ед.; 0,1—0,3 *мм* в Днаметр	Псевдоморфизован вторичными Jн,шералами	Диабаз. Плагиоклаз альбитнзирJван, Клинопир : сен амфиболизирJван, структура диабазовая
2	IОжная часть интрузии I-Iорильск-11, руч. Сандра (640 в)	СтекJI:ваты зальбанды базальтовой дайки (мощность 3,2 *м*), секущей безоливнно выгаббр:-долериты южной части интрузин Норильск-!!	Серое, изотрапное; от витрофирэвой к пилотакситовой н микрJдолеритовой структуре, на расстоя.шн 1 *см*	1,604—1,606	47—47,5	От 1 до 10%, 0,08—0,16 *мм* в длину, 0,008—0,03 *мм* в ширину. Простые двойники	50—70	Ед.; 0,08—0,16 *мм* в диаrrетре	[illegible] (Np=1,677)	Безоливииовые габбродол<ритьг. Плагиоклаз № 70 (50%), кли опироксен ($2V$=+53°; cNg=41°). Структура от пойкилоофитовой до апопойкилоофитовой
3	Ср дняя <шсть интрузии Норильск-Н, руч. Рудный (657 Г)	Тонкие (от 2,5 *см* ДJ нескольких милJИМетр:в), ве·гвящиеся прожилки гналобазальта (со стекл:it в ко.rтактах) по трещинам отдельности в габбродолерите. Контакт резкий, но нер:виый	Светло-бурае до сер:-го, изотр)штое; от ВитрJфЩ))ЗОЙ к пилотакситовой до гналопилитовой структуры, на расстоюнш 3 *мм*	1,576—1,580	50—50,5	2—3% (у контакта) и до 50% (в центр); 0,08—0,3 *мм* в длину и 0,005—0,03 *мм* в ширину. Просты двойники	От 58—55 (у контакта) до 57—55 (в центральных частях жилок)	Ед.; 0,1 *мм* в диаметре	Псевдомор ; jшзован вторичными минералами	Б золнвиаовый габбро-долерит. Плагиоклаз №77—52 (50%), клииопироксен (+$2V$=49—50°; cNg=40,5°). Структура офитовая до пойкилоофитовой и симпле<титовой
4	Северная часть интрузии Норильск-11, скв. 1514, глуб. 289,5 *м* (1514/289.5)	Пологая маломащная базальтовая дайка среди оливиновых габбро-долеритов. В контакте — стеi<JIO, мощность несколькоIшллиметров	БурJс до серого, слабо аниJотр:пное; пилотакситовая структура	1,636—1,634	45,4	До 20%; 0,08—0,3 *мм* в длину, 0,004—0,03 *мм* в в ширину. Прастые двойники	56—66	Ед.; 0,05—0,1 *мм* в диаметр	Пссвдомарфизован вторичными минералами	Оливююовый габбродал· рит с пойкилоофитовой структурой. ПлагиоJлаз № 76—88 (50%), Iклшюпироксен (45%) частично амфиб:лизироваиный, оливин (5%) замещен
5	Ср дняя часть иитрузии Норильск-Н, руч. Рудный (744 Б)	Пологая базальтовая дайка (мощность 0,2 *м*) со стеклом среди эруптивной брекчии, прорывающей безоливиновые габбро-долериты	Бурое до серо!·о (в 2 *мм* от контакта); вариолито-тахилитовая, пнлотакситовая, гиалопилитовая структура, на расстоянии 3 *мм*	1,562	52,5	От елипич"ЫХ (0,1—0,2 *мм* в длину) до 50% лейст (0,2—0,3 *мм* в длину)	53—61	До 10%; 0,05—0,08 *мм* в ДНамет	То же	Эруптивная брекчия. Структура обломочная, с магматическим цементом. В отдельных участках близка обычным габб р-долеритам

Таблица 1 (окончание)

№ п/п	Место находки стекла (№ обр.)	Геологическая обстановка	Петрографическая характеристика стекла							Характеристика вмещающей породы
			структура, цвет	стекло		плагиоклаз		оливин		
				N (±0,002)	содержание SiO_2 (см. рис. 1), %	количество, размер	состав (в % Ап-компонента)	количество, размеры	состав (в % Fa-компонента)	
6	Приустьевая часть руч. Ивакига, в 7 км к юга-востоку от Норильска (559-5)	Изолированные прожилки (мощность 4,5 см) гналобазальта в кровельной части силла оливинового долерита, перпендикулярно контакту. Контакт резкий, неровный	Зеленовато-желтое до светло-бурого и серого; витрофировая до вариолитто-тахилитовой к гиалопилитовой до интерсертальной структуры	1,644	45—44	От единичных (0,005—0,1 мм в длину у конгакта до 5—7% в 0,5 см от него и до 50% в центральной части жилок (0,3—0,8 мм в длину)	60—70 50—70 60—70	Ед.; 0,08—0,1 мм в диаметре	25 (Np=1,682)	Оливиновый титан авгитовый долерит с пойкилоофитовой структурой. Оливин с $2V$ = —87°, ~20% Fa-компонента (~10%); клинопироксен с $2V$=+44° (~40%), плагиоклаз № 66—48 (~50%)
7	Интрузия Второго Порога по р. Курейка (33м/60)	Вствящиеся жилки (типа сетчатых) гналобазальта в пойкилоофитовом долерите. Мощность жилок 2—3 мм, подводящей жилы 3—4 см	Серое, анизотропное в интерсрегциях; гналопилнтопая до интерсертальной структуры	1.655—1,670	40—45	До 50%; 0,08—0,16 мм в длину. Простые и полисинтстические двойники	60—72	1—2%; 0,01—0,1 мм в диаметре	25 (19—29); Nm=1,706 (—2V=89—84°)	Долерит с пойкилоофитавой структурой. Плагиоклаз № 76—70 (~50%), амфиболизированный клинопироксен (50%)
8	Восточная часть Талнахской интрузии, скв. 493, глуб. 422,5 м	Жилка стекла с включгием обломков кристаллов. Мощность 2—2,5 мм сроди Такситовых габбро-долеритов	Бурое, изотропно; структура самой породы бржчигвидная, цемента - витрофировая (его 30—70%)	1,582	48	Нет	—	Нет	—	Такситовый габбро-долерит и габбро. Плагиоклаз № 72 (>50%), клинопироксен. Структура пойкилоофитовая. Текстура атакситован
9	90 км к востоку от г. Норильска. Кивля и интрузии Накохоз, нскрытая руслом ручья (916, 918)	Неправильной формы обособления	Серое, изотропно, гятнисто; структура от витрофировой до микролитовой	1,590	49	—	—	»	—	Среди метасоматитов эндо-н экзоконтактов дифференцированной интрузии Накохоз

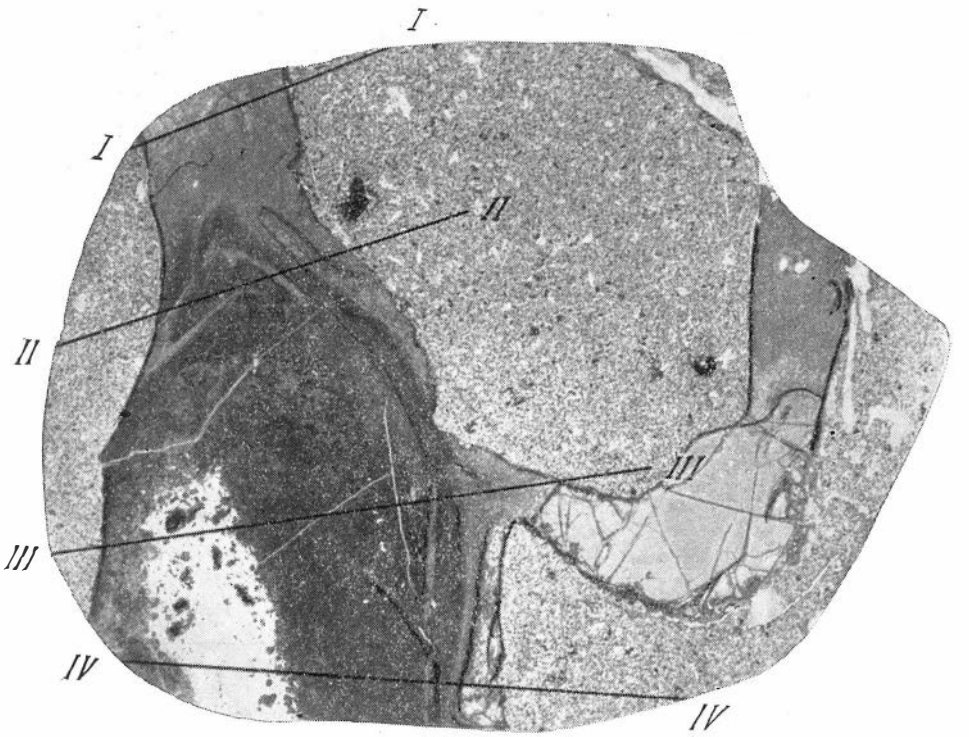


Рис. 5. Общий вид ветвящегося прожилка стекла в дайке долеритового порфирита. Кровля интрузии Норильск-II. Шл. 670-с, увел. 2, без анализатора. Цифрами обозначены разрезы, описание которых дано в тексте

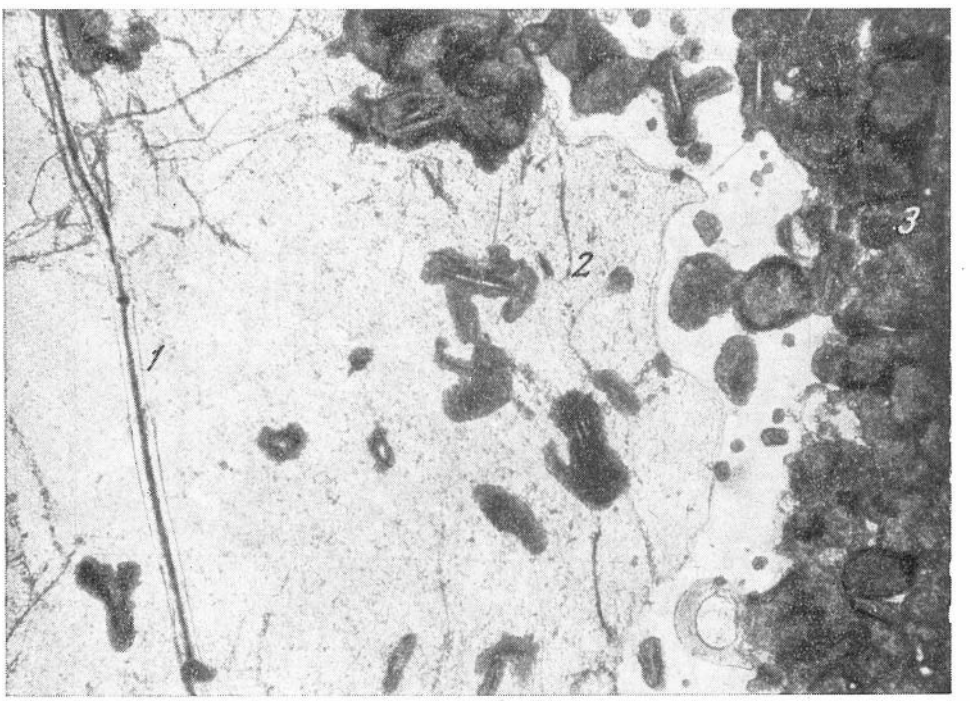


Рис. 6. Переход от витрофировой (*1*) к вариолитотахилитовой (*2*) и вариолитовой (*3*) структуре. Шл. 670-с, увел. 90, без анализатора

и бурый до светло-розового цвет. Размер их колеблется в пределах от 0,08—0,16 до 0,5 *мм* в диаметре. Вариоли могут различаться по составу, судя по их средним показателям преломления (±0,002) : 1,568; 1,608—1,616 (наиболее распространены) и 1,624. Желтое стекло, располагающееся среди сферолитов, имеет $N = 1{,}557 \pm 0{,}002$ (в составе около 53% SiO_2, см. рис. 1). По простиранию жилки разрез от контакта к контакту не выдерживается, поэтому дадим краткое петрографическое описание ее по четырем разрезам.

По разрезу *I—I* (см. рис. 5) прямо у контакта стекло имеет вариолитовую структуру. С приближением к другому контакту имеет место переход к стеклу с одиночными вариолями. Ветвящаяся сеть трещинок (с ячейкой 0,1—0,5 *мм* в диаметре) напоминает перлитовую отдельность и распространена в жилке повсеместно.

По разрезу *II—II* у контакта светло-розовое до сплошного бурого пятнистое стекло с вариолитовой структурой. Распределение агрегатов сферолитов с различной по интенсивности окраской неравномерное, иногда в виде четких прожилков и линз. Иногда резко меняется размер вариолей, например (в *мм*): 0,08—0,16 в самом контакте, 0,16—0,5 в 1 *мм* от него и до 0,01—0,05 у второго контакта. В центральных частях вариолитов иногда находятся вытянутые микролиты плагиоклаза, иногда сростки микролитов в виде «ежей». Вариоли резко анизотропны, в скрещенных николях имеют кресты погасания.

Вдоль разреза *III—III* (см. рис. 5) наблюдается следующее строение. В самом контакте имеется тонкая (0,1 *мм* в ширину) каемка серого слабо анизотропного стекла, насыщенная мельчайшими игольчатыми кристаллитами. Вариолей здесь нет. Далее в интервале 2 *мм* располагается бурое анизотропное стекло с вариолитовой структурой (диаметр вариолитов 0,08—0,3 *мм*). Затем в интервале 0,5 *см* наблюдается стекло с одиночными крупными вариолями до 0,5 *мм* в диаметре. Только центральная часть этой полосы свободна от вариолей и целиком сложена бесцветным изотропным стеклом с редкими одиночными микролитами плагиоклаза (0,08—0,16 *мм* в длину). Судя по максимальному углу погасания в зоне $\perp (010)$, в них содержится 54—56% *An*-компонента. В промежутке между полосами структура породы вариолито-тахилитовая. Далее в интервале 0,5 *см* опять присутствует бурое стекло с вариолитовой структурой, на фоне которой появляется большое количество волосовидных кристаллитов и небольшое количество микролитов плагиоклаза. Серые войлоковидные агрегаты с радиально-лучистым строением, по-видимому, представляют результат более полной раскристаллизации вариолей. Иногда они располагаются в центральных частях бурых вариолей. Иногда эти сферические образования сливаются в сплошную войлоковидную землистую слабо анизотропную массу, среди которой лишь кое-где проглядывают бурые анизотропные вариоли. Микролиты плагиоклаза располагаются беспорядочно в количестве 1—3% от общей массы. Эта полоса сменяется участком бурого вариолита с полосчатой текстурой, субпараллельной контакту. Полосы внутри него разнятся оттенком бурой окраски (от красноватого до светло-розового), степенью анизотропии вариолей, их размером и четкостью их индивидуального ограничения. В пределах этого участка обнаружен ксенолит вмещающего долерита размером 0,8 *мм*×0,2 *мм*. Удлинение субпараллельно контактам. Следующая, примыкающая к контакту[1] полоса сложена красновато-бурым пятнистым стеклом со структурой от вариолитовой до вариолито-тахилитовой. Четкие индивидуальные ограничения вариоли имеют только на переходе к предыдущей полосе. От этой основной

[1] В самом контакте с вмещающими порфиритами имеется полоса шириной 0,2—0,3 *мм*, сложенная буровато-зелеными продуктами изменения стекла и частично вмещающего долерита, в который ответвляются подобные же прожилки.

Таблица 2. **Результаты химических анализов стекол и других пород (в вес. %)**

Компоненты	Сибирская платформа														Южная Африка			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	46,68	46,93	47,93	47,04	49,72	49,78	45,01	47,71	46,85	47,48	47,61	49,80	48,21	46,01	49,22	58,93	50,39	52,5
TiO_2	1,30	1,42	1,46	0,70	0,90	0,90	0,79	1,20	0,65	1,19	1,25	1,50	1,87	1,23	1,45	1,24	1,56	1,0
Al_2O_3	15,60	17,37	13,92	15,28	15,87	15,87	12,60	14,86	15,04	15,39	15,42	16,10	14,47	15,01	16,57	12,76	12,96	15,4
Fe_2O_3	2,16	6,34	3,06	2,00	1,40	1,86	4,33	4,38	3,46	2,35	2,71	3,50	4,56	3,26	4,26	0,56	0,36	1,2
FeO	10,28	6,96	13,00	8,76	9,91	8,81	6,03	8,08	5,89	8,80	8,71	9,10	10,05	8,56	6,49	7,37	7,23	9,3
CaO	12,95	8,09	9,64	12,32	9,86	10,97	15,56	8,05	7,38	10,17	9,20	11,20	9,61	10,13	6,85	3,78	5,37	10,3
MgO	6,44	5,78	5,36	6,61	6,79	5,40	11,01	7,83	11,40	8,18	8,62	5,70	6,04	9,69	5,35	1,74	1,28	7,1
MnO	0,23	0,16	0,24	0,14	0,17	0,19	0,17	0,20	0,15	0,17	0,19	0,20	0,23	0,20	0,08	0,07	0,05	0,2
K_2O	0,50	0,18	0,19	0,42	0,91	0,55	0,57	0,89	0,57	0,95	1,40	0,70	0,86	0,53	1,48	0,82	0,88	0,8
Na_2O	2,36	2,02	2,02	2,22	2,00	2,18	1,82	3,35	4,09	2,19	1,92	2,20	1,92	1,85	2,24	3,13	2,09	2,1
P_2O_5	0,16	0,20	0,15	0,09	0,03	0,03	0,16	0,15	0,16	0,09	0,09	—	0,22	0,21	0,23	0,33	0,22	0,1
П. п. п.	0,90	1,99	2,48	4,47	1,76	2,40	2,37	3,11	4,01	2,45	2,56	—	—	2,50	3,67	8,73	6,54	—
H_2O^-	0,40	2,50	Не обн.	—	0,08	0,56	Не обн.	0,18	0,10	0,16	Не обн.	—	0,94	0,64	2,26	0,51	0,88	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	» »	Не обн.	0,46	0,46	0,27	—	—	—	—	0,28	0,11	—
$S_{общ}$	—	—	0,02	—	—	—	0,13	0,22	0,20	0,15	0,09	—	—	—	—	0,07	Сл.	—
Сумма	99,86	99,94	99,57	100,05	99,40	100,40	100,45	100,21	100,41	100,18	99,76	100,00	—	100,00	100,15	100,32	99,98	100,0

Таблица 2 (окончание)

Числовые характеристики анализированных стекол по А. Н. Заварицкому (1950)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
a	5,7	5,1	4,9	5,6	5,8	5,7	4,6	8,9	9,8	6,3	6,4	5,9	5,8	4,9	7,1	8,8	6,6	5,9
c	7,8	10,3	7,2	7,9	8,0	8,3	5,8	5,7	5,1	7,5	4,1	8,3	7,0	7,9	7,8	4,9	6,4	7,4
b	31,5	24,6	30,2	30,0	27,2	25,6	39,6	29,3	31,9	30,0	33,3	26,4	29,4	32,0	27,0	11,7	11,6	27,3
S	55,0	60,0	57,7	56,5	59,0	60,4	50,0	56,1	53,2	56,2	56,2	59,4	57,8	55,2	58,1	74,6	75,4	59,4
f'	38,0	54,1	51,5	35,0	40,2	40,6	23,0	40,1	27,2	35,0	33,0	43,3	47,6	31,2	37,2	71,3	71,2	36,3
m'	35,5	44,1	31,7	39,2	43,6	37,3	45,7	45,6	60,5	47,0	45,0	35,5	36,0	53,8	34,2	27,4	21,4	46,3
c'	26,5	1,8	16,8	25,8	16,2	22,1	31,3	14,3	12,3	18,0	22,0	21,2	16,4	15,0	28,6	1,3	7,4	17,4
n	87,8	94,0	91,0	90,0	76,0	87,5	83,1	84,0	92,0	78,3	68,5	83,2	76,0	86,0	65,4	85,0	81,5	79,0
t	2,0	2,3	2,3	1,1	1,3	1,3	1,3	1,9	1,0	1,9	1,9	2,7	2,9	1,9	2,4	1,5	1,9	1,2
φ	6,2	24,0	8,8	5,7	5,1	6,7	9,0	3,9	9,5	6,6	7,2	11,0	13,0	9,3	13,8	5,0	4,0	3,5
Q	−9,2	−0,5	−1,6	−6,1	−1,6	+1,1	−5,0	−11,3	−18,3	−7,7	−4,5	−1,6	−3,0	−7,3	−5,8	+26,7	+31,2	−0,4
К. ф.	66	70	75	62	63	67	49	57	45	58	56	69	72	55	67	81	86	60
d_V	3,00	—	2,85	—	2,79	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,68	2,40	2,475	—
N	1,634	1,602	1,602	—	1,598	—	1,594	—	1,600	—	—	—	—	—	1,589	1,518	1,553	

1 — стекло из эндоконтакта Анакитской дифференцированной интрузии; 2 — стекло из интрузивной жилы стекла в туфолавовой толще триаса, р. Нижняя Тунгуска, 2 *км* выше пос. Тура; 3—4 — стекло (3) из эндоконтакта базальтовой дайки в безоливиновом габбро-долерите (4) интрузии Норильск-II; 5—6 — стекло (5) из жилок в центральной части дайки долеритового порфирита (6), кровля интрузии Норильск-II; 7—9 — псевдотахилитовые образования из интрузии Макус; 10—11 — габбро-долериты интрузии Макус; 12 — средний состав нормального траппа; 13 — средний состав Анакитской интрузии (Ревердатто, 1963); 14 — средневзвешенный состав интрузии Норильск-II, содержащей, в том числе, 0,18% Cr_2O_3 (Золотухин, Васильев, 1967); 15—17 — стекло из силла Верулам (15) и силла Эффингам (16—17) (Кент, Френкель, 1950); 18 — средний состав долерита Карру, по 43 химическим анализам (Кент, Френкель, 1950).

полосы стекла ответвляется апофиз мощностью 3—5 *мм* (см. рис. 5). В 2—3 *мм* от основной жилки он имеет окраску от бурой до пятнисто-бурой и вариолитовую структуру, которая затем переходит в вариолито-тахилитовую и витрофировую, и начинается участок светлого изотропного стекла ($N = 1{,}598 \pm 0{,}002$). Интересно, что в пределах этого перехода вариоли могут располагаться и вдоль жилок, как бы нанизываясь на них,— возникают бурые анизотропные жилки шириной около 0,1 *мм*. Затем по простиранию апофиза прослеживается только изотропное светлое стекло, пересеченное зональными жилками розового стекла ($N = 1{,}521 \pm 0{,}002$) по периферии и буровато-зеленого в их центре ($N = 1{,}520 \pm 0{,}002$). Эти жилки ответвляются от аналогичных приконтактовых зон, окаймляющих жилку светлого стекла. Микролиты плагиоклаза в стекле очень редки. Ближе к концу апофиза опять вдоль сети трещинок появляются прожилки вариолей. Здесь на протяжении 2—3 *мм* совершается переход от витрофировой к вариолитовой структуре. Диаметр вариолей 0,05—0,15 *мм*. Для апофиза стекла характерна сеть трещинок, напоминающая перлитовую отдельность. В конце апофиза с обеих сторон вдоль внешнего контакта располагаются жилки крупнозернистого карбоната.

Разрез IV аналогичен III, но зоны становятся шире, достигая 2,5 *см*. Результаты химического анализа стекла и вмещающего долерита приводятся в табл. 2, № 5, 6

Под микроскопом видно, что структура вмещающей стекло породы порфировидная, структура основной массы — долеритовая. Порфировые выделения (0,5—0,8 на 0,08—0,2 *мм*) представлены главным образом зональным плагиоклазом (№ 75—70) и реже клинопироксеном (0,1—0,2 *мм* в диаметре). Вкрапленники составляют до 5—10% от общего объема породы. Отмечаются все переходы от вкрапленников к микровкрапленникам и зернам основной массы, которая представлена лейстами плагиоклаза (до 0,2 *мм*) и изометричными зернами (до 0,01 *мм*) клинопироксена, располагающегося в интерстициях. Около 50% основной массы составляет плагиоклаз. В его составе около 70% *An*-компонента. Отмечены единичные изометричные псевдоморфозы (0,1—0,3 *мм* в диаметре) карбоната и хлоритоподобного минерала, по-видимому, по оливину. В основной массе имеется сыпь мелких зерен магнетита.

СТЕКЛА, ПЕРЕХОДНЫЕ К ПСЕВДОТАХИЛИТАМ

Совершенно особый случай представляет находка буровато-серого стекла в стеблевидном микропрожилке магматической брекчии в такситовых габбро-долеритах восточной части Талнахской интрузии (см. табл. I, № 8). Прожилок, как можно видеть на рис. 7, имеет мощность 2—2,5 *мм* и длину около 2 *см*, тупо оканчиваясь с одной стороны и постепенно выклиниваясь с другой. Сложена жилка брекчией, в которой угловатые обломки (средний размер 0,01—0,1 *мм*), представлены почти исключительно клинопироксеном[1] и редко плагиоклазом. Цемент представлен серовато-бурым непрозрачным изотропным стеклом и составляет 30—70% от общего объема брекчии. Микролиты плагиоклаза и выделения оливина в стекле не отмечены. Вытянутые обломки кристаллов располагаются удлинением субпараллельно контактам с вмещающими такситовыми габбро-долеритами, т. е. материал брекчии двигался. Кое-где видно слияние краевой части обломков плагиоклаза со стеклом. Цементирующий материал, возможно, представляет собой стекло, близкое по составу к плагиоклазу (при $N_{\text{стекла}} = 1{,}582 \pm 0{,}002$ оно содержит

[1] Показатель преломления клинопироксена из прожилка $Np' = 1{,}692$; из вмещающих такситовых габбро-долеритов $Np' = 1{,}694$.

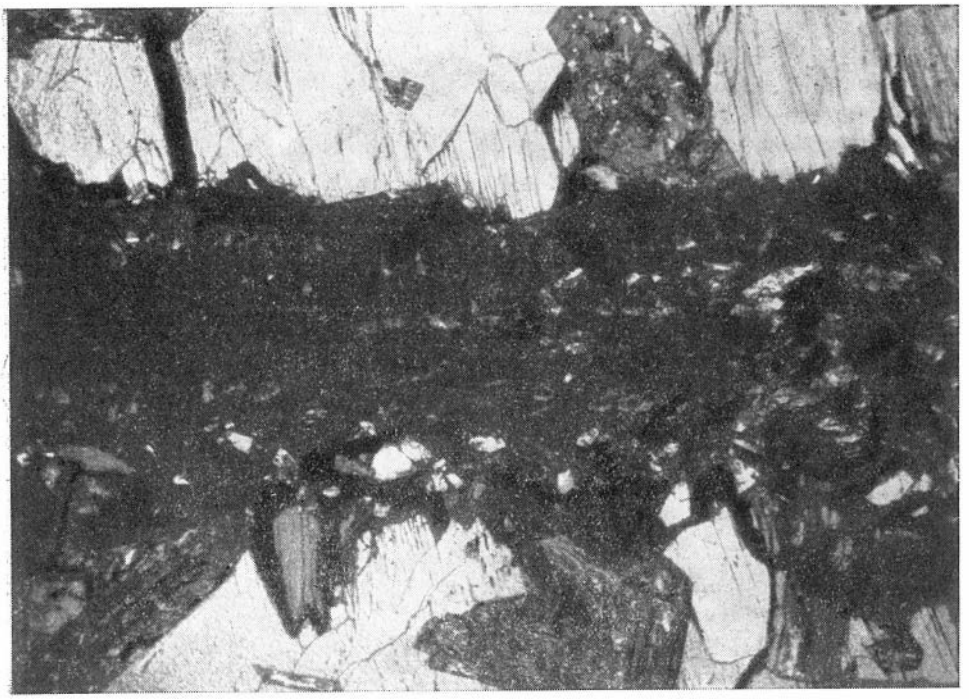


Рис. 7. Жилка магматической брекчии со стеклом в цементе среди такситовых габбро-долеритов. Интрузия Талнах. Шл. 422 (5), скв. 493, увел. 20, с анализатором

48% SiO_2, см. рис. 1), судя по малому количеству обломков плагиоклаза в брекчии. Контакты жилки очень четкие (приваренные) с кристаллами как плагиоклаза, так и клинопироксена, кое-где она пересекает монолитно гаснущие ойкокристы клинопироксена. По своим особенностям эта жилка уже ближе к псевдотахилитам, чем к собственно тахилитам, так как образование ее, очевидно, обязано селективному плавлению на месте части передробленного материала вмещающей породы. Интересно напомнить в связи с этим о присутствии передробленного материала и в перерыве жилки стекла, описанной выше (см. рис. 4), где угловатые обломки являются реликтом исходного для плавления материала и почти отсутствуют в других частях жилки, где плавление закончилось.

Чрезвычайно интересные стекловатые образования, сходные с псевдотахилитами, были отмечены нами в пределах недифференцированной интрузии Макус и в кровле дифференцированной интрузии Накохоз, в 90 *км* к востоку от г. Норильска.

Интрузия Макус сложена среднезернистыми оливинсодержащими габбро-долеритами, состоящими примерно из равных количеств плагиоклаза и клинопироксена, а также 3—10% оливина и целого ряда вторичных минералов (альбит, хлорит, амфибол и др.). Структура пород офитовая, участками пойкилоофитовая. Зональные кристаллы плагиоклаза (до 2 *мм* по удлинению) содержат 84—42% *An*-компонента (центр→край). Более крупные зерна клинопироксена (2,5—3,5 *мм*) имеют следующие оптические свойства: $Ng = 1{,}700$; $Np = 1{,}678$; $cNg = 40°$; $2V = +48°$. Округлые зерна оливина (0,2—0,5 *мм*) содержат 35% *Fa*-компонента ($2V = -84°$; $Np = 1{,}702$).

Интенсивно дробленные и сильно измененные процессами автометаморфизма породы интрузии вскрыты на протяжении нескольких сотен метров в левом борту р. Макус. Благодаря широкому развитию метасо-

Рис. 8. Контакт псевдотахилитовых образований (*1*) с псевдобрекчией габбро-долеритов (*2*). Интрузия Макус. Обр. 939в

матических процессов[1] свежие или мало измененные габбро-долериты сохранились только в отдельных участках. Химические анализы габбро-долеритов (см. табл. 2, № 10, 11) интрузии не идентичны, но близки и существенно не отличаются от химических анализов оливиновых габбро-долеритов дифференцированных интрузий.

Интересующие нас стекловатые образования в свое время были отмечены М. Е. Яковлевой и отнесены к афанитовым разностям габбро-диабазовой интрузии. Как оказалось при детальном изучении обнажения и керна разведочной скважины № 31, темно-серые, почти черные плотные афанитовые породы встречаются в различных участках интрузии, тяготея к зонам интенсивного дробления и метасоматического изменения пород массива.

Наблюдаемые взаимоотношения между стекловатыми образованиями и вмещающими их породами позволяют говорить о появлении псевдотахилитов после становления габбро-долеритовой интрузии, но до начала процессов скарнообразования. Развиваясь по габбро-долеритам и псевдотахилитам, метасоматические породы нередко затушевывают контакты между ними и сильно затрудняют изучение морфологии псевдотахилитовых тел.

Там, где сохранились контакты псевдотахилита с породами интрузии, хорошо заметна своеобразная петельчатая текстура и реликтовый характер габбро-долеритов, имеющих вид угловатых обломков, сцементированных черным стекловатым материалом (рис. 8). Мощность псевдотахилитовых жил в таких участках точно не установлена, но, по-видимому, не превышает 10—15 *см*.

Под микроскопом контакт псевдотахилита с габбро-долеритом слабо волнистый, резкий. Как правило, вдоль контакта, а также по системе

[1] С интрузией Макус пространственно и генетически связано одноименное скарновое железорудное месторождение.

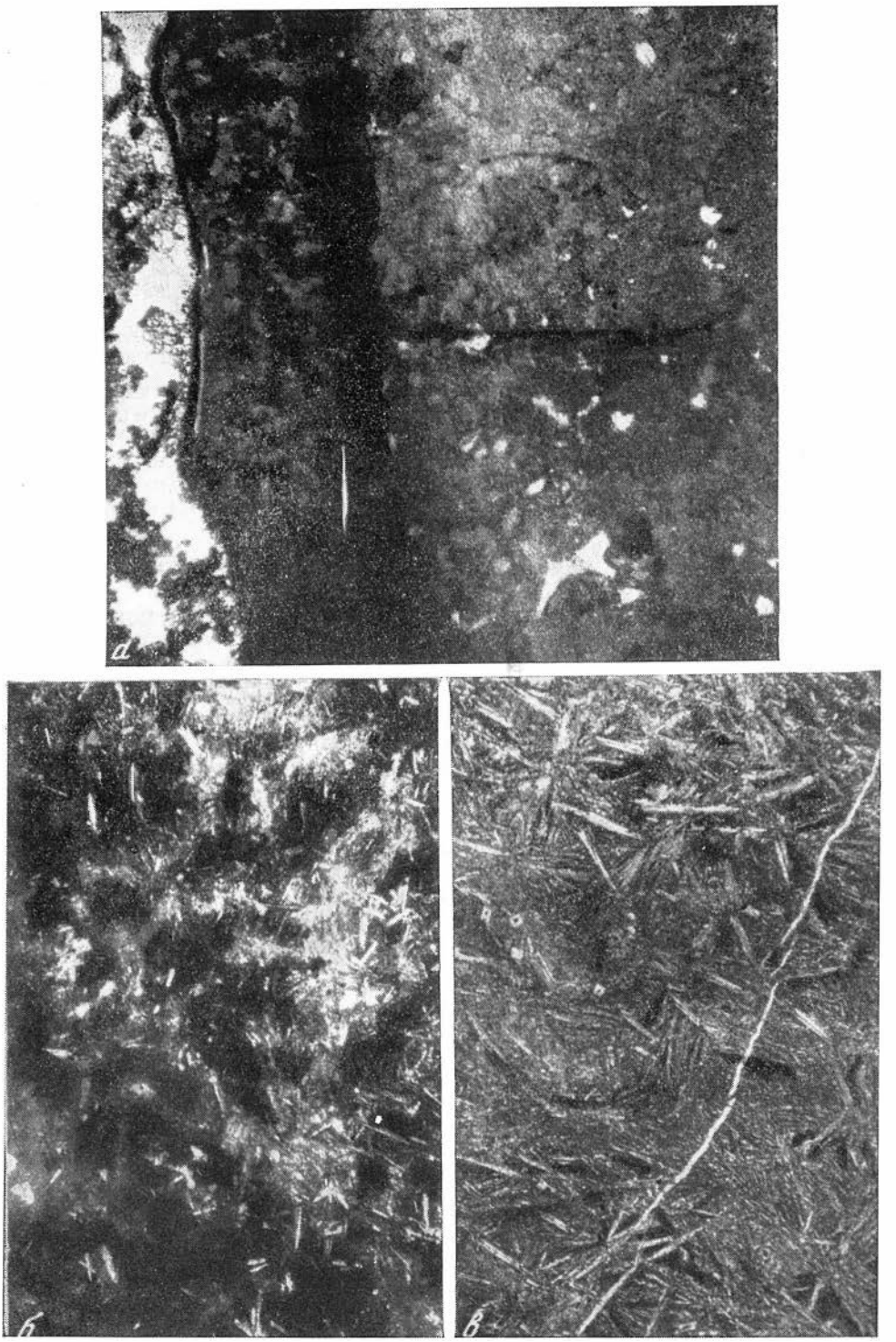


Рис. 9. Характер изменения структур: от витрофитовой в эндоконтакте (*а*) к гиалопилитовой в 0,5 *см* от контакта (*б*) и псевдотахилитовой в центральных участках (*в*) псевдотахилитовых тел. Шл. 936в, увел. 65, без анализатора

трещин в габбро-долерите и псевдотахилите развиваются маломощные зонки (0,5—2,0 *мм*) более поздних минералов (клинопироксен, эпидот, пренит, кальцит и др.) и происходит осветление боковых пород, что хорошо заметно на рис. 8.

В шлифах в строении псевдотахилитовых тел от контакта с габбро-долеритами к центру можно выделить три зоны с постепенными взаимопереходами (рис. 9).

Первая зона в эндоконтакте с габбро-долеритом мощностью 1,0—2,0 *мм*, сложена коричневато-серым полупрозрачным, изотропным в скрещенных николях стеклом с высоким показателем преломления ($N=1{,}705\pm0{,}002$). Следующая зона (2,5—5,0 *мм*) состоит из более темноокрашенного стекла с участками микропсевдосферолитовой структуры и редкими группами микролитов полевого шпата, количество которых увеличивается к периферии зоны. Показатель преломления стекла уменьшается до 1,648. Основная масса породы имеет псевдотахилитовую структуру и состоит из непрозрачного, почти черного стекла ($N=1{,}594\pm\pm0{,}002$) с массой звездчатых агрегатов микролитов полевого шпата, количество и величина которых несколько возрастают к центральным частям жил. Отсутствие какой-либо ориентировки микролитов, свидетельствующей о движении расплава, является характерной чертой псевдотахилитов Макуса (и Накохоза).

В других участках обнажения псевдотахилиты сохранились лишь как реликтовые обособления среди метасоматических пород. В шлифах можно наблюдать все стадии замещения псевдотахилитов метасоматитами. В первую очередь вдоль контактов и по системе трещин в породе развивается агрегат мелких зерен клинопироксена, иногда образующий мономинеральные оторочки вокруг «обломков» псевдотахилитов. Более широкое развитие метасоматических минералов (гранат, эпидот, пироксен, альбит, кальцит и др.) приводит к полному замещению псевдотахилитов, реликты которых в виде неправильных пятен с нечеткими границами иногда отмечаются в шлифах.

Аналогичные стекловатые образования ($N_{\text{стекла}}=1{,}590\pm0{,}002$) были встречены нами среди интенсивно метасоматически измененных пород верхних горизонтов и кровли интрузии Накохоз. Псевдотахилиты, хорошо заметные благодаря черной окраске в обнажениях левого борта руч. Накохоз, сохранились здесь в виде небольших линзовидных участков и неправильных «обломков», сцементированных метасоматитами (см. табл. 1, № 9).

О ГЕНЕЗИСЕ ТАХИЛИТОВ В ТРАППАХ

Как известно, псевдотахилитам посвящено большое количество работ (см. обзоры в статьях: Салоп, 1949; Лутц, 1962; Philpotts, 1964), но единогласие в оценке их генезиса до сих пор отсутствует. Имеются точки зрения, предполагающие обычный их магматический генезис, возникновение путем расплавления вмещающих пород под воздействием магматических эманаций и, наконец, представление о возникновении их при тектонических движениях в зонах дробления, которое разделяется с теми или иными оговорками большинством исследователей псевдотахилитов.

Различные мнения, по-видимому, отражают многообразие процессов, приводящих к их возникновению. Это, очевидно, характерно и для условий образования тахилитов. Больше того, в областях развития магматических пород не всегда представляется возможным, как это было показано выше, однозначно назвать породу тахилитом или псевдотахилитом, что, вероятно, объясняется общностью причин, порождающих те и другие. В общем случае можно представить себе целый комплекс

причин, приводящих к их возникновению, причем резкое преобладание одной из них (например, тектонических движений в зонах дробления) приведет к образованию псевдотахилита в наиболее ярком его выражении, в других случаях причинность менее определенна. Дело осложняется тем, что в псевдотахилитах отсутствует полная тождественность химических составов вмещающих пород и выплавок, хотя они обычно и близки (Лутц, 1962). Правильнее всего, по-видимому, считать тахилиты и псевдотахилиты двумя крайними представителями генетического ряда стекловатых пород, между которыми имеются все переходы.

Как можно было видеть на фактическом материале, изложенном выше, однозначную интерпретацию генезиса допускают лишь «собственно тахилиты», которые являются «первично»-магматическими. Это стекловатые закраины мелких и крупных интрузивных траповых тел с составом, приближающимся к средневзвешенному составу интрузии (например, Анакитская интрузия; Ревердатто, 1963), а также обломки стекла из пирокластики (Олейников, Слепцова, 1967). Что касается находок стекла и гиалобазальта в виде мелких ветвящихся жилок, то здесь однозначность отсутствует и если не все, то часть из них может расцениваться как результат вторичного плавления на месте с незначительным движением вторичного расплава в пределах трещин, вдоль которых начинается плавление. На движение расплава в большинстве случаев указывает ориентированное расположение удлиненных микролитов плагиоклаза и зерен оливина субпараллельно контактам с вмещающими траппами. Следы плавления на месте вмещающих траппов четко фиксируются в целом ряде случаев по характерным «структурам просвечивания» вдоль неровных контактов, причем видно, что первым в плавление вовлекается плагиоклаз, кристаллы которого интенсивно корродируются расплавом. Обломки раздробленных кристаллов клинопироксена могут в значительных количествах оставаться нерасплавленными, как в случае жилки магматической брекчии Талнаха. Реликты обломочного материала, принадлежащего вмещающим породам, вдоль трещин, выполненных стеклом, указывают на предварительное их брекчирование, т. е. следует предполагать какие-то механические подвижки вдоль этих плоскостей. Наконец, случаи удивительного сходства химического состава (см. табл. 2 и рис. 10) стекла из прожилков и вмещающих их пород также подтверждают возникновение первых за счет переплавления вторых. Это относится и к ветвящимся базальтовым жилкам, располагающимся по трещинам отдельности вмещающих безоливиновых габбро-долеритов интрузии Норильск-II.

Следует отметить также очень близкую во времени последовательность возникновения вмещающих пород и прожилков стекла, так как автометаморфические изменения, связанные с первыми, накладываются не только на них, но и на материал прожилков стекла. Жилки бурого амфибола, хлорита и т. д. пересекают жилки стекла. Эти же минералы широко развиты во вмещающих породах как достаточно высокотемпературные автометаморфические образования. Собственные автометаморфические изменения стекла специфичны — это палагонит (?) по стеклу и иддингсит-боулингитовый минерал по оливину. Можно говорить, что возникновение жилок стекла идет в горячих вмещающих интрузивных породах.

Специфический случай представляют стекла интрузии Макус (а также интрузии Накохоз). Образование метасоматитов затушевывает первичные формы залегания стекол, оставляя лишь их реликты, а также сказывается на результатах их химических анализов, определяя разброс векторов стекол (благодаря альбитизации и пироксенизации) около векторов также в различной степени измененных вмещающих габбро-долеритов интрузии Макус (см. рис. 10). Характерна хаотичность рас-

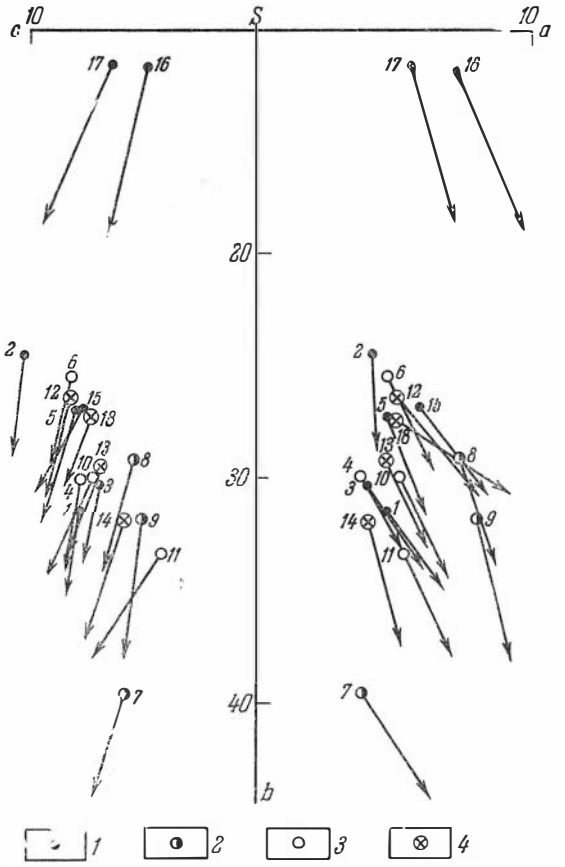


Рис. 10. Диаграмма по А. Н. Заварицкому для стекол (*1*), псевдотахилитов (*2*) и вмещающих их пород (*3*); здесь же даны средние составы некоторых трапповых интрузий (*4*). Номера на рисунке соответствуют порядковым номерам анализов в табл. 2

положения микролитов плагиоклаза, говорящая об отсутствии движения расплава и его застывании на месте возникновения; отсутствие интенсивного усиления кристалличности к центральным частям таких жилок (т. е. одновременное застывание по всей их массе), присутствие кое-где в них вариолито-тахилитовой структуры и сростков микролитов в виде «ежей». В данном случае проявляются особенности, характерные для псевдотахилитов. С другой стороны, расположение их по ветвящимся трещинам, а не исключительно в зоне преобладающих пологих субпараллельных контакту тектонических подвижек, не позволяет рассматривать их только как продукт плавления за счет механических усилий и тепла, выделяющегося при трении. Наложение на стекловатые образования достаточно высокотемпературных метасоматитов, связанных с интрузией, свидетельствует о том, что жилки стекла, как и в других случаях, возникали в горячем теле интрузии и требовался лишь дополнительный источник тепла, чтобы вдоль той или иной зоны в траппах произошло переплавление. Таким источником наряду с тепловой энергией механических подвижек (Philpotts, 1964) может быть теплоперенос горячими магматическими газами, устремляющимися по механически нарушенным направлениям.

При этом нужно учесть, что в среде раскаленных остывающих пород (в условиях, когда во всяком случае среднетемпературный автометаморфизм еще не начинался) проникновение летучих компонентов (в основном воды) вдоль механически ослабленных зон интрузии скажется на понижении точки плавления прилегающих к этим зонам траповых пород (Yoder, 1955).

Из табл. 2 и 3 можно видеть в некоторых случаях обогащение «интрузивных» стекол железом и обеднение магнием и кальцием по сравнению с вмещающими траппами. Но каких-либо четких общих закономерностей здесь в изменении химизма не отмечается, так, в стеклах может появляться, с одной стороны, нормативный кварц, с другой — нормативный нефелин. Обогащены стекла могут быть как железом, так и магнием.

В заключение следует заметить, что можно ожидать первоначально появления мелкозернистых полос ороговикованных (гранулированных) пород вдоль путей проникновения магматических эманаций с последующим возникновением за счет этого измельченного материала вторичного расплава, как это имеет место при возникновении такситовых пород (Золотухин, 1964). Кое-где реликты замещенных метасоматитами роговиков в контакте стекла и габбро-долерита интрузии Макус наблюдаются, но наложившийся метасоматоз повсеместно затрудняет выяснение структуры контакта.

Переходя к аналогиям, известным из литературы, отметим, что жилковидные (мощностью до 4 *см*) интрузии стекла были описаны в долеритах Карру (Кент, Френкель, 1950), причем их локализация вдоль верхнего и нижнего контактов силлов и неоднородность химического состава этих стекол в зависимости от положения их в силле (в самом силле близ контакта, как в Веруламе, или в непосредственном контакте с вмещающими осадочными прослоями, как в Эффингаме) могут быть объяснены локальным переплавлением вмещающих долеритов с гибридизацией вторичного расплава в эффингамском силле за счет осадочных пород. К сожалению, эти авторы не приводят химический состав самого вмещающего долерита. Если принять, что он близок к среднему долериту Карру, то становится понятным отмечаемое авторами сходство химических составов для этого среднего и веруламского стекла (см. табл. 2, № 15, 18). Авторы отмечают присутствие ксенокристов ортопироксена из долеритов и допускают, что «расплавленные стекла проникли через ранее образовавшийся долерит». Вряд ли можно согласиться с авторами, что потенциальные стекла в столь скромных количествах «сохранились в процессе дифференциации на глубине и интрудировали на значительно поздней стадии, чем та, на которой происходило внедрение долеритовых силлов».

Механизм возникновения чисто интрузивных стекол из траппов Сибирской платформы и долеритов Карру, по-видимому, имеет много общего, но отличается от обычного. По нашему мнению, он может трактоваться с большим основанием и как вторичное переплавление на месте, важная роль которого в механизме формирования дифференцированных рудоносных трапповых интрузий уже отмечалась нами неоднократно (Золотухин, 1963, 1964; Золотухин, Васильев, 1967; Булгакова и др., 1967).

Содержание воды в таких стеклах (1,76—2,5% H_2O, см. табл. 2), видимо, не отвечает содержанию ее в «первичной» магме, и судить о ней нужно по «собственно тахилитам» (например, 0,9% H_2O — в Анакитской интрузии) и, возможно, по стеклам из пирокластики.

Авторы благодарны В. В. Ревердатто за предоставленную возможность пользоваться его материалом, собранным по стеклам с р. Нижней Тунгуски.

Таблица 3. **Нормативные составы (в %) некоторых стекол и вмещающих траппов (Заварицкий, 1950)**

Нормативный состав	Интрузия Норильск-II		Кровля интрузии Норильск-II		Интрузия Макус					Нижняя Тунгуска
	стекло (обр. 658)	вмещающий габбро-долерит (658 г)	(стекло обр. 670-С)	вмещающий порфирит (670)	стекло (обр. 739 г)	вмещающий габбро-долерит (939 в)	стекло (обр. 739 ф)	вмещающая порода (обр. 939)	стекло (обр. 939 А)	стекло из жил (обр. РА-41-61)
Плагиоклаз Состав: *Ort*, *Ab*, *An*	45,7 (3,5; 37,5; 59) *	50,4 (4; 37; 59)	51,7 (10,1; 32,3; 57,6)	61,5 (4; 28; 68)	55,7 (9,5; 51,3; 39,2)	51,0 (10; 36; 54)	52,5 (6; 57; 37)	51,3 (15; 32; 53)	31,7 (7; 23; 70)	57,5 (2; 31; 67)
Клинопироксен Состав: *Wo*, *Klen*, *Fs*	19,0 (50; 24; 26)	28,9 (50; 31; 19)	16,3 (50; 30; 20)	19,7 (50; 28; 22)	15,4 (50; 37; 13)	16,1 (50; 35; 15)	11,4 (50; 43; 7)	13,2 (50; 34; 16)	46,8 (50; 43; 7)	1,7 (50; 42; 8)
Оливин Состав: *Fo*, *Fa*	—	9,4 (61; 39)	—	10,4 (58; 42)	14,7 (74; 26)	8,8 (69; 31)	28,0 (85; 15)	8,4 (69; 31)	12,5 (85; 15)	—
Ромбический пироксен Состав: *En*, *Fs*	27,82 (47,6; 52,4)	8,5 (62,5; 37,5)	29,4 (59; 41)	5,5 (57; 43)	7,4 (75; 25)	18,2 (70,30)	—	21,5 (69; 31)	—	24,8 (78; 22)
Апатит	—	—	—	—	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	—
Магнетит	2,54	1,6	1,2	1,5	3,7	1,9	2,8	2,2	3,5	5,5
Ильменит	2,54	1,2	1,4	1,4	2,0	2,0	1,0	2,0	1,2	2,5
Кварц	2,40	—	—	—	—	—	—	—	—	8,0
Пирит	—	—	—	—	0,6	0,5	0,6	0,3	0,3	—
Кальцит	—	—	—	—	—	1,2	1,3	0,8	—	—
Нефелин	—	—	—	—	—	—	2,1	—	3,8	—

* В скобках указано процентное содержание минералов.

ON THE PROBLEM OF GENESIS OF TACHYLITES OF THE TRAPS FROM THE NORTH-WEST SIBERIAN PLATFORM

V. V. ZOLOTUKHIN, Yu. R. VASILIEV

SUMMARY

The paper deals with glass found in the traps of the Siberian platform including chemically analysed glass. The authors consider that only tachylites from the chilled marginal parts of the trappean intrusions of lava streams are apparently of proto-magmatic nature. In the case of independent glass intrusions it is quite likely that they are formed in the process of local secondary melting of enclosing traps under the action of volatile components, passing along the fractures in the incandescent holocrystalline rocks.

ЛИТЕРАТУРА

Булгакова Е. Н., Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. К проблеме генезиса такситовых габбро-долеритов дифференцированных трапповых интрузий Норильского района.— Докл. АН СССР, 1967, **177**, № 2.

Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. ИЛ, 1949.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Изд-во «Мир», 1965.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных пород. Изд-во АН СССР, 1950.

Золотухин В. В. Вопросы механизма образования трапповой дифференцированной интрузии Норильск-I (в связи с изучением ее магматических текстур).— Геол. и геофиз., 1963, № 12.

Золотухин В. В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. Изд-во «Наука», 1964.

Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. Особенности механизма образования рудоносных трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. Изд-во «Наука», 1967.

Кент Л., Френкель Дж. Интрузии стекла в долерите.— В кн. «Геология и петрография трапповых формаций». ИЛ, 1950.

Коржинский Д. С. Углы погасания на универсальном столике Федорова. Измерение действительного угла погасания роговых обманок и пироксенов.— Изв. Геол. ком., 1928, **47**, № 5.

Кудряшова В. Н. Тунгусит — новый минерал из группы водных силикатов кальция.— Докл. АН СССР, 1966, **171**, № 5.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. Петрографический словарь. Госгеолтехиздат, 1963.

Лодочников В. Н. Породообразующие минералы. Госгеолтехиздат, 1947.

Лутц Б. Г. Псевдотахилиты Анабарского массива и вопросы их генезиса.— Геол. и геофиз., 1962, № 11.

Меняйлов А. А. Туфы и кимберлиты Сибирской платформы. Изд-во АН СССР, 1962.

Олейников Б. В., Слепцова М. А. Вода в базальтовых стеклах различных стадий изменения.— Докл. АН СССР, 1967, **175**, № 2.

Половинкина Ю. Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Изд-во «Недра», 1966.

Ревердатто В. В. Петрология Анакитского дифференцированного траппового массива и его структура.— Геол. и геофиз., 1963, № 10.

Салоп Л. М. Псевдотахилиты из Прибайкалья и Западного Забайкалья и проблема их генезиса.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 5.

Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы.— Труды Арктического ин-та, 1936, **43**.

Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госгеолтехиздат, 1958.

Chilpotts A. R. Origin of pseudotachylites.— Amer. J. Sci., 1964, **262**, N 8.

Yoder H. S. Diopside-anorthite-water system at 5000 bars.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, **66**, N 12.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСНОВНЫХ МАГМАТИТОВ IV. ГРАВИТАЦИОННАЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИОННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ В ПИЛЛОУ-ЛАВАХ[1]

Г. Ю. РЕСЛЕР
Горная академия, Фрайберг, ГДР

ВВЕДЕНИЕ

Особенности и поведение основных магм приобретают в последнее время все возрастающее значение. Главным основанием этого является понимание роли основных магм в образовании рудных месторождений. Другая причина — выяснение значения этих магм при исследовании границы между нижней частью земной коры и верхней мантией. Кроме того, все больший интерес представляют основные магмы в связи с предстоящими исследованиями эволюции материи, в частности на других телах космического пространства.

Давно известно, что базальтовые магмы, судя по их особым физико-химическим свойствам (высоким температурам, низкой вязкости и низкому содержанию Si), обладают резко выраженной тенденцией к изменению своего химизма. Это основано на том, что магмы имеют возможность захватывать и усваивать большие массы боковых пород, приобретая при этом гибридный характер, и особенно на способности основных магм образовывать в результате гравитационного отделения ранних кристаллизатов отличающиеся по составу магматические дифференциаты. Преимущественными объектами исследования подобных закономерностей были и остаются крупные магматические тела в верхней части земной коры и особенно силлы габбровой магмы. Закономерности этих геологических процессов установлены классическими и современными исследованиями (Brown, 1931, Edwards, 1942; Kennedy, 1933; Wager, Deer, 1939; Walker, Polderwart, 1949; Henschel, 1956; Rösler, 1960; Реслер, Воланд, 1965; Гуринова, 1960).

В упрощенном виде их можно представить следующим образом: по периферии магматических тел, особенно в верхней и нижней части, образуются так называемые зоны закалки, а во внутренней части магматических тел, в большинстве случаев глубинных, выпадают ранние кристаллизаты оливина и пироксена и образуют ультраосновные, основные и средние породы. Захват постороннего материала и изменяющийся окислительно-восстановительный потенциал иногда приводят к образованию различных минеральных модификаций и влияют на распределение элементов.

До сих пор подобные наблюдения в основном были проведены на интрузивных и субэкструзивных магматических телах. Количественные изменения распределения кристаллов в лавах были описаны спорадически, в том числе в пиллоу-лавах только два раза (Белоусов, 1965; Matthews et al., 1964).

[1] Начало этой работы опубликовано ранее (Dahm, in Druck; Rösler, 1960; Реслер, Воланд, 1965).

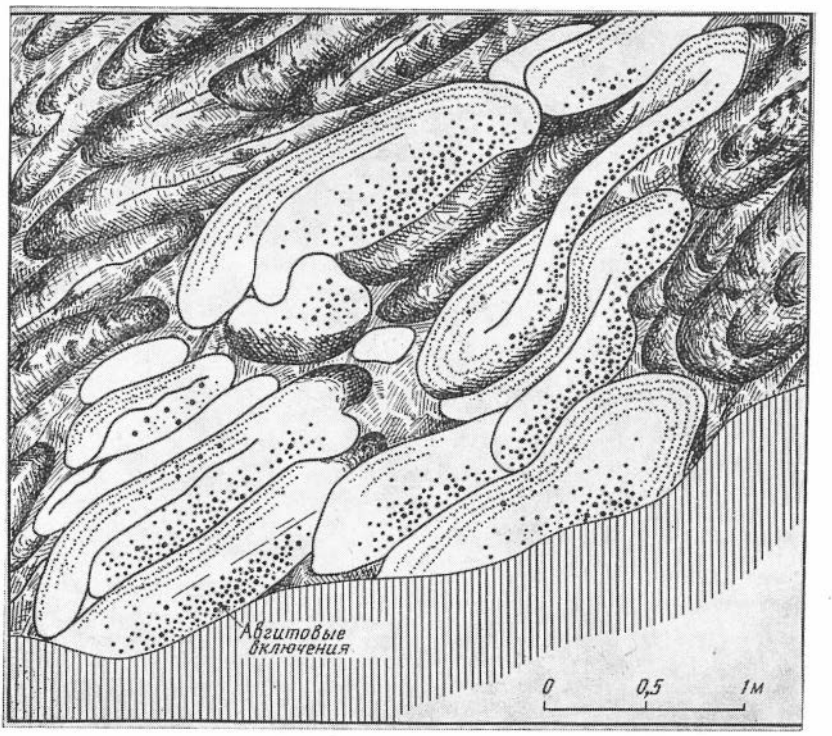


Рис. 1. Расположение гравитационно выделившихся кристаллов авгита (автор K.-P. Dahm) в лавах

Процессам дифференциации и затвердевания пиллоу-лав придается особое значение, так как это дает редкую возможность проследить наглядно развитие мелких самостоятельных магматических тел (пиллоу).

В верхнем девоне Саксонского Фохтланда и главным образом у Ольснитца (район Карл-Маркс-Штадта) залегает в туффитовых слоях мощный (до 20 *м*) пиллоу-горизонт, эти пиллоу-лавы обнаруживают отличные проявления гравитационной дифференциации, что и объясняет их подробное исследование. Общий вид этих пород иллюстрирует рис. 1.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИОННО-ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ПИЛЛОУ-ЛАВ

Часть одной подушки (pillow) 1,5 *м* шириной и 0,5 *м* толщиной была распилена перпендикулярно простиранию и гладко отшлифована. На одной из половин (рис. 2) было отобрано два профиля образцов для исследования в проходящем свете, бинокулярного исследования в отраженном свете, а также для макро- и микроскопического исследования. Одновременно было проведено точное макроскопическое «картирование» поверхности разреза. Бинокулярное «картирование» дало точное распределение фемических вкрапленников, а также расположение карбонатных зон миндалин. Установлено, что в верхней части «подушки» имеются по меньшей мере три четко выраженные зоны миндалин, концентрическое строение которых в нижней части «подушки» не прослеживается. В нижней части «подушки» устанавливается возрастающее сверху вниз обогащение вкрапленниками.

Микроскопически верхняя и нижняя первично стекловатая контактовая зона «подушки» состоит из гомогенного хлорита с отдельными хло-

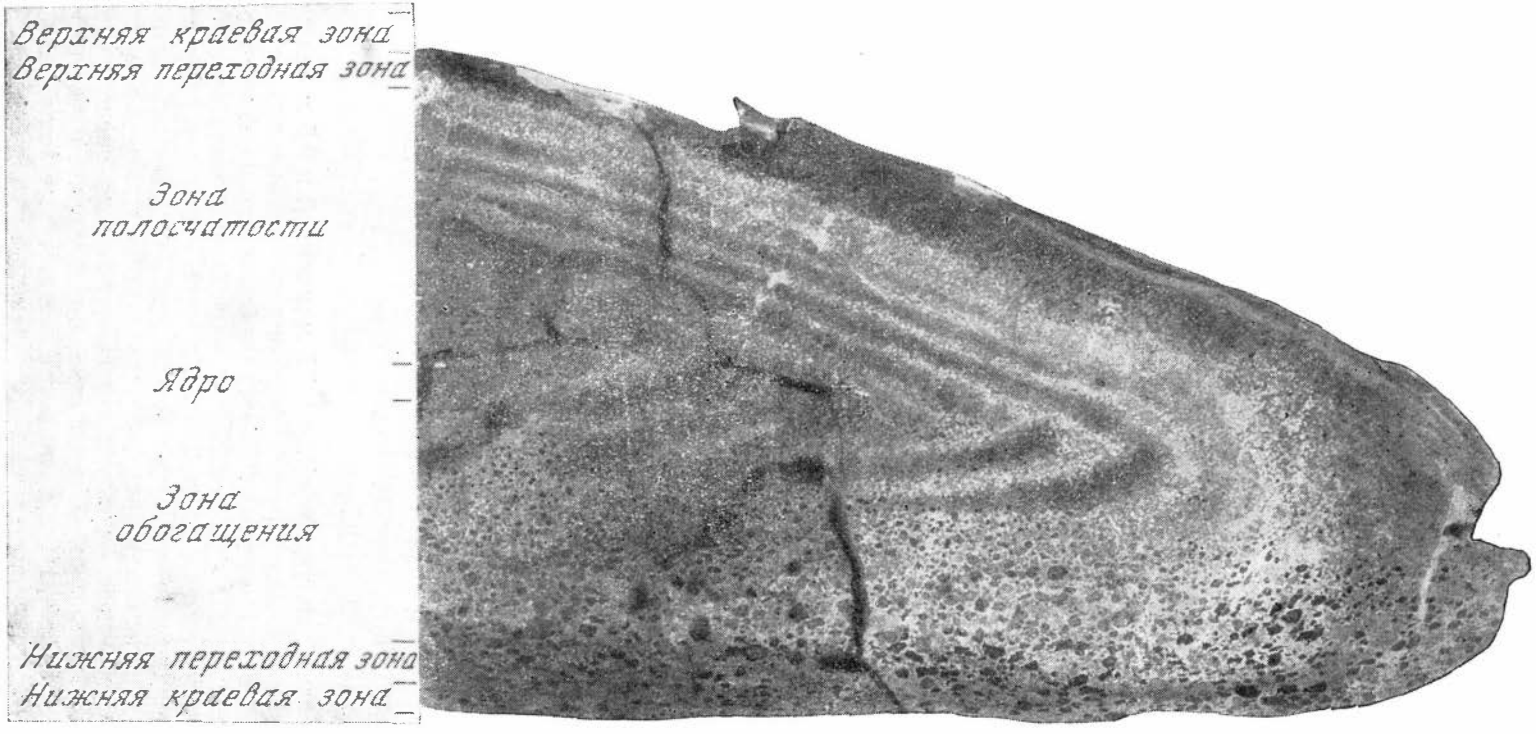


Рис. 2. Фотография и структурное расчленение части «подушки», на которой были проведены исследования. Масштаб 5 : 1

ритовыми вкрапленниками, в то время как основная масса остальной части «подушки» имеет спилитовую структуру с изменяющейся величиной вкрапленников полевого шпата. Фемические вкрапленники большей частью хлоритизированы, но еще не измененные кристаллы и реликты имеют оптические признаки салических пироксенов.

Вдоль профиля в середине «подушки» в серии прозрачных шлифов было количественно прослежено распределение фемических вкрапленников. На рис. 3 (слева) представлена кривая распределения средних величин зерен кристаллов. Она показывает, что в верхней и нижней зонах быстрого охлаждения определенная доля вкрапленников попала в зону закалки и гравитационно не дифференцирована. Во внутренней части «подушки» установлено ясное и более или менее равномерное возрастание величины зерен в зоне обогащения в нижней трети «подушки». В правой части рис. 3 показана частота вкрапленников. В то время как здесь отражена принципиально одинаковая тенденция развития, в отдельных случаях устанавливается, что частота кристаллов в верхней и нижней частях «подушки» достигает максимального значения. Комбинация обеих кривых ясно доказывает, что гравитационное разделение кристаллов происходило в гомогенных силовых полях.

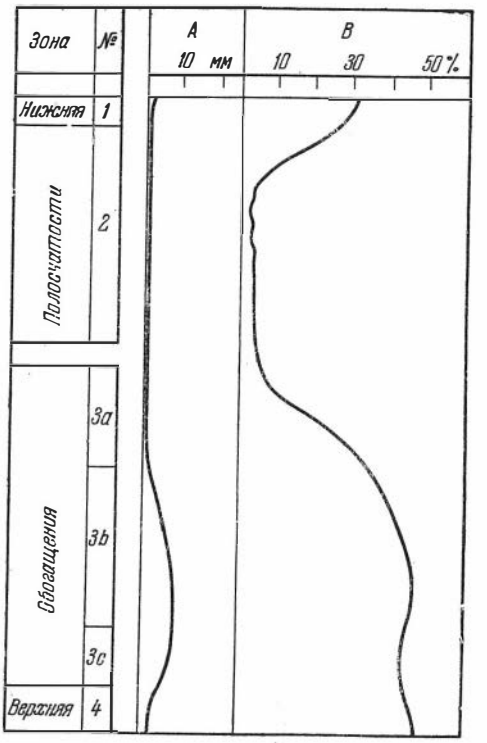


Рис. 3. График распределения фемических вкрапленников в «подушке»

A — средняя величина кристаллов (среднее значение размеров в ширину); *B* — вариации доли фемических кристаллов в общем веществе «подушки» (в объемн. %)

ПЕТРОХИМИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИОННО-ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ «ПОДУШЕК»

Были проведены полные химические анализы главных зон дифференцированной «подушки». Данные сведены в таблицу. Наглядный обзор этих данных, не принимая во внимание H_2O^+, H_2O^- и $CaCO_3$, изображен в виде % на рис. 4. В дополнение на правой стороне указаны относительные значения H_2O^+ и CO_2.

Содержание всех химических компонентов указывает на явную тенденцию, которая однозначно определена процессом дифференциации. В то время как SiO_2, Al_2O_3, Na_2O, K_2O и TiO_2 обогатили верхнюю треть, FeO, Fe_2O_3, MgO и частично CaO — нижнюю треть. В зоне обогащения чаще всего фиксируется гравитационно дифференцированный пироксен. Особенно интересно распределение элементов в зоне быстрого охлаждения. Здесь в большинстве случаев для Al, ΣFe, Mg установлены высокие значения, частично средние, для SiO_2 и щелочей — даже минимальные значения. Это определенно имеет важное петрологическое и генетическое значение (а также для выяснения генезиса рудных месторождений).

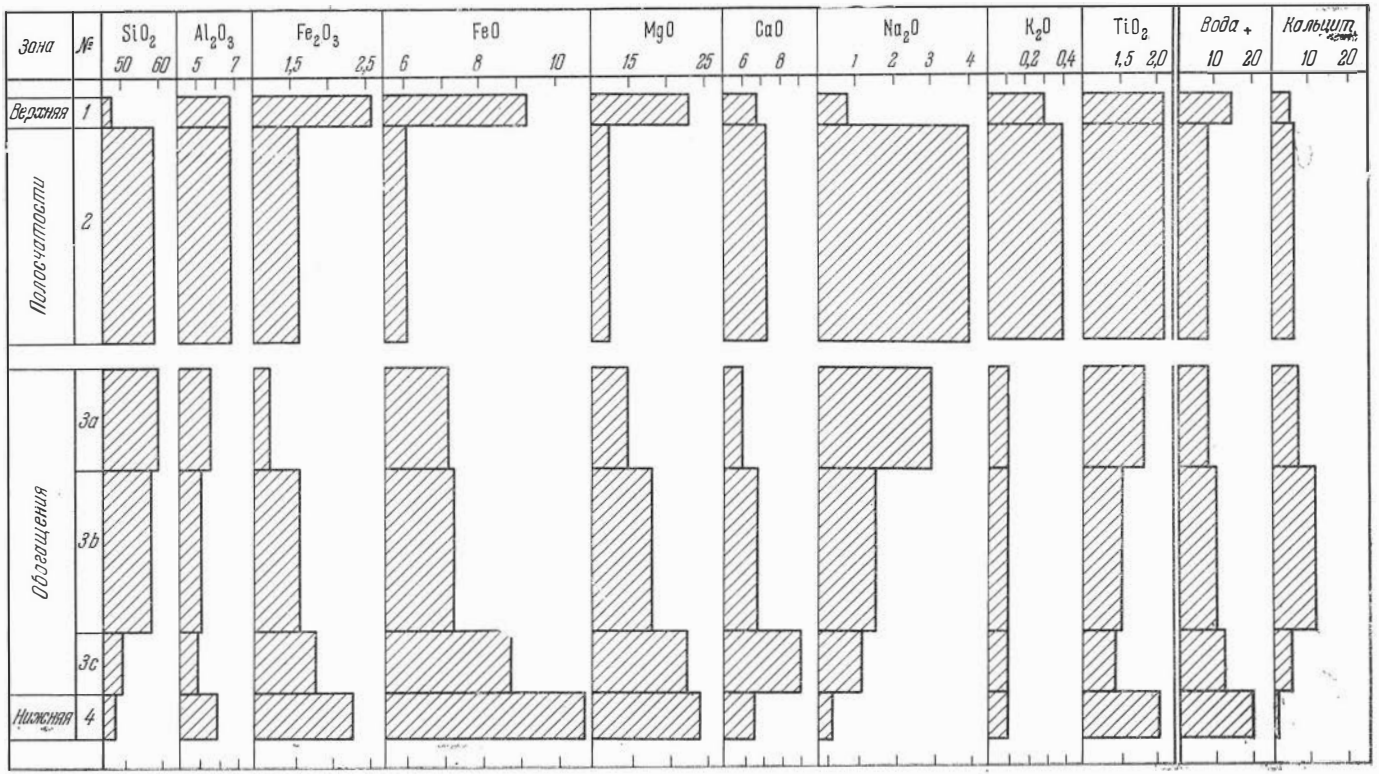


Рис. 4. Диаграмма химического состава (в вес.%) отдельных зон по профильному разрезу тела «подушки». Приведенные справа содержания H_2O^+ и кальцита относятся к современному составу породы и не имеют прямого отношения к исходным лавам

Результаты анализов главных зон дифференцированных лав (в вес. %)

Компоненты	1	2	3a	3b	3c	4
SiO_2	41,5	51,6	53,2	49,2	45,2	42,4
TiO_2	2,5	2,5	2,1	1,7	1,7	2,4
P_2O_5	0,35	0,4	0,4	0,3	0,25	0,25
Al_2O_3	10,0	10,1	8,6	7,5	7,6	9,1
Fe_2O_3	6,0	3,9	2,9	3,5	4,3	5,4
FeO	9,7	6,4	7,6	7,5	9,6	11,6
MnO	0,19	0,14	0,16	0,15	0,19	0,18
MgO	13,5	7,3	8,8	10,3	13,8	14,4
CaO	8,0	8,7	8,4	11,1	10,4	6,0
Na_2O	0,75	3,6	2,7	1,3	1,0	0,3
K_2O	0,45	0,6	0,2	0,15	0,15	0,2
H_2O^+	4,8	2,6	2,3	2,9	3,7	6,9
H_2O^-	0,5	0,08	0,15	0,2	0,3	0,7
CO_2	2,0	2,1	2,7	4,5	2,1	0,5
Сумма	100,24	100,02	100,21	100,30	100,29	100,33

Номера анализов соответствуют номерам зон на рис. 3.

РЕЗЮМЕ

Представленные выше результаты позволяют сделать следующие заключительные выводы.

1. Подушковидные образования ведут себя в основных пиллоу-лавах как самостоятельные геологические фрагменты и представляют собой магматические тела в значительной мере замкнутой системы.

2. Образовавшиеся внутри «подушки» фемические вкрапленники в верхней и нижней зонах быстрого охлаждения были закалены и не испытали гравитационного разделения. Из распределения зерен по величине стало известно, что застывание нижней краевой зоны в исследуемых случаях длится дольше и что вкрапленники после экструзии магмы увеличиваются.

3. Образование карбонатной зоны миндалин осуществляется после опускания фемических вкрапленников. В нижней части «подушек» концентрическое строение зоны миндалин нарушено, возникает неправильное распределение миндалин.

4. Распределение вкрапленников и особенности химизма по профилю совпадают почти полностью с явлениями дифференциации в мощных телах основных магм.

5. Описанные наблюдения в «подушках» доказывают истинно гравитационные явления и возможность гравитационно-кристаллизационной дифференциации.

6. Приблизительный расчет показывает, что опускание кристаллов должно было произойти за относительно короткое время, максимум за несколько дней.

7. Количество некоторых элементов возрастает в стекловидных краевых зонах «подушек», так что можно предположить, что миграция элементов обусловлена дополнительным движением кристаллов.

Я благодарю коллег K. P. Dahm, L. Müller и G. Lehmann за их поддержку в проведении исследовательской работы.

PETROLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN AN BASISCHEN MAGMATITEN. IV. GRAVITATIVE KRISTALLISATIONS — DIFFERENTIATION IN PILLOW — LAVEN

H. J. RÖSLER

RESUME

Die Pillowköpern von basischen Pillowlaven verhalten sich wie selbständige geologische Köper. Die intratellurisch gebildeten femischem Einsprenglinge werden in der oberen und unteren Abschreckungszone z. T. eingefroren und der gravitativen Aussaigerung entzogen. Aus der Korngrössenverteilung ist zu erkennen, das die Erstarrung der unteren Randzone im untersuchten Falle läger dauert und das die Einsprenglinge nach der Extrusion des magmas weiterwachsen. Die Bildung der Karbonat-Mandelzonen erfolgt in der Hauptsache nach dem Absinken der femischen Einsprenglinge. Im unteren Teil der Pillows wird der konzentrische Aufbau der Mandelzone verhindert, es entsteht eine regellose Mandelverteilung. Die Verteilung der Einsprenglinge und die Entwicklung des Chemismus im Profil deckt sich fast vollstädig mit den Beobachtungen an mähtigen Lagergängen basiscer Magmen. Die beschriebenen Beobachtungen an den Pillows beweisen einwandfrei den echten gravitativ bedingten Sonderungscharakter und sind ein klarer Beweis für die Moglichkeit der gravitativen Kristallisationsdifferentiation. Überschlagsrechnungen zeigen, dass das Absinken der Kristalle in relativ kurzer Zeit, maximal in wenigen Tagen, vor sich gehen muss. Einige Elemente reichern sich in den ehemaligen glasigen Randzonen der Pillows an, so dass eine Elementmigration zusäzlich zu der durch die Kristallwanderung bedingten angenommen werden muss.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов А. Ф. Своеобразный случай гравитационного разделения вещества в базальтовых лавах.— Геол. и геофиз., 1965, № 2.

Гуринова Е. И. Геологические условия формирования шаровых лав среднего течения р. Нижней Тунгуски.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 6.

Реслер Н., Воланд Б. Распределение минералов и рассеянных элементов в дифференцированном долерите из Гюнеберга.— В кн. «Проблемы геохимии». Изд-во «Наука», 1965.

Brown J. A. The stratigraphical and structural geology of the devonian rocks of the south coast of New South Wales.— Proc. Linnean Soc. New South Wales, 1931, **66**.

Dahm K. P. Pillow-Laven in der DDR — zeichnerische Darstellung einiger typischer Beispiele. Ber. Deutsch. Gesellsch. Geol. Wissenschaften Reihe B (im Druck).

Edwards A. B. Differentiation of the dolerites of Tasmania.— J. Geol., 1942, 50.

Henschel H. Der lagendifferenzierte intrusive Diabas aus der Bohrung Weyer 1.— Notizbl. hess. Landesamt f. Bodenforschung,1956, **84**.

Kennedy W. Q. Trends of differentiation in basaltic magmas.— Amer. J. Sci., 1933, **25**.

Matthews W. H., Thoradinsson S., Church N. B. Gravitative settling of olivine in pillows of an Icelandic basalt.— Amer. J. Sci., 1964, **262**.

Niggli P. Die complexe gravitative Kristallisations-differentiation.— Schweiz. Min. Petr. Mitt., 1938, **18**.

Rösler H. J. Zur Petrographie, Geochemie und Genese der Magmatite und Lagerstatten der Oberdevon und Unterkarbon in Ostthüringen. Freib. Forsch. C-92, 1960.

Wager L. R., Deer W. A. The petrology of the Skaergaard intrusion.— Medd. Grönl., 1939, **105**, N 4.

Walker F., Polderwaart A. Karroo dolerites of South Africa.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1949, **60**.

МАГМАТИЧЕСКАЯ И МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ГРАНИТОИДОВ СЛАВКОВСКОГО (ЦИСАРЖСКОГО) ЛЕСА

Ф. ФИАЛА
Центральный геологический институт, Прага, Чехословакия

Подробные петрографические и химические исследования пород Славковского Леса в западной Чехии, связанные с геологическим картированием, показали значительную дифференциацию гранитоидов этой области, имеющих магматический или метасоматический характер, а также позволили выделить четкую последовательность ряда типов и процессов. Таким образом, приобретенные знания получают более широкое значение.

Славковский Лес (не слишком удачное новое наименование старого и ужившегося названия Цисаржский Лес, в немецкой литературе Kaiserwald) — это нагорье в западной Чехии, между рч. Тепла и Карловыми Варами на востоке, Марианскими Лазнями и Кынжварт на юге, Соколово на севере, уже в прошлом известное богатыми месторождениями олова и вольфрама у Горни Славков и Красно. Значительную его часть образуют гранитоиды карловарского гранитоидного массива, которые относятся к так называемому рудногорскому плутону. Они проникают в комплекс кристаллических сланцев (гнейсы, слюдяные сланцы, контактовые роговики, амфиболиты и др.), относящихся преимущественно к метаморфизованному позднему протерозою (альгонская эра), частично к эокембрию и кембрию, а возможно, и к другим, более поздним эпохам нижнего палеозоя. Пронизанные гранитами парасерии контактно метаморфизованы, а часто и мигматизированы, местами можно наблюдать свидетельства метасоматического замещения и даже признаки анатексиса.

Образование гранитоидов Славковского Леса было длительным и сложным. Магматическое развитие шло от основных типов (габбро-диоритов) через диориты, кварцевые диориты и гранодиориты к биотитовым, двуслюдяным и мусковитовым гранитам. Возникновение гранитоидов среднего состава (кварцевых диоритов и гранодиоритов) связано с контаминацией основных пород — амфиболитов. Возникновение биотитовых гранитов связано с поглощением массы парагнейсов и роговиков. Самые молодые члены дифференциального ряда гранитов обнаруживают значительное воздействие пневматолитовых и гидротермальных процессов. С ними и связано оловянно-вольфрамово-литиевое оруденение.

Для Рудных гор Славковского Леса в литературе выделяются две крупные группы гранитоидов, соответствующие двум отдаленным во времени фазам: *более древние, биотитовые граниты — «горские»* (*нормальные*) *и более молодые, автометаморфизованные граниты — «рудногорские»*. Самостоятельными интрузивными фазами древний горский гранит (Gebirgsgranit) и более молодой рудногорский гранит (Erzgebirgsgranit) считали Г. Лаубе (1876), М. Штарк (1913), Х. Хаберланд (1929), Г. Фишер (1939, 1940), В. Зоубек (1951, 1958, 1963), Ф. Фиала (1958, 1962, 1964). Другие исследователи, например И. Йокелы (1856, 1857), Ф. Хохштеттер (1856), А. Росивал (1903), наоборот, считали оба типа

гранитоидов мало отличающимися по времени проникновениями одной и той же гранитной магмы. Г. Тойшер (1936) объясняет возникновение автометаморфизованных гранитов метасоматическими изменениями нормальных гранитов под влиянием летучих веществ, привнесенных из глубины рудоносными аплитами. Последние исследования показали значительную сложность гранитных тел Славковского Леса, обусловленную постепенным развитием глубинной магматической дифференциации, повторяющимися частыми подъемами магмы, обширной контаминацией осадочных пород, метасоматическим вдавливанием паласома и автометаморфическими поздне- и постмагматическими изменениями. Наличие крупных метасоматических изменений, которым в различной степени подвергались отдельные типы гранитоидов, бесспорно. С другой стороны, доказано внедрение гранитных масс в несколько этапов, иногда сливающихся или перекрывающих друг друга, иногда самостоятельных и разделенных во времени. Существовавшее до сих пор деление гранитоидов Славковского Леса на две главные группы, как их недавно обобщил В. Зоубек (1963), дополнено *переходной группой (фазой) двуслюдяных гранитов*, которая по своему характеру, составу, химизму, а кажется, и времени внедрения занимает место между обеими главными группами (Фиала, 1962, 1964$_{1-2}$). Формирование древних «горских» гранитов связано со складчатыми структурами восток-северо-восточного — западюго-западного простирания, причем тела гранитов местами обнаруживают определенную ориентировку. Двуслюдяные граниты переходной группы, так же как и более молодые автометаморфизованные рудногорские граниты, образовали некрупные тела вдоль тектонических трещин, возникших в ассинтское время.

ДРЕВНЯЯ ГРУППА ИНТРУЗИВНЫХ МАГМАТИТОВ
(Группа «горского гранита» в широком смысле слова)

Эта группа, включающая кроме собственно биотитовых гранитов и среднеосновных гранитоидов также и щелочные *диориты* и *габбро-диориты*, является продуктом длительного магматического процесса. Основные породы, в большинстве сильно биотитизированные, в проекциях отклоняющиеся от главного направления дифференциации (рис. 1), представляют собой или более древние дифференциаты варисского интрузивного цикла, или сильно измененные породы амфиболитовой зоны (т. е. альгонкского спилитового вулканизма), или же древние ассинтские интрузии, преобразованные магмой варисского горского гранита. Эти породы содержат лабрадор, куммингтонитовый амфибол, часто очевидно вторичный по пироксену, местами сохранившийся диаллаг или бронзит, редкий апатит и в единичных случаях немного кварца. Обильный биотит, часто в пойкилобластах, включающих остальные составные части, замещает амфибол.

Постепенно выделялись *биотит-амфиболитовые диориты и кварцевые диориты* тоналитового, реже опдалитового или трондьемитового состава. Они часто обнаруживают очевидные доказательства обширной ассимиляции древнего основного паласома, местами сохранившегося в тонкозернистых ядрах агматитовых мигматитов, содержащих диопсид, роговую обманку и плагиоклаз. В промежутках между включениями развивается зернистый биотит-амфиболитовый тоналит, богатый кварцем, полевым шпатом и биотитом. Привнос калия, как правило, бывает достаточен для образования биотита, однако недостаточен для образования калиевых полевых шпатов (Фиала, 1958).

Постепенное развитие более кислого гранита, обусловленное частично ассимиляцией вмещающих пород, вело к образованию амфибол-биоти-

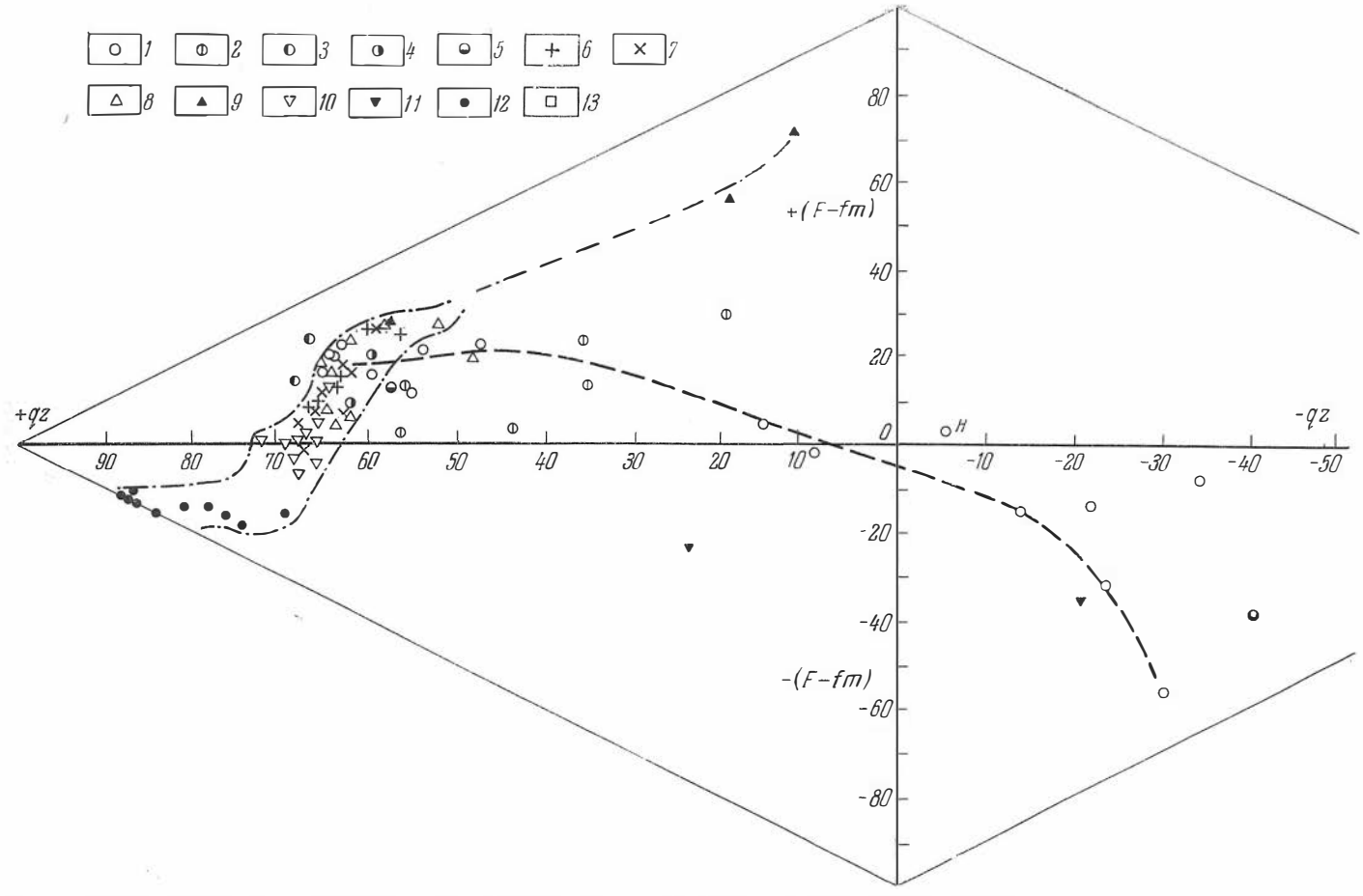


Рис. 1. Диаграмма $F=fm$ гранитоидов Славковского Леса, по А. Келлеру и Ф. Рацу (1951)

1 — древняя группа интрузивных магматитов (ряд габбро-диорит — «горский гранит»), кроме локетского гранита; *2* — порфировидный биотитовый локетский гранит; *3 — 5* — двуслюдяные граниты переходной группы: *3* — кынжвартский, *4* — кфельский, *5* — гранит Овчак; *6—12* — младшая группа рудногорских гранитов: *6* — порфировидный биотитовый, с мусковитом, типа Тржидоми и Полом-Сваров, гранитовые порфиры, *7* — двуслюдяные, *8* — литионит-топазовые, *9* — альбит-аплитовый, альбитит, *10* — мусковитовые, *11* — сиенитовые цинвальдит-альбитовые метасоматиты, *12* — грейзены; *13* — кристаллические сланцы

титовых и биотитовых гранодиоритов, в состав которых входят андезин, ортоклаз, микроклин, кварц, роговая обманка, биотит, апатит, циркон, титанит, ортит, ильменит, и биотитовых гранитов с вкрапленниками ортоклаза и олигоклаза в среднезернистом агрегате микроклина, альбит-олигоклаза, кварца и биотита.

Биотитовый горский гранит проник в кристаллические сланцы северо-западной и центральной частей Славковского Леса в виде множества полос, ориентированных в восток-северо-восточном — запад-юго-западном направлении. Контактовое воздействие гранита вызвало образование силлиманит-кордиеритовых и андалузитовых контактовых роговиков. В гнейсовом комплексе славковского ядра образовались местами метасоматические мелкозернистые биотит-кварцевые диориты, связанные постепенными переходами с плагиоклазовыми парагнейсами; генетическое отношение к ним имеют, вероятно, единичные тела среднезернистых биотит-амфиболовых тоналитов (Красно). Небольшие проявления метасоматического кварц-биотитового диорита у пос. Новина и Красная Липа, раньше интерпретированного как лампрофир (Зоубек, 1963, стр. 161), Ф. Фиала (1965) объясняет метасоматическим замещением роговых обманок под влиянием богатых калием флюидов, поступающих из соседнего гранита. Мигматитовым характером обладают амфибол-биотитовые и биотитовые редвитциты и микродиориты, связанные переходами, с одной стороны, с контактными роговиками, с другой — с кварцевыми диоритами.

Порфировидный биотитовый локетский гранит (от названия горы Локет) в северной части нагорья содержит крупные идиоморфные вкрапленники калиевого полевого шпата (пертитовый ортоклаз и пертитовый микроклин), типично по-карлсбадски сдвойникованные, включающие мелкие пластинки олигоклаза и олигоклаз-андезина, а по краям и кварцевые зерна. Основная масса (олигоклаз вплоть до кислого андезина, лишь местами калиевый полевой шпат, кварц, биотит, циркон, апатит) по составу соответствует биотитовому гранодиориту вплоть до кварцевого диорита. Общий химический состав породы под влиянием крупных включений калиевого полевого шпата соответствует породе, переходной от гранита к гранодиориту. Многочисленные включения роговиковых гнейсов и редвитцитов содержат иногда вкрапленики олигоклаз-андезина, который соответствует плагиоклазам, включенным во вкрапленниках калиевого полевого шпата локетского гранита. Ортоклаз в большинстве отсутствует, биотит, плагиоклаз и кварц представлены одинаково. Включения имеют примерно единую ориентировку с наклоном линейности к северу и северо-западу. Вполне вероятно, что при образовании локетских гранитов in situ принимали участие метасоматические процессы. Они проходили в две фазы: ранняя была связана с гранитизацией парагнейсов, поздняя — с привносом калия и образованием порфировых включений калиевого полевого шпата (микроклинизацией).

Самыми молодыми членами ранней интрузивной фазы являются аплитовые граниты и аплиты. Они в обилии содержат микроклин, иногда турмалин.

ПЕРЕХОДНАЯ ГРУППА ДВУСЛЮДЯНЫХ ГРАНИТОВ

Двуслюдяные граниты внедрились, вероятно, в астурийскую фазу варисского горообразования (Зоубек, 1963). Они содержат мусковит, характерно присутствие андалузита; полевой шпат часто относится к микроклину. При обычном очень небольшом содержании турмалина (бора) в гранитах Славковского Леса очень заметно обогащение им гранитов этой группы, особенно гранита Овчак II.

Мусковит-биотитовый и двуслюдяный кынжвартский гранит в юго-западных отрогах Славковского Леса, к западу от курорта Кынжварт, по составу и химизму представляет собой непосредственное продолжение линии дифференциации горского гранита (см. рис. 1 и 2). Он грубозернист, местами с признаками ориентированности, с идиоморфными полевыми шпатами (пертитовый ортоклаз и пертитовый микроклин преобладают над олигоклазом и альбит-олигоклазом), с крупными кварцевыми зернами и обильным черным биотитом, богатым железом. Содержание магния в породе очень низкое (<0,17%). Мусковита мало, хотя в некоторых местах он становится преобладающим. От рудногорских гранитов, с которыми его часто связывают (Зоубек, 1963), этот гранит отличается присутствием микролина, свежестью биотита и химическими различиями. Пертитизация полевых шпатов вторичная, метасоматическая. В краевых частях калиевых полевых шпатов часто включены кварцевые зернышки и чешуйки слюды. Кварц часто катаклазирован. Акцессории: циркон, ортит, ксенотим, титанит, апатит, местами андалузит, изредка фибролит. Выразительны (табл. 1) различия в химизме кынжвартского гранита (колонка 1, средняя из 3 анализов) по сравнению с соседним рудногорским литионит-топазовым гранитом массива Лесны и Лысина (колонка 2, среднее из 4 анализов). Содержание P_2O_5, Li_2O и F, так же как и значения *p*, *li*, *f* по Ниггли, в кынжвартском граните ниже, содержание TiO_2 и значения *ti* и *k* — заметно выше по сравнению с рудногорским гранитом. Барий и стронций, более значительно сконцентрированные в кислых горских гранитах, имеют подобное содержание в кынжвартском граните, между тем как в типичных рудногорских гранитах они или отсутствуют, или присутствуют как рассеянные элементы (Фиала, 1964_1).

Двуслюдяный кфельский гранит в северной части нагорья на юге граничит со славковскими гнейсами, на западе — с горским и локетским гранитом, на востоке — с горским гранитом. В восточной части кфельского гранитного массива и в соседнем горском граните проявляются жилы гранит-порфиров. Во многих местах массив также прорезается аплитовыми жилами в направлении север-северо-запад — юг-юго-восток и восток-северо-запад — запад-юго-запад. У хорошо видного контакта с локетским гранитом к юг-юго-востоку от горы Локет, в направлении 120° и с падением 82° на северо-восток, сначала идет гранит чисто биотитовый, далее вокруг биотита появляются мусковитовые окаймления, а на расстоянии 1 *м* уже находится нормальный двуслюдяный гранит. В массиве кфельского гранита можно выделить три фации: у края, главным образом на западе, развита мелкозернистая, изредка порфировидная фация, бедная мусковитом; на востоке и на юге — аплитовая фация (Вондрова, 1961) с альбит-олигоклазом или альбитом, уменьшением калиевого полевого шпата (ортоклаз и микроклин, оба пертитовые), местами с турмалином. Главным типом является двуслюдяный гранит с обильным мусковитом, по направлению вверх слегка порфировый, с вкрапленниками пертитового ортоклаза и микроклина, которые содержат пластинки олигоклаза, кварц и слюду. Составными частями являются кварц, пертитовый ортоклаз и микроклин, олигоклаз, местами альбит, обильный биотит. Мусковит обрастает и замещает биотит, изредка образует самостоятельные таблички. Акцессории: апатит, циркон, ортит, иногда турмалин, местами обильный андалузит.

Гранит Овчак образует небольшой массив размером 3×5 *км* у западного края нагорья, ограниченный на востоке и западе тектоническими границами. Имеет две главные фации. Гранит Овчак I — порфировидный биотитовый гранит с мусковитом, расположенный на краю массива, имеет вкрапленники пертитового ортоклаза (с включениями остальных составных частей) в основной массе из ортоклаза, зонального олигоклаза, кварца, биотита, небольшого количества мусковита, обильного апа-

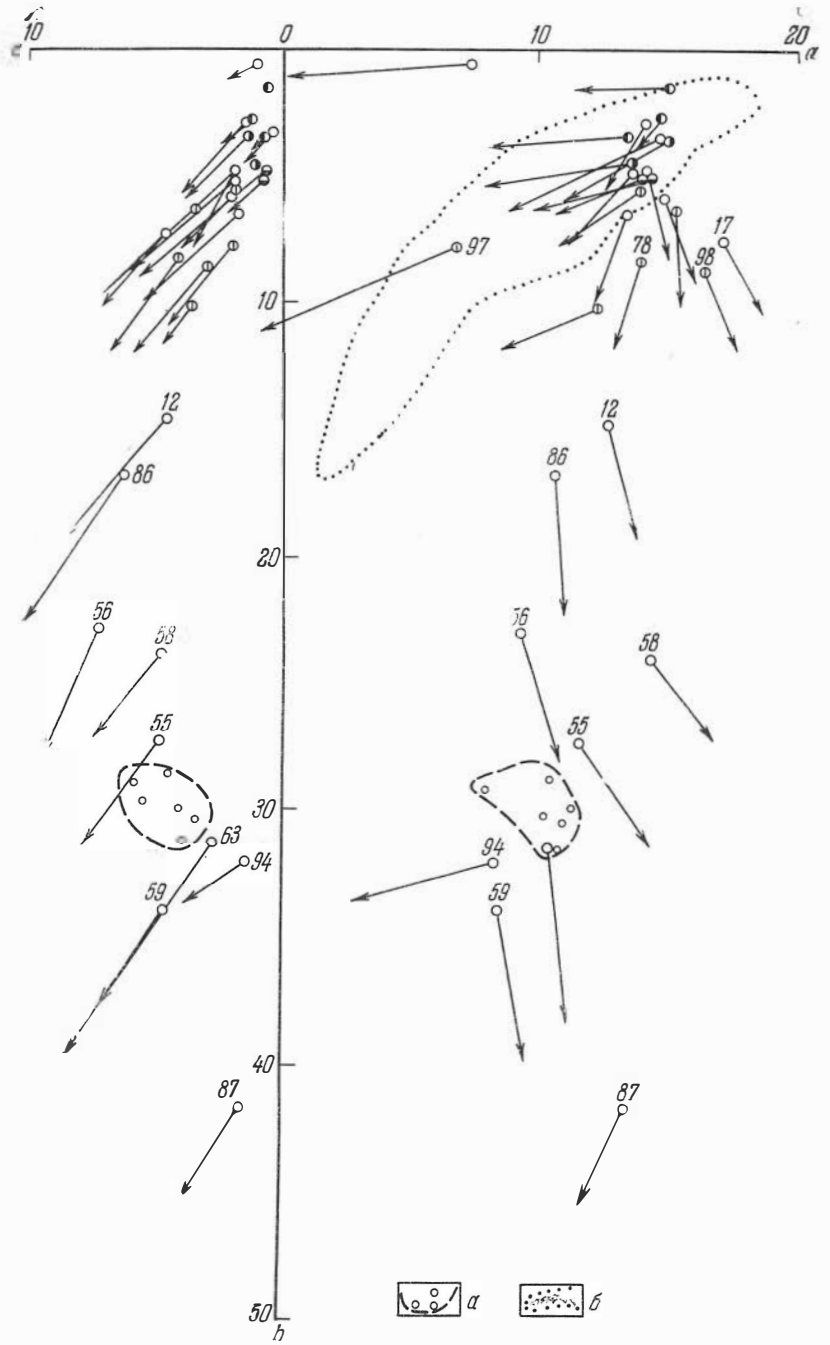


Рис. 2. Дифференциация древней и переходной групп магматитов Славковского Леса, по А. Н. Заварицкому

Усл. обозн. *1 — 5* те же, что на рис. 1. Отдельно показано поле амфиболитов (*а*) и поле крушногорских гранитов и грейзенов (*б*)

Таблица 1. **Некоторые особенности химизма кынжвартского (1) и рудногорского (2) гранитов**

Показатели	1	2	Показатели	1	2
TiO_2	0,19	Сл.	*li*	0,17	1,71
Li_2O	0,02	0,15	*P*	0,29	0,8
P_2O_5	0,12	0,36	*f*	—	24,6
F	0,02	1,10	*k*	0,52	0,405
ti	0,84	0,13	Ba	$0,0_n$	$0,00_n$

тита и андалузита. Акцессории: циркон, рутил, ильменит, единичные зерна топаза и граната. Доля андалузита в тяжелой фракции составляет до 78%. Его присутствие вместе с гранатом и мелкими включениями контактовых роговиков свидетельствует о контаминации параматериала. Двуслюдяный непорфировый гранит Овчак II в средней части массива содержит грубочешуйчатый мусковит и турмалин («турмалиновые солнца») наряду с обильным андалузитом. Мусковит и альбит замещают калиевый полевой шпат. Это более молодой тип с ясным автометаморфизмом, гораздо более близкий к рудногорским гранитам, чем фация Овчак I, хотя и отличается от них присутствием обильного андалузита (доля его в тяжелой фракции составляет 36%, апатита —27% и турмалина —37%). У восточного края массива выходит бедная мусковитом фация, приближающаяся к горскому граниту.

ГРАНИТ-ПОРФИРЫ

Гранит-порфиры целым рядом своих жил север-северо-восточного — юго-юго-западного направления прорезают горский и кфельский гранит в долине р. Тепла. Н. Вондрова (1961) констатировала, что некоторые жилы с глубиной становятся более лейкократовыми. В массиве Крудим породы типа гранит-порфиров местами поднимаются над порфировидным биотитовым гранитом с мусковитом типа Тржидоми, которые здесь образуют наиболее древнюю интрузию рудногорских гранитов. Можно согласиться с мнением Г. Тойшера (1936, стр. 238) в том, что гранит-порфиры являются предшественниками гранитной магмы и при дальнейшем ее проникновении бывают поглощены ею. Случаи появления включений тонкозернистых гранит-порфиров в более крупнозернистых типах рудногорских гранитов массива Крудим, перекристаллизация и разрастание крупных включений кварца, а часто и полевого шпата из агрегата мелких зерен свидетельствуют о достоверности этого тезиса, а также позволяют объяснить включения мелких кварцевых зернышек в полевых шпатах крушногорских гранитов. Жилы гранит-порфиров небольших размеров, часто содержащие топаз, которые прорезают кынжвартский и рудногорский гранит, разумеется, являются более молодыми.

ГРУППА РУДНОГОРСКИХ АВТОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ГРАНИТОВ

Эти более молодые типы гранитов также претерпели длительный период развития. Наиболее выразительные типы, вероятно, относятся к сальской фазе пермского периода. Недавно В. Зоубек (1963, стр. 113) большинство из них передвинул в астурийскую фазу, а сальский возраст считает возможным (под вопросом) лишь для самых молодых «оловоносных» гранитов. Указанный более древний возраст вполне правдоподобен

для самых древних типов рудногорских гранитов, т. е. для порфировидного гранита с мусковитом типа Тржидоми или же Сваров-Полом. Об этом свидетельствуют их отношения к двуслюдяным гранитам переходной группы, свежесть биотита, содержание андалузита, незначительные автометаморфические изменения. В общем рудногорские граниты характеризуются более светлой окраской и заметным метаморфизмом (увеличение содержания альбита, замещение полевых шпатов мусковитом, часто литиевым, литионизация биотита, присутствие обильного топаза, грейзенизация). Плагиоклаз постепенно обогащается и заменяется альбитом. В обилии встречается апатит; обогащение фосфором при низком содержании CaO ведет к развитию других фосфатов. Включения мелких, часто идиоморфных зерен кварца в полевых шпатах, приводимые (Зоубек, 1963) как характерная черта рудногорских гранитов, и выражение избытка SiO_2 в начальных фазах застывания можно объяснить процессом перекристаллизации с увеличением зерен полевого шпата во время автометаморфных процессов, при которых более тонкозернистые ранние граниты постепенно рекристаллизуются.

Рудногорские граниты в Славковском Лесу наряду с единичными небольшими штокверками образуют два небольших массива, которые были внедрены в местах пересечения старых тектонических линий, омоложенных в варисское время. На севере это массив Крудим, западнее Горни Славков, на юге — массивы Лесны и Лысина к северу от курорта Кынжварт. Эти массивы сложены несколькими петрографическими типами, в большинстве близкими друг к другу по своему химизму (аплит-гранитовые вплоть до энгадинит-гранитовых магм), которые в общем ряду развития гранитоидов Славковского Леса соответствуют лишь короткому промежутку основной линии и дифференцируют поперек главного направления (см. рис. 1 и 2). Некоторая разница проявляется в рассеянных элементах, частично также в щелочах. Избыток Al у слабо автометаморфизованных типов (Тржидоми, Сваров-Полом) проявляется в присутствии андалузита, у сильнее автометаморфизованных — слюды или топаза. Повышенная глиноземистость может быть результатом магматической дифференциации, а также и метасоматического изменения под влиянием проходящих летучих компонентов.

Содержание воды в рудногорских гранитах, за исключением мусковитизированных типов и грейзенов, в общем не повышенное и значительно падает в литионит-топазовых гранитах, в альбит-аплитовом граните и в альбититах, одновременно с заметным повышением доли натрия. Ввиду низкого содержания воды и избытка Al_2O_3 нет причин предполагать высокую текучесть магмы, за исключением аплитовых, обогащенных водой и щелочами фаций. Скорее всего это была сравнительно вязкая и переохлажденная магма, поднимавшаяся под давлением в местах, где пересечение тектонических линий освобождало путь, способствовало обезгаживанию и частично предопределило и форму магматических тел. О пониженной температуре свидетельствует также сравнительно слабое контактное действие рудногорского гранита в Цисаржском Лесу и в Рудных горах по сравнению с действием горского гранита.

Там, где при внедрении магмы в трещиноватой кровле произошло обезгаживание, образовались фации «нормального» типа, бедные летучими компонентами. Например, в массиве Крудим образовался *порфировый биотитовый гранит с мусковитом типа Тржидоми;* с ним связаны, с одной стороны, более крупнозернистые и глубинные фации Сваров-Полом, а с другой стороны, в высоких, быстрее охлаждавшихся горизонтах — тонкозернистые типы, приближающиеся к гранитным порфирам. Часто мелкозернистые фации переходят в крупнозернистые в результате рекристаллизации мелких зерен. При этом развиваются порфировидные кварцевые и полевошпатовые включения, содержащие

по краям мелкие зернышки кварца. Микроскопически порода характеризуется свежестью черного биотита, присутствием обильного андалузита и позднего мусковита, единичных зерен дюмортиерита. Вкрапленники состоят из пертитового ортоклаза, зонального олигоклаза, кварца и биотита, а основную массу образуют ортоклаз, олигоклаз-альбит, олигоклаз, кварц, биотит, мусковит, обильный андалузит, акцессорные апатиты, циркон, ортит, единично дюмортиерит и топаз. При двух анализах тяжелых фракций (аналитики А. Пихова, И. Пиндлова) было установлено содержание (в %): апатита 22—7, андалузита 64—91, граната 5—0, циркона 5—1, рутила 4—1, следы турмалина, топаза, амфибола и дюмортиерита. Количества F и Li незначительны, значение K довольно высокое 0,44—0,57%, среднее из 7 анализов составляет 0,51%.

У западного края массива Крудим залегает *двуслюдяный гранит типа Милирже,* среднезернистый, химически близкий к тржидомскому, несколько богаче кварцем и с обильным мусковитом. Проявления автометаморфизма слабые (местами выцветание биотита, мусковитизация полевых шпатов, признаки альбитизации, присутствие топаза). Полевой шпат — ортоклаз, часто пертитовый, альбито-олигоклаз, альбит. Пертитизация метасоматическая, местами образуется паркетовый альбит. Содержание K в пределах 0,34—0,51% (среднее 0,48%). Появляется заметное количество лития (0,09—0,11% Li_2O) и фтора (0,20—0,35%). Вершинная часть массива Крудим проявляет более сильный автометаморфизм, содержит больше мусковита, топаза, единичные зерна турмалина. В массиве Лесны выразительные аналоги этого типа отсутствуют.

У северного и южного краев массива Крудим распространен *литионит-топазовый гранит типа Чиста,* среднезернистый, лейкократовый, богатый полевым шпатом. Подчиненное содержание литионита возникло в результате изменений первоначального биотита, в котором магний был заменен литием. Преобладают щелочные полевые шпаты. Свежий ортоклаз нарастает вокруг кислого плагиоклаза (альбит-олигоклаз вплоть до чистого альбита), слегка замутненного тонким серицитом, сам же замещается альбитом, иногда кварцем. Кварц заполняет промежутки, в форме мелких зерен врастает в полевые шпаты. Полоски жидких и двухфазовых включений идут по следам границ сращивания первоначальных мелких зерен. В обилии топаз. Акцессории: апатит, циркон, ортит, изредка касситерит, довольно часто флюорит. В массивах Лесны и Лысина этому граниту соответствуют аналогичный тип Лысина и грубозернистый тип Елени. Литионит-топазовые граниты содержат повышенное количество лития (до 0,23% Li_2O) и значительное количество фтора (0,10—1,70%). Очень низкое, даже нулевое содержание Ti и Ba. Содержание K у типа Чиста и Елени 0,40—0,44, у типа Лысина падает до 0,37%.

К западу от Красно на возвышенности Высокий Камен выходит *альбит-аплитовый гранит* с переходами к кварцевому альбититу и альбититу. Он образует более глубокий ярус сильно денудированного грейзенизированного штокверка, пронизанного мощным нарушением северо-западного — юго-восточного направления, которое заполнено кварцевой брекчией. В опустившейся восточной части выходят грейзены в контакте с гнейсами славковской глыбы. В поднятой западной части грейзены в большинстве отденудированы, а на поверхность выступает слегка серицитизированный, ниже неизмененный *альбит-аплитовый гранит* или же альбитит. Это мелкозернистая порода, часто с повышенным по сравнению с кварцем содержанием полевых шпатов (тип сиеноаплита), в большинстве с повышенной долей альбита по сравнению с калиевыми полевыми шпатами (метасоматическая альбитизация). Содержание

цветных компонентов незначительно (0,04—0,6% Fe_2O_3, следы — 0,15% TiO_2), содержание воды довольно низкое (0,42—0,75%). Преобладает альбит, в различных количествах присутствует ортоклаз, местами включающий пластинки альбит-олигоклаза, а чаще всего обрастаемый и замещаемый альбитом. Микроклин отсутствует. В следующей фазе грейзенизации калиевый полевой шпат часто замещается кварцем. На основании содержания щелочей было выделено несколько типов, причем самые богатые имеют 10—13% щелочей (альбитит Н-9: 7% Na_2O, 4,86% K_2O; Н-117: 6,32% Na_2O, 6,28% K_2O; сиеноаплит Р-6: 4,06% Na_2O, 9,20% K_2O). Окварцованные типы имеют менее 4% щелочей. Эти свойства квалифицируют породу как качественный заменитель пегматитовых полевых шпатов. Обогащение K_2O зависит от более позднего привноса калия.

По направлению к Красно из названного выше литионит-топазового гранита на северном склоне хребта Шибеник развивается двуслюдяный гранит, в котором постепенно увеличивается количество мусковита за счет калиевого полевого шпата.

Мусковитовый гранит, выступающий в гребне далее к юго-востоку, а также на южном склоне Шибеника, незначительно порфировый, с вкрапленниками полевого шпата и кварца, содержит мусковит, альбит и кварц приблизительно в одинаковой мере. Ортоклаз, замещаемый кварцем, уменьшается и исчезает. Убыль ортоклаза и развитие мусковита служит проявлением кислотного выщелачивания в наступающем процессе грейзенизации (Коржинский, 1956, 1957, 1960, 1966; Беус, 1960, 1961; Беус, Залашкова, 1962 и др.). У восточного края самого южного массива рудногорского гранита Лесны и Лысина развит *мусковитовый гранит типа Кладска,* розовый, мелкозернистый, богатый мусковитом, по краю грейзенизированный. Он образует молодую интрузию в отличие от литионит-топазового гранита типа Лысина, который на контакте грейзенизирован. В мусковитовых гранитах несколько возрастает доля воды (0,21—2,12%), Li_2O (0,07—0,28%) и фтора (0,08—1,83%). Эти граниты образовались в результате сильной концентрации летучих компонентов. Главные летучие компоненты —H_2O и HF — накоплялись в охлаждающемся теле при значительном участии метасоматических процессов под непроницаемым покровом кровли.

При продолжающемся выщелачивании и последующем окварцевании образуются *грейзены,* как гранитовидные (с остатками полевых шпатов), так и серицитовые (с парафозами тонкочешуйчатых серицитовых агрегатов, сохраняющих контуры первоначальных полевых шпатов), слюдяно-кварцевые (с мусковитом, часто литиевым, или же циннвальдитом) или чисто кварцевые. Грейзены выходят главным образом у юго-восточного края массива Крудим, где между городами Горни Славков и Красно в фундаменте славковских гнейсов находятся грейзенизированные штокверки с вольфрамово-оловянным оруденением. В массивах Лесны и Лысина бедные грейзены образуют систему мелких жил севернее курорта Кынжварт, окаймляют края мусковитового гранита типа Кладска, образуют самую высокую часть штокверка мусковитового гранита к западу от пос. Прамены. На глубине они почти всегда связаны с метасоматическими породами типа альбитизированных гранитов, альбититов или сиенит-аплитов.

Характер дифференциации рудногорских гранитов в основных чертах отражен в диаграмме F—fm по А. Келеру и Ф. Рааду (1951), на рис. 3. От основного типа тржидомского гранита и двуслюдяных гранитов протянулись поля мусковитовых гранитов, которые характеризуются убылью полевых шпатов и увеличением содержания кварца и слюды. Линии F и fm здесь пересекаются; у грейзенов различия еще больше. Для литионит-топазовых гранитов характерно повышенное содержание

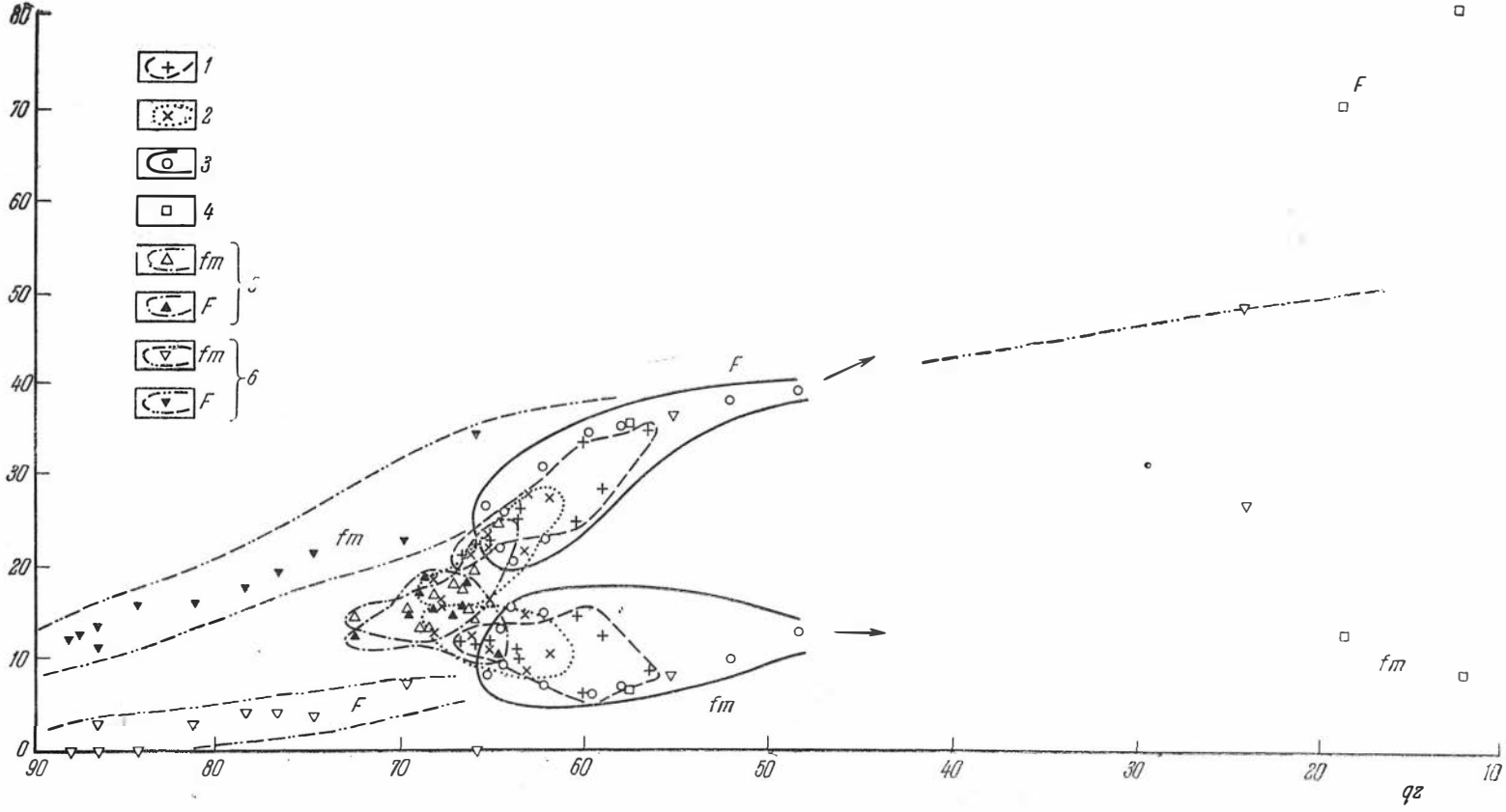


Рис. 3. Диаграмма дифференциации *F*, *fm* рудногорских гранитов Славковского Леса, по А. Келлеру и Ф. Рацу (1951)

1 — порфировидный биотитовый гранит с мусковитом типа Тржидоми, Полом-Сваров, гранитные порфиры; *2* — двуслюдяные граниты; *3* — граниты латионит-топазовые; *4* — альбит-аплитовый гранит, альбитит; *5* — граниты мусковитовые; *6* — грейзены

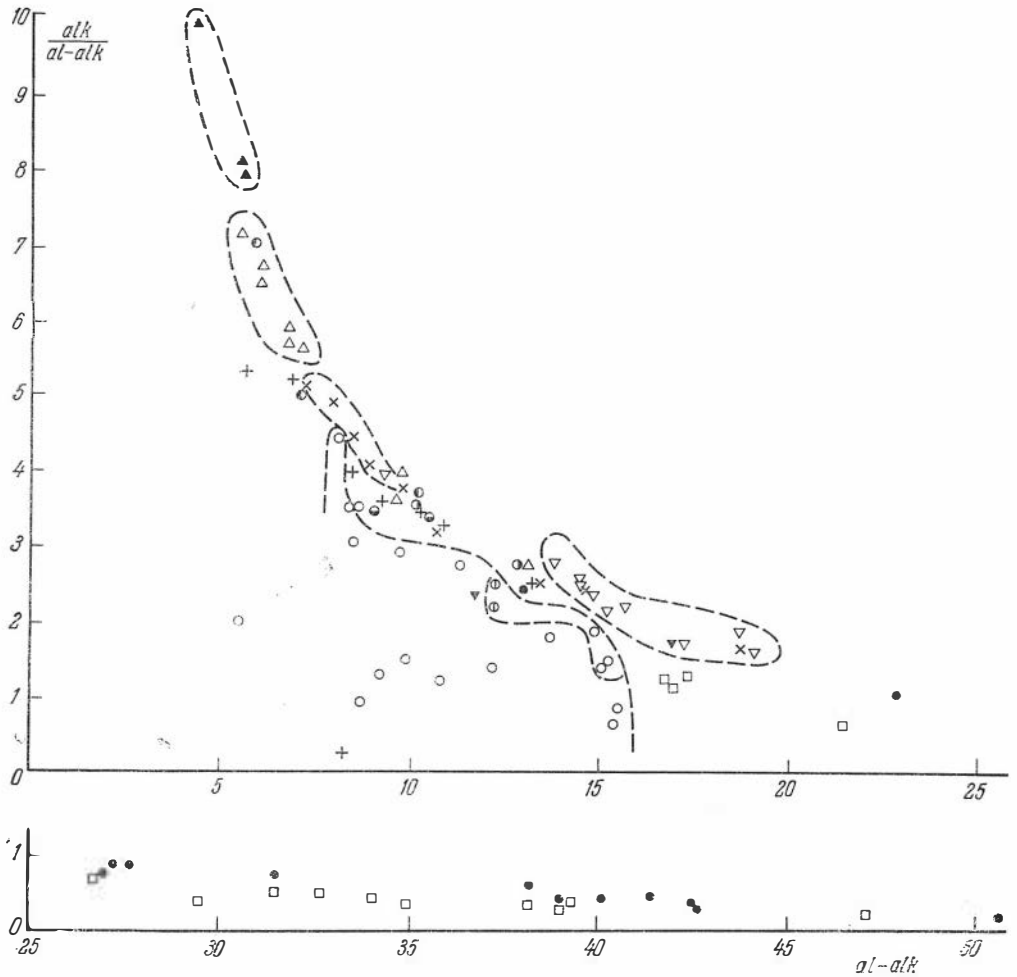


Рис. 4. Диаграмма $al—alk \,/\, \frac{alk}{al—alk}$ гранитоидов Славковского Леса

Усл. обозн. те же, что на рис. 1

щелочных полевых шпатов и возрастающая щелочность, увеличивающаяся по направлению к альбит-аплитовым гранитам и альбититам.

Еще более выразительно это двойное направление метасоматической дифференциации проявляется в графике $al — alk \,/\, \frac{alk}{al — alk}$ (рис. 4) или же в аналогичном, не приводимом здесь графике $al — alk/alk$. Точки крушногорских гранитов и гранитов переходной группы образуют выразительную линию над полем точек древней группы интрузий (горские граниты в широком смысле слова). От центрального участка смешанных проекций гранитов тржидомских, двуслюдяных, рудногорских и гранитов переходной группы тянется влево вверх поле литионит-топазовых гранитов и альбититов с возрастающей долей щелочей. Остальные типы имеют избыток Al, возрастающий у мусковитовых гранитов и особенно у грейзенов. Вправо от поля проекций древних магматитов располагается поле кристаллических сланцев.

Дифференциацию можно объяснить теорией кислотного выщелачивания в понимании Д. С. Коржинского (1957), А. А. Беуса (1961), А. А. Беуса, Н. Е. Залашковой (1962). После щелочной магматической фазы, образующей калиевые полевые шпаты в подконтактовой зоне ку-

половидных гранитных штокверков, начинается циркуляция трансмагматических растворов, постепенно охлаждающихся и становящихся кислее. При взаимодействии кислых растворов, богатых HF, и щелочных компонентов наиболее сильные основания (K) уносятся и заменяются более слабыми (Na), происходит альбитизация. В главной фазе кислотного выщелачивания ликвидируются полевые шпаты, сначала калиевые (мусковитовые границы), затем плагиоклазы или альбит (грейзены); в крайнем случае происходит образование чисто кварцевых грейзенов. В результате транспортировки выщелоченных оснований в более высокие зоны при постепенной нейтрализации кислых грейзенизирующих растворов щелочными катионами, выщелоченными из окружающей среды, создается более молодая щелочная натриевая волна, образующая циннвальдит-альбитовые метасоматиты (сиенитового типа) вплоть до калиевых, создающих циннвальдитовые грейзены (слюдиты). Последние образуют заполнение трещин, окаймляясь сиенитовыми метасоматитами. Полученные в последнее время буровые материалы показывают, что и альбитит местами на глубине замещается более молодым калиевым полевым шпатом.

НЕСКОЛЬКО ОБЩИХ ЗАМЕЧАНИЙ О ХИМИЗМЕ

В табл. 2 дается обзор средних значений некоторых компонентов, характерных для отдельных типов гранитоидов Славковского Леса.

Группа древних магматитов (ряд горского гранита) очень стабильна в макроэлементах. Постоянное рассеянное содержание Ba возрастает и у более кислых членов колеблется в пределах 0,01—0,1%, причем начинает проявляться и Sr. То же наблюдается и у двуслюдяного кынжвартского гранита. В рудногорских гранитах заметен недостаток Ba

Таблица 2. **Средние содержания компонентов (в вес. %) и средние значения коэффициентов Ниггли**

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
TiO_2	1,87	0,99	0,78	0,19	0,20	0,15	0,27	0,13	0,02	0,003	0,06	0,026	0,18
P_2O_5	0,49	0,27	0,29	0,12	0,26	0,24	0,27	0,28	0,34	0,59	0,30	0,25	0,34
Li_2O	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02	0,10	0,15	0,04	0,135	0,37	0,73
F	—	—	—	0,02	—	0,10	0,18	0,24	0,50	0,13	0,77	1,51	1,91
ti	3,2	2,7	2,44	0,85	0,83	0,61	1,02	0,55	0,09	0,01	0,26	0,13	0,48
p	0,49	0,45	0,51	0,29	0,64	0,57	0,64	0,69	0,82	1,17	0,76	0,76	0,49
f	—	—	—	—	—	1,7	2,52	4,6	10,96	1,92	15,0	38,1	19,95
li	0,10	0,09	0,17	0,17	0,3	0,48	0,71	1,21	1,6	0,38	1,63	4,99	4,85
h	19,0	14,7	15,9	17,0	15,2	9,4	18,1	18,5	13,0	10,16	26,4	42,3	40,5
k	0,48	0,48	0,46	0,52	0,50	0,52	0,51	0,49	0,42	0,3	0,49	0,64	0,34

А. *Древняя группа интрузий («горские граниты» в широком смысле слова)*:
1) габбро-диориты (6 анализов); 2) кварцевые диориты, гранодиориты, биотитовые граниты (10 анализов); 3) порфировидный гранит локетский (5 анализов).

Б. *Переходная группа двуслюдяных гранитов*:
4) двуслюдяный гранит кынжвартский (3 анализа); 5) двуслюдяный гранит кфельский (2 анализа); 6) двуслюдяный гранит Овчак (2 анализа).

В. *Группа рудногорских гранитов*:
7) порфировидный биотитовый гранит с мусковитом типа Тржидоми и Сваров-Полом, гранитные порфиры (8 анализов); 8) двуслюдяные граниты (8 анализов); 9) литионит-топазовый гранит (10 анализов); 10) альбит-аплитовый гранит и альбититы у Красно (3 анализа); 11) мусковитовый гранит (10 анализов); 12) грейзены (13 анализов); 13) циннвальдит-альбитовые метасоматиты сиенитового типа у Красно (2 анализа).

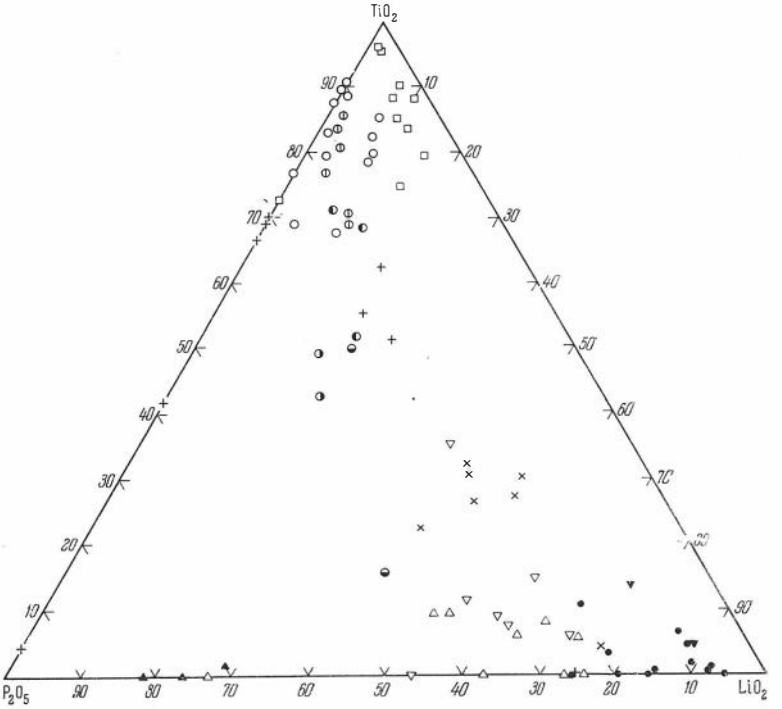


Рис. 5. Треугольник P_2O_5—Li_2O—TiO_2 гранитоидов Славковского Леса
Усл. обозн. те же, что на рис. 1

и Sr. Подобные условия установил В. В. Булдаков (1958) в Майтасском массиве, где Ba и Sr также концентрируются в грубозернистых гранитах главной фазы и отсутствуют или проявляются лишь ограниченно в мелкозернистых жильных типах.

Содержание титана, высокое у более древней группы, заметно падает у гранитов переходной группы и у тржидомского гранита, причем очень резко (часто даже до нуля) падает у большинства рудногорских гранитов (рис. 5).

Фосфор вместе с Ti и Li — наиболее характерный рассеянный элемент гранитной серии, ведет себя противоположно по сравнению с титаном (см. рис. 5). По направлению к автометаморфизованным рудногорским гранитам в среднем довольно отчетливо возрастает содержание P_2O_5, что доказывает мобилизацию фосфора в связи с деятельностью поздне- и постмагматических растворов.

Литий отсутствует или сильно рассеян в гранитах древней группы, присутствует как рассеянный элемент в переходной группе и в граните типа Тржидоми, содержание его отчетливо возрастает в типах автометаморфизованных рудногорских гранитов.

Фтор в горских гранитах отсутствует, в переходных имеет значения 0,00—0,02%, незначительно возрастает в тржидомском граните, его содержание существенно увеличивается в остальных рудногорских гранитах. Параллельно со фтором возрастает и содержание лития. Одновременно можно хотя бы для ряда двуслюдяные граниты — мусковитовые грейзены констатировать прямую зависимость содержания фтора от содержания H_2O^+. Содержание Sn, рассеянное у гранитов древней и переходной групп, заметно возрастает параллельно с ростом Li в рудногорских гранитах.

Характерным явлением считаем возрастание содержания бора (турмалина) в гранитах переходной группы (типа Овчак II), не изучавшееся аналитическим путем, но хорошо наблюдаемое макроскопически и в шлифах. Источником бора в этом случае могут быть вмещающие осадочные толщи.

ВЫВОДЫ

Внедрение гранитов древней группы (ряд горских гранитов в широком смысле слова) проходило, вероятно, в период рудногорской фазы варисского орогенезиса вдоль простирания геологических структур на глубине при значительном приливе тепловой энергии и сильном притоке щелочей, вначале преимущественно Na, позднее с возрастающей долей K_2O. Контактовое влияние на окружающую среду было очень сильным, происходила ассимиляция параматериала, контаминация магмы и развитие агматитовых мигматитов кварцевого диорит-тоналитового состава. Между тем как магматиты древней группы в большинстве насыщены щелочами, гранитоиды переходной группы и рудногорских гранитов проявляют избыток Al, обусловленный у двуслюдяных гранитов переходной группы и у рудногорского-тржидомского гранита поглощением седиментационного материала (включения роговиков, обильный андалузит, единичный гранат, силлиманит). У остальных рудногорских гранитов происходит выделение двух рядов, одного — с постепенным метасоматическим обогащением щелочей, второго — с постепенно возрастающим избытком Al в результате развития кислотного выщелачивания. Результатом возрастания избытка Al было увеличение вязкости и уменьшение подвижности магмы. Одновременно с переменой тектонических условий и развитием радиальной тектоники и поперечных трещин (астурская фаза) у гранитов переходной группы изменились и формы интрузивных тел, которые поднимались из массы подстилающего плутона вверх в виде хорошо ограниченных дискордантных массивов небольших размеров, частично при действии диапирового механизма. Температура была низкая, воздействие на окружающую среду слабое. Отношение K/Na несколько изменилось (высокое содержание K_2O и микроклинизация у большинства переходных гранитов, микроклинизация локетского гранита и части горских гранитов). Произошло временное обогащение бором, вероятно, в результате ассимиляции из вмещающих отложений. Фаза рудногорских гранитов, вероятно, связанная с пермской фазой сальского варисского орогенезиса, проявлена внедрениями тел подобного же типа, но с существенным обогащением летучими компонентами (Li_2O, P_2O_5, F) при уменьшении содержания бора. Несколько возросло содержание воды, возможно, в результате трансвапоризационного обогащения из соседнего окружения при подъеме в более высокие структурные этажи. Произошло мощное развитие метасоматических процессов, которые обусловили пеструю гамму пород, обогащенных щелочами (литионит-топазовый и альбит-аплитовый гранит, альбитит), и испытали в разной мере грейзенизацию (мусковитовые граниты, грейзены, рудные жилы Sn—W—Li-формации). Одновременно фиксируется наступление молодой щелочной фазы, которая создала циннвальдит-альбитовые метасоматиты сиенитового типа и циннвальдитовые грейзены («слюдиты»), затем молодые полевошпатовые пегматиты, а частично вела и к дальнейшим изменениям альбититов в результате возрастания активности калия.

В общем развитие магмы карловарского гранитного массива в Славковском Лесу или даже всего рудногорского плутона необходимо понимать как длительный и сложный процесс, в котором образование петрографически близких типов пород было не обязательно одновременным.

MAGMATIC AND METASOMATIC DIFFERENTIATION OF SLAVKOVSK AREA GRANITOIDS (CSSR)

F. FIALA

SUMMARY

The 3 groups (phases) of granitoids are distinguished. The ancient granitoids have been formed by considerable flow of the heat and alcalis (Na at first, then, K), in consequence of this the assimilation, contamination of magma and development of agmatitic migmatites are characteristic. The granitoids of transitional group and granites of Ore Mountains are oversaturated with Al and enriched with boron, in result of absorption of sedimentary material, their viscosity was increased but mobility was decreased; well limited discordant small massives, partly of diapiric type were formed. The influence of these massives on surroundings is weak, the K/Na relation is increased (microclinisation). The phase of Ore Mountaineous granitoids is characterised by essential enrichment of volatiles P, F, with the decrease of boron content at the same time. The K_2O content is increased, probably, in result of transvaporization in upper structural stages. The alkali — rich rocks (litionite-topaz-albite-aplitic granites, albitites) and greisened rocks (muskovite bearing granites, greisens, ore veins of Sn—W—Li-formation) are formed in result of intrusive metasomatic processes.

ЛИТЕРАТУРА

Беус А. А. Геохимия грейзеновых месторождений и закономерности распределения редких элементов.— Доклады сов. геологов на XXI сессии МГК, 1960.

Беус А. А. Альбитизированные и грейзенизированные граниты — новый перспективный тип месторождения редких элементов. Госгеолтехиздат, 1961.

Беус А. А., Залашкова Н. Е. О процессах высокотемпературного послемагматического метасоматоза в гранитоидах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 4.

Булдаков В. В. Особенности строения гранитного массива Майтас (Северное Прибалхашье) и распределение в нем некоторых редких элементов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 9.

Вондрова Н. [*Vondrová N.*] Závěrečna správa o geologickém výzkumu v severovýchodni části Slavkovského lesa. Geofond. Praha. 1961.

Зоубек В. [*Zoubek V.*] Předběžná správa o geologickém výzkumu a mopování oblasti karlovarského plutonu.— Vest. Ustred, ústavu geol., 1951, **26**.

Зоубек В. Krystalinikum západních Čech.— Časop. mineral a geol., 1958, N 2.

Зоубек В. Vysvetlivky k přehledné geologické mape CSSR 1 : 200000. List Karlovy Vary.— Praha, 1963.

Йокелы Й. [*Jokely J.*] Zur Kenntniss der geologischen Beschaffenheit des Egerer Kreises in Böhmen.— Jahrb. geol. Reichsanstalt, 1856, 7.

Йокелы Й. Zur Kenntniss der geologischen Beschaffenheit des Egerer Kreises in Böhmen. Der südwestliche Theil des Erzgeoirges.— Jahrb. geol. Reichsanstalt. Wien, 1857, 7.

Келер А., Раац Ф. [*Köhler A., Raaz F.*] Über eine neue Berechnung und graphische Darstellung von Gesteinsanalysen.— Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1951.

Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах.— Геохимия, 1956, № 7.

Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 12.

Коржинский Д. С. [*Korzhinsky D. S.*] Acidity-alkalinity in magmatic processes. Rept 21st Session Internat. Geol. Congr., pt 11. Copenhagen, 1960.

Коржинский Д. С. Общие закономерности послемагматических процессов.— В кн. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». Госгеолтехиздат, 1966.

Лаубе Г. [*Laube G.*]. Geologie des Böhmischen Erzgebirges. I. Geologie des westlichen Erzgebirges oder des Gebirges zwischen Maria-Kulm-Schönbach und Joachimsthal Gottesgab.— Arch. Landesdurchforschung Böhmens. 1876, **3**, H. 3.

Росиwал А. [*Rosiwal A.*] Geologische Exkursionen in die Mine ralquellengebiete von Franzensbad, Marienbad und Karlsbad. IX. Internat. geol. Kongr., 1903, Führer Exkursionen in Oesterreich. Wien, 1903.
Тойшер Г. [*Teuscher G.*] Quantitative Kennzeichung der westerzgebirgischer Granite.— Neues Jahrb. Mineral., 1936, **69**.
Фиала Ф. [*Fiala F.*]. Některéz zjevy migmatitizace a granitizace spojené s «horskou žulou» Cisařského lesa.— Sbor. Ústřed. ústavu geol., Odd. geol., 1958, **24**.
Фиала Ф. Základní geologický výzkum Cisarského (Slavkovského) lesa 1955—1960. Geofond, Praha, 1962.
Фиала Ф. Horniny hranični (arzberské) série a kynžvartská žula v širším okolí Dolniho Zandova. Sbor. geol. věd, řada G, sv. 5, 1964_1.
Фиала Ф. The chemism of Granitoids of the Slavkovsky les Mts. (Ksiserwald). Session l'AZOPRO Tchecosl. Noyau Massif Boheme. Praha, ČSAV, 1964_2.
Фиала Ф. Metasomatický vznik biotititu od Noviny ve Slavkovském (Cisařském) lese. Sbor. geol. věd, řada G, sv. 8, 1965.
Фишер Г. [*Fischer G.*]. Vorläufiger Bericht über die geologischen Aufnahmen im Kaiserwald. Januar — August 1939, Archiv, Geofond, 1939.
Фишер Г. Aufnahmebericht zur geol. Kartierung auf den Blättern 3949/2 u. 4. im Kaiserwald. Arch., Geofond, 1940.
Хаберландт Х. [*Haberlandt H.*]. Petrographische Studien am Tiefgesteinskern von Marienbad.— Jahrb. geol. Bundesanstalt, Wien, 1929, **79**.
Хохштеттер Ф. [*Hochstetter F.*]. Allgemeiner Bericht über die geologische Aufnahme der I Section im Sommer 1855.— Jahrb. geol. Reichsanstalt. Wien, 1856, 7.
Штарк М. [*Stark M.*]. Gebirgsgranit und Erzgebirgsgranit im Kaiserwald nebst einigen Bemerkungen über die Kontaktprodukte.— Mitt. naturwiss. Vereines Univ. Wien, 1913, **11**.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ГРАНИТОИДЫ В КРИСТАЛЛИЧЕСКОМ ЧЕХЛЕ САКАРСКОГО БАТОЛИТА

В. ВЕРГИЛОВ
Геологический институт Болгарской академии наук

Известно, что образование так называемых магматических пород во многих случаях происходит не путем кристаллизации магмы, а метасоматическим путем — при воздействии эндогенных растворов на осадочные или метаморфические породы. В сущности в природе настолько широко развиты метасоматические явления, что с трудом можно найти магматическую породу, не затронутую в большей или меньшей степени воздействием постмагматических растворов. Это особенно относится к породам, образованным из магм, богатых летучими компонентами (главным образом H_2O).

Д. С. Коржинский (1952) убедительно показал роль магматического замещения и сквозьмагматических растворов в образовании магматических и метасоматических пород. Мы не можем останавливаться на обширной литературе и на дискуссиях по этому вопросу. Однако следует признать, что во многих случаях происхождение породы принимается как магматическое или метасоматическое в зависимости от вкуса и взглядов автора, при отсутствии объективных данных в поддержку того или иного мнения.

В этой статье изложены наблюдения над жильными породами гранитоидного типа, в которых, по нашему мнению, имеются достаточно убедительные доказательства их метасоматического характера.

В метаморфическом чехле Сакарского батолитового гранита (Юго-Восточная Болгария) встречаются дайки гранитоидного состава, внедренные в различные метаморфические породы. Дайки, являющиеся предметом рассмотрения в настоящей статье, внедрены в амфиболиты по слоистости или секут слоистость и характеризуются различной мощностью от нескольких сантиметров до 100 *м* (рис. 1). Границы между дайками и амфиболитами резкие, но в отдельных участках среди амфиболитов отмечаются обособления, более богатые плагиоклазом и кварцем, чем амфиболиты, что явно связано с привносом «гранитного» материала. Обособления состоят из плагиоклаза (An_{20}), роговой обманки, небольшого количества кварца и эпидота. Акцессорные минералы: ильменит, апатит, рутил и титанит (в основном около зерен ильменита и рутила). Как вторичный продукт по плагиоклазу встречается серицит. Дайки и тела характеризуются следующим минеральным составом: плагиоклаз, кварц и хлорит, небольшое количество роговой обманки, эпидота, серицита, а акцессории представлены рутилом или ильменитом, титанитом (образованным по рутилу или ильмениту), апатитом и редко цирконом. Состав плагиоклаза тот же (An_{20}), что и в амфиболитах, но в участках, где появляется новый плагиоклаз, он на несколько номеров кислее.

Кварц представлен зернами, заливообразно проникающими в плагиоклаз; обыкновенно в таких кварцевых «заливах» встречается также титанит и апатит. Отдельные зерна кварца имеют правильную

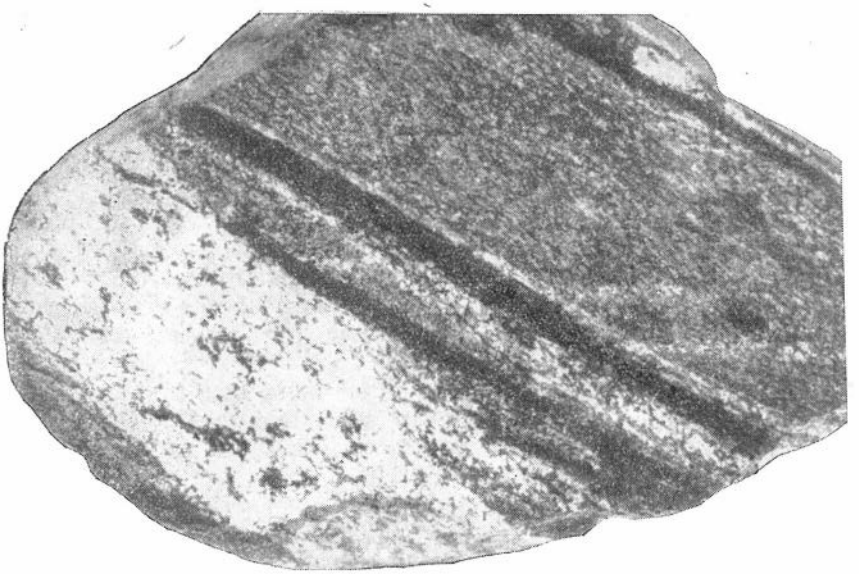


Рис. 1. Гранитоидная дайка в амфиболите, северо-восточнее с. Хлябово, Сакарские горы. **Натур. вел.**

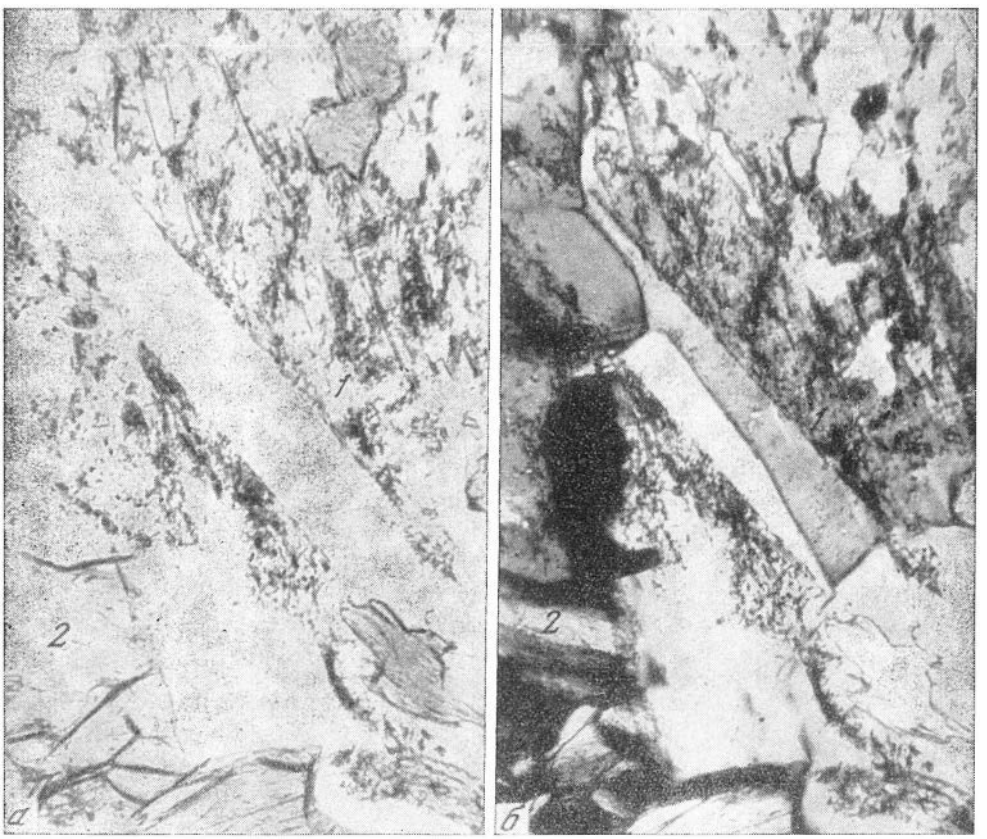


Рис. 2. Плейроморфоза плагиоклаза и хлорита по роговой обманке. Увел. 110
а — без анализатора; *б* — с анализатором; *1* — плагиоклазы; *2* — хлорит

шестиугольную форму. Все эти факты говорят о том, что кварц — последний образовавшийся в породе минерал.

Хлорит наблюдается в виде мелких чешуек в плагиоклазах или в форме крупных чешуйчатых агрегатов между зернами плагиоклаза.

Рутил и ильменит обычно встречаются в жилах отдельно: если жилы секут амфиболиты с рутилом, то в них есть рутил, а там, где они залегают в амфиболитах с ильменитом, содержат ильменит.

Титанит образуется по рутилу или ильмениту, местами целиком замещая эти минералы. В направлении от неизмененных амфиболитов к жилам количество титанита увеличивается. В больших жилах присутствует только титанит. В отдельных участках, где встречается неизмененная роговая обманка из амфиболитов, количество рутила (ильменита) увеличивается.

Структура является наиболее примечательной особенностью этих жил. Почти везде в них наблюдаются очень ясные формы кристаллов роговой обманки, целиком заполненные либо плагиоклазом, либо плагиоклазом с примесью хлорита (рис. 2, *а*, 3, *а* 4, *а*). Очень редко в этих формах встречаются реликты роговой обманки с неправильными очертаниями. Плагиоклазы, замещающие роговую обманку, под микроскопом кажутся совсем прозрачными, тогда как окружающие их плагиоклазы значительно изменены. Создается впечатление, что наблюдаем прозрачный монокристалл. Но достаточно ввести анализатор, чтобы убедиться, что это плейроморфный метасом, представляющий части окружающих плагиоклазов, заполнившие форму роговой обманки (см. рис. 2, *б*, 3, *б*, 4, *б*). Вновь образовавшиеся плагиоклазы имеют ту же ориентировку, что и плагио-

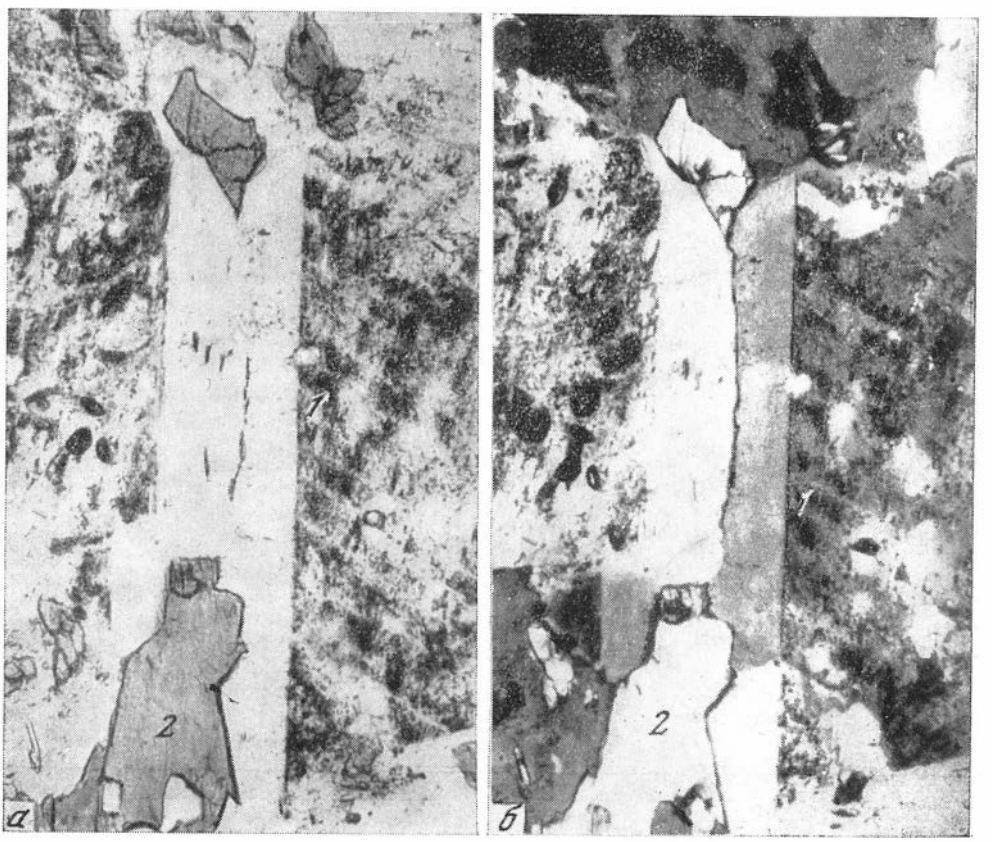


Рис. 3. Плейроморфоза плагиоклаза и хлорита по роговой обманке. Увел. 110

а — без анализатора; *б* — с анализатором; *1* — плагиоклазы; *2* — хлорит

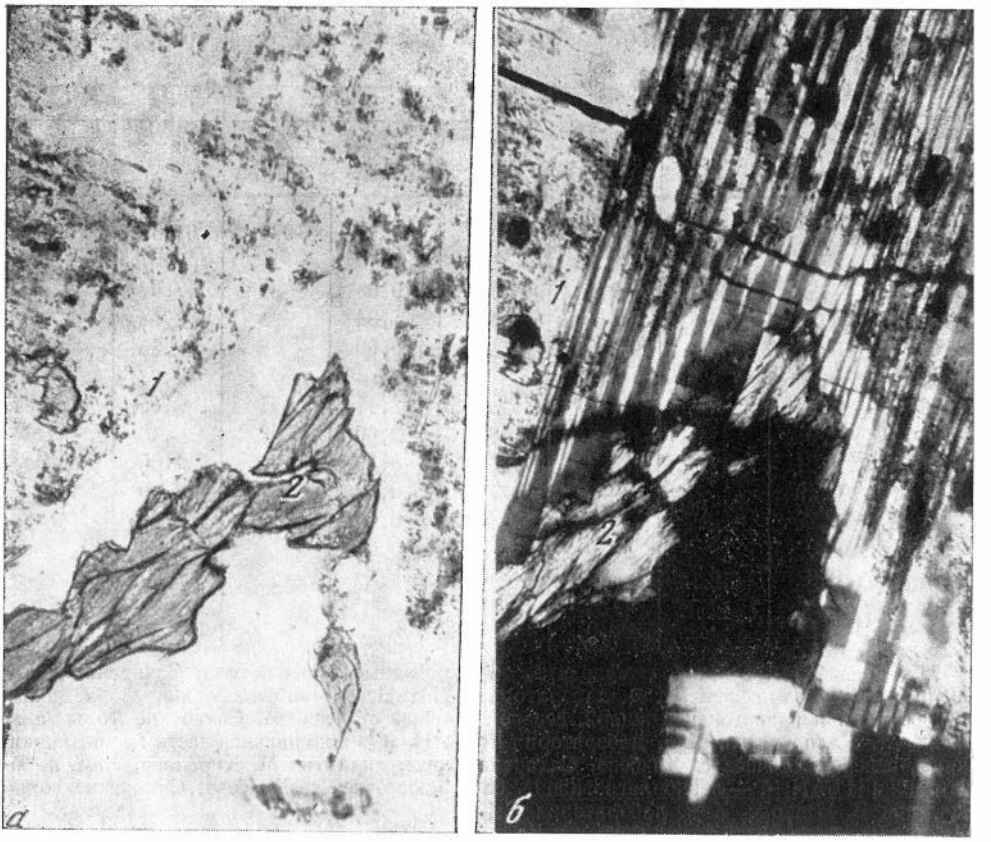


Рис. 4. Плейроморфоза плагиоклаза и хлорита по роговой обманке. Увел. 110

а — без анализатора; *б* — с анализатором (видны выклинивающиеся ламели во вновь образованном плагиоклазе); *1* — плагиоклазы; *2* — хлорит

клазы, на которых они нарастают. Даже система двойниковых пластинок та же самая, но во вновь образованном плагиоклазе одна из систем уменьшается, за счет чего расширяются индивиды другой до тех пор, пока не получится в самой внутренней части почти несдвойникованный кристалл (см. рис. 4, *б*). В местах, где вновь образовавшиеся в плейроформных метасомах плагиоклазы граничат с хлоритом, они очень часто характеризуются правильно оформленными гранями и ребрами. Все говорит о том, что хлорит образовался после плагиоклаза путем либо замещения оставшихся незамещенными частей роговой обманки, либо заполнения пространства после выщелачивания роговой обманки.

Для петрохимической характеристики этих жил приводим данные химического анализа вмещающих амфиболитов, промежуточной зоны, центральной части гранитоидной жилы и сравнительно большого тела лейкократового плагиогранита (см. таблицу).

Из вариационных кривых атомных количеств главных петрогенных элементов (рис. 5) видно, что количества отдельных петрогенных элементов закономерно изменяются от амфиболитов к жилам. Количество кремния непрерывно и плавно возрастает, содержание натрия в жилах и телах почти постоянно или даже немного уменьшается в больших телах, что связано с относительным возрастанием количества кремния от небольших жил к телам, более богатым кварцем. Содержание алюминия существенно не изменяется, оно несколько повышено в зонах контакта амфиболитов с жилами и в жилах, тогда как в гранитных телах и в амфиболитах оно одинаково.

Химический состав вмещающих амфиболитов и гранитоидных пород (северо-восточнее с. Хлябово)

Компоненты	1		2		3		4	
	вес. %	атомные эквиваленты	вес. %	атомные эквиваленты	вес. %	атомные эквиваленты	вес. %	атомные эквиваленты
SiO_2	52,41	837	56,15	935	59,10	984	65,69	1094
TiO_2	2,70	34	1,30	16	1,10	14	0,77	10
Al_2O_3	17,28	340	19,73	386	19,65	384	17,07	336
Fe_2O_3	4,54	56	3,86	48	1,84	22	0,53	6
FeO	5,81	81	3,60	50	0,60	8	0,65	9
MnO	0,16		0,12		Сл.		0,02	
MgO	3,91	97	2,37	58	3,14	77	2,25	56
CaO	7,67	137	5,76	103	2,69	48	4,48	80
Na_2O	4,81	154	6,37	206	8,39	270	7,65	246
K_2O	0,19		0,07		0,44		0,19	
P_2O_5	0,70		0,14		0,03		0,33	
H_2O^-	0,02		0,05		0,65		0,05	
H_2O^+	0,07	f=58,5%	0,85	f=63%	2,50	f=28%	0,47	f=21%
Сумма	100,27		100,07		100,13		100,15	

1 — амфиболит, в котором находятся гранитоидные жилы и тела, Сакарские горы, аналитик Ст. Калпакчиева, Хим. лаборатория ГИБАН; 2 — промежуточная зона между амфиболитом и гранитоидной жилой, северо-восточнее с. Хлябово, Сакарские горы, аналитик Ст. Калпакчиева, Хим. лаборатория ГИБАН; 3 — центральная часть гранитоидной жилы, северо-восточнее с. Хлябово, Сакарские горы, аналитик М. Кирацова, Хим. лаборатория ГИБАН; 4 — лейкоплагиогранит, северо-восточнее с. Хлябово, Сакарские горы, аналитик В. Недкова, Хим. лаборатория СУ.

Содержание железа, магния и кальция в общем уменьшается от амфиболитов к жилам. При этом уменьшение содержания железа протекает постепенно, а магний и кальций ведут себя по-разному. От амфиболитов к контактовой зоне содержание обоих элементов уменьшается, затем в небольших по размеру жилах содержание магния увеличивается, а кальция продолжает уменьшаться. В направлении от небольших жил к большим гранитовым телам кривые обоих элементов показывают обратную картину — содержание кальция повышается, а магния понижается. Содержание титана непрерывно понижается от амфиболитов к гранитным телам.

Если примем атомные количества каждого элемента в исходной амфиболитовой породе за 100, отчетливо виден градиент возрастания или уменьшения содержания каждого элемента в новообразованных породах. Как видно из диаграммы (рис. 6), главные петрогенные элементы ведут себя неодинаково: так, количество Na, Si и отчасти Al возрастает от амфиболитов к гранитам, а Fe, Mg, Ca и Ti, наоборот, уменьшается. При этом относительно наибольшим привносом характеризуется Na, в то время как Fe и Ti в наибольших количествах выносятся. Кривая кремния демонстрирует очень равномерное повышение его содержания от амфиболитов к гранитам.

Титан, принимающийся за инертный при метасоматических процессах, в данном случае проявляет сравнительную подвижность, и его содержание сильно понижается не только в гранитоидах, но и в слабо измененных контактовых зонах.

Очень характерна кривая железистости пород. Общая железистость $f_{общ} = \frac{Fe}{Fe + Mg}$ атомн. % (Соболев, 1950) понижается от амфиболитов

к гранитам, при этом лишь в контактовых зонах слегка повышается по сравнению с исходной амфиболитовой породой (см. рис. 5). Железистость исследованных гранитоидных пород ниже железистости лампрофиров. В данном случае пониженная железистость не может быть связана с исходными породами, как это наблюдаем у лампрофиров (Соболев, 1952), и объясняется поведением Fe и Mg при развитии этого типа метасоматоза: Fe оказывается гораздо подвижнее Mg и выносится, а значительная часть Mg остается связанной в хлорите.

Образование гранитоидных жил и тел в амфиболитах из северного контакта Сакарского батолита связано с метасоматической обработкой амфиболитов гранитизирующими растворами. Это инфильтрационные сквозьмагматические растворы по Д. С. Коржинскому (1952). Если примем, что гранитизирующие растворы замещали амфиболиты, становится ясно, что они привнесли только Si, Na и отчасти Al, а вынесли Fe, Mg, Ca и Ti.

При первоначальном проникновении растворов плагиоклазы изменяются слабо — образуется серицит и каолинит, в то же время роговая обманка оказывается почти полностью разложенной. Исходя из характера вторичных продуктов, можно предполагать, что в этой фазе растворы имеют кислый характер, поэтому они и разлагают в первую очередь роговую обманку, богатую основными компонентами, и слабее затрагивают богатый алюминием плагиоклаз. В следующей фазе (после прохождения волны кислотности) растворы имеют щелочной характер и образуют богатый Na и Ca кислый плагиоклаз, заполняющий места выщелоченной роговой обманки, а после него — менее основной Mg-Fe-хлорит. Состав вновь образовавшегося плагиоклаза определяется химическим потенциалом Na. В описываемом случае хорошо подтверждается гипотеза Д. С. Коржинского (1957, 1963) об опережении волны щелочности волной кислотности и роли фильтрационного эффекта в развитии инфильтрационных растворов (Жариков и др., 1961; Овчинников, Шур, 1953).

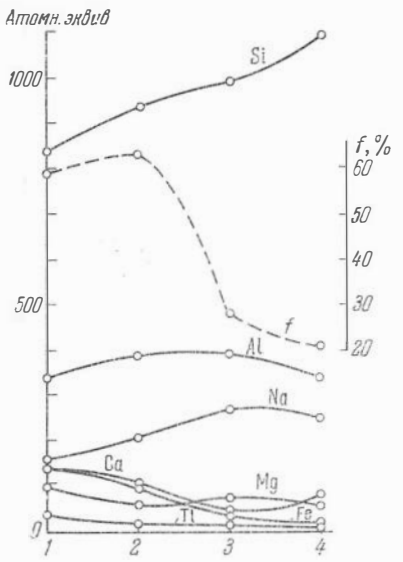


Рис. 5. Вариационные кривые атомных эквивалентов некоторых петрогенных элементов в амфиболитах и гранитоидах. Нумерация анализов 1—4 соответствует табл. 1

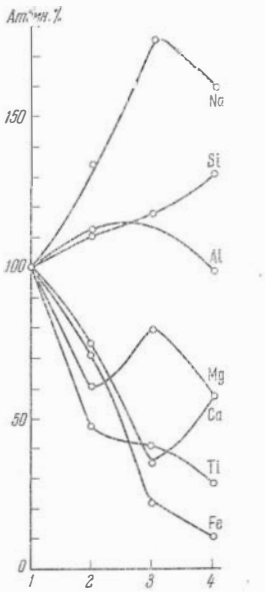


Рис. 6. Вариационные кривые изменения содержания элементов по отношению к исходной амфиболитовой породе (в атомн. %). Номера анализов (*1—4*) на рисунке соответствуют табл. 1

Интересно то, что во второй фазе, когда растворы носят щелочной характер, они не затрагивают вторичные минералы, возникшие в фазу кислотности. Наиболее вероятным объяснением этого служит инертный характер Al, способствующий устойчивости этих минералов при новых условиях. По-видимому, этим же объясняется сосуществование двух плагиоклазов и наличие форм замещенной роговой обманки. Вновь образовавшиеся в псевдоморфозах роговой обманки минералы — кислый плагиоклаз и хлорит — богаты алюминием. Содержание Al_2O_3 в хлорите из жил 18,65%, а в хлорите из гранитовых тел 11,35%.

Все особенности жил — псевдоморфозы плагиоклаза и хлорита по кристаллам роговой обманки, присутствие рутила и ильменита и низкая железистость — бесспорно указывают на метасоматическое происхождение жил. Гранитизирующие растворы были сравнительно низкотемпературными — возникает низкотемпературный парагенезис минералов: серицит, хлорит, кислый плагиоклаз. Ясно разграничиваются две фазы при воздействии растворов: кислотная и щелочная. Кислотная фаза характеризуется образованием вторичных продуктов по плагиоклазу, выщелачиванием роговой обманки и замещением рутила и ильменита титанитом. В щелочной фазе на месте выщелоченной роговой обманки отлагается кислый плагиоклаз и после него хлорит.

METASOMATIC GRANITOIDS IN CRYSTALLINE MANTLE OF SAKARSKY BATHOLITE

V. VERGILOV

SUMMARY

The observations on vein rocks of granitoid type of southeastern part of Bulgaria are listed in the paper. The metasomatic veins genesis is proved on the base of these data. The next peculiarities of the veins testify to such conclusion: the chlorite and plagioclase pseudomorphs after hornblende crystals, rutile and ilmenite presence and low Fe/Mg ratio. The granitized solutions were comparatively low temperature, thus the low temperature mineral assemblage is present: sericite, chlorite, acid plagioclase. Two phases may be distinguished by solutions influence: acidic and alcaline.

ЛИТЕРАТУРА

Жариков В. А., Дюжикова Т. Н., Максакова Э. М. О различной скорости фильтрации анионов и катионов при просачивании растворов через тонкопористые фильтры.— Докл. АН СССР, 1961, **141**, № 1.

Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.

Коржинский Д. С. Режим кислотности постмагматических растворов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 12.

Коржинский Д. С. Гипотеза опережающей волны кислотности в постмагматических растворах.— В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I. Прага, Изд-во Чехосл. АН, 1963.

Овчинников Л. Н., Шур А. С. О фильтрационном эффекте при просачивании растворов через минеральные фильтры.— Труды 4 Совещания по эксперим. минер. и петрогр., 1953, № 2.

Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.— Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4.

Соболев В. С. Важная особенность фемических минералов лампрофиров в связи с вопросом происхождения.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1952, № 6.

О СТРУКТУРНОЙ ОРИЕНТИРОВКЕ ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ И ЕЕ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ

А. ВАТЦНАУЭР
Фрайбергская горная академия, ГДР

Всякая горная порода характеризуется как своеобразием химизма, выраженного в минеральном составе, так и своей структурой. Известно, что и минеральный состав, и структура отображают петрогенетические особенности пород. Петрология, таким образом, есть генетическая интерпретация этих параметров пород, которые мы получаем при детальных полевых наблюдениях и с помощью различных петрографических исследований.

Вместе с тем петрологи долгое время в своих построениях учитывали только минеральный состав пород. Впервые серьезное внимание на структуру было обращено лишь при детальном исследовании метаморфитов. Вопрос же о структурной ориентировке магматитов еще долгое время оставался в тени, вследствие чего между Зандером и Клоосом возник спор об интерпретации наблюдений над структурами и системами трещин.

Структурные исследования, проведенные в большом объеме за последние годы главным образом в гранитах и родственных им магматитах, устранили упомянутое противоречие и привели к созданию методов, позволяющих проводить эффективный петротектонический анализ магматических тел. Ниже сообщается о результатах таких исследований.

Если определять ориентировку кварцевых зерен магматических тел, в которых имеются различные генерации кварца, то на структурной диаграмме фиксируются несколько малых кругов с углами открытия в 60 и 140°. Эти малые круги не имеют устойчивого максимума и не могут интерпретироваться как эффект сдвига. В некоторых магматитах эффект малых кругов устанавливается четко (рис. 1), в других же лишь при сведении нескольких отдельных диаграмм к одной синоптической диаграмме. Имеющие при этом место посторонние эффекты — эффекты, возникающие от напряжений при остывании раскристаллизовавшейся породы и указывающие лишь на природную квазигомогенность тела, могут быть устранены путем отбора отдельных проб из различных участков магматического тела. Эти замеры хорошо фиксируются и выявляются затем на синоптической диаграмме (Watzhauer, Behr, 1965).

Описываемый прием основывается на предположении о квазигомогенности всего тела. При этом хороший результат получается тогда, когда отдельные диаграммы строятся в одинаково ориентированных плоскостях, либо значения замеров должны быть пересчитаны относительно какой-то единой общей плоскости и лишь затем нанесены на общую диаграмму (рис. 2). При этом способе теоретически возможны ошибки, особенно если массив многофазный. Если отдельные внедрения магмы не слишком разобщены во времени, то поле напряжения во всех частях магматического тела можно считать идентичным. Если же отдельные фазы внедрения сильно разобщены во времени или же части единого магмати-

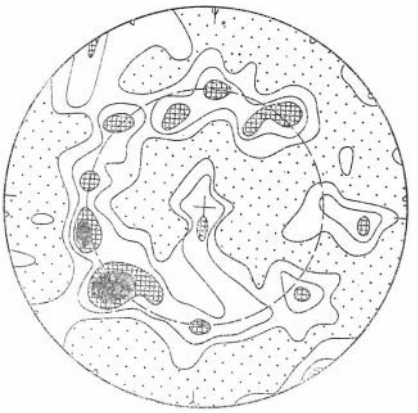


Рис. 1. Гранит из долины р. Быстрица (область Рила) западнее возвышенности Иван-Вазов

ческого тела находятся в разных геолого-тектонических условиях, то это предложение неприемлемо. Распределение на диаграмме максимумов при структурном анализе тела, отдельные части которого находятся в различной геолого-тектонической обстановке, обнаруживает однородность или неоднородность поля напряжения в соседних участках. При этом следует подчеркнуть, что анализ каждого из таких участков проводится отдельно.

Проведением такого структурного анализа можно установить, имеет ли место в магматическом теле многофазность внедрений или нет, или же на основании различия полей напряжения, в зависимости от геолого-тектонической обстановки, констатировать проявление тектонических напряжений после становления магматического тела. Опыт показывает, что наибольшая четкость распределения напряжений на синоптической диаграмме не обязательно должна выражаться в высокой плотности максимумов. Это, вероятно, зависит от механизма процесса переориентировки.

Сведение отдельных диаграмм напряжений к одной синоптической диаграмме правомерно лишь при одинаковой ориентировке тектонических напряжений во всем теле (Watznauer, Behr, 1965).

Как уже упоминалось, имеются малые круги с углами открытия 60° (тип I) и 140° (тип II).

Тип I наблюдается преимущественно в эффузивных породах, тип II — в глубинных (абиссальных) породах. Оба типа могут встречаться как порознь, так и вместе.

Известны следующие случаи.

Для типа I в единичных случаях ось малого круга лежит в «*в*». Преимущественно в эффузивных породах в случае комбинации типов I и II при различных положениях оси ось типа I лежит косо к «*ав*» или в «*ав*», но наклонно к «*в*». Эти комбинации преобладают в позднемагматических плутонах — в плутонах, испытавших тектонические напряжения.

Для типа II в некоторых случаях ось либо лежит в «*в*» (главным образом в «син- и позднекинематических» плутонах), либо она перпендикулярна к «*ав*», либо перпендикулярна к «*в*». Во втором случае остается в силе правило, присущее массивам, располагающимся в тектонически напряженных областях. При комбинации типа II с типом I справедливо все сказанное выше.

Описанные закономерности и дифференцированность макроскопически наблюдаемых тектонических координат (в форме текстур течения либо трещиноватости) и элементы ориентировки микроструктур (зерен) позволяют выяснить взаимоотношение (и связь) этих двух областей наблюдений.

Все это находит теоретическое обоснование благодаря постоянной воспроизводимости результатов. Камб (Kamb, 1959), Брейс (Brace, 1960) и Макдональд (MacDonald, 1960), основываясь на термодинамических соображениях, дискутировали о том, как в монаксиальном поле напряжения должны быть ориентированы одноосные кристаллы вследствие анизотропии упругих свойств. Выводы этих авторов несколько различны, но согласуются в том, что грань (1012) высокотемпературного кварца и грань (0221) низкотемпературного кварца лежат нормально к глав-

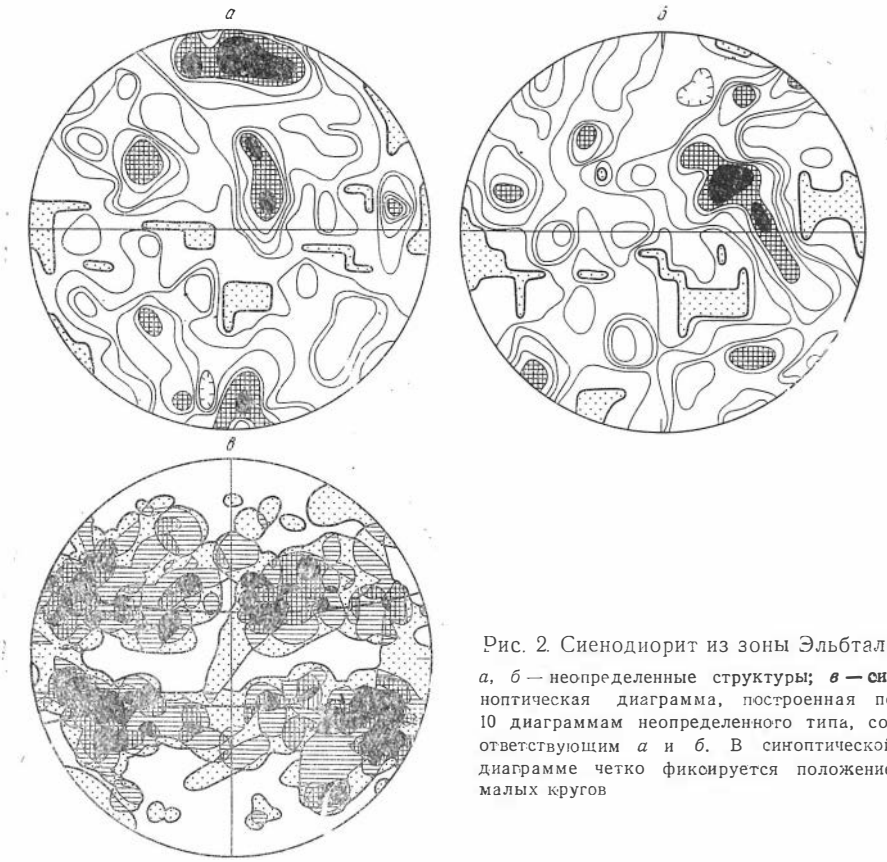


Рис. 2. Сиенодиорит из зоны Эльбталь

а, б — неопределенные структуры; *в* — синоптическая диаграмма, построенная по 10 диаграммам неопределенного типа, соответствующим *а* и *б*. В синоптической диаграмме четко фиксируется положение малых кругов

ному напряжению. Соответствующие значения малых кругов можно вычислить для 60 или для 140°.

Как показывают наблюдения, малые круги с углом 60° соответствуют породам, возникшим при высокой температуре и при быстром охлаждении. Малые круги с углом 140° принадлежат более низкотемпературным образованиям с более медленным охлаждением.

Там, где типы I и II присутствуют одновременно, тип II всегда характерен для более молодых образований и проявлен он сильнее. Сонахождение высокотемпературного кварца (тип I) с низкотемпературным (тип II) вполне возможно. Комбинация типов I и II отражает процесс развития пород от магматического состояния жидкой фазы к твердой фазе вплоть до полного ее остывания. Трещины Клосса могут быть отнесены к типу II.

Уже сейчас получены доказательства, что на основе разрабатываемой методики можно различать магматические и метасоматические (не прошедшие полностью магматическую стадию) граниты.

При использовании метода микроструктурного анализа магматических тел, видимо, всегда нужно исследовать и вмещающие породы, естественно испытавшие тот же стресс, что и магматические тела.

Здесь следует отметить и еще один аспект этого метода. Тепловое поле во вмещающих породах вокруг массива создает условия не только для их метаморфизма, но и для преобразования структур. Вместе с тем изменения минерального состава в зоне контакта изучаются уже давно, а на структурные преобразования вокруг магматических тел (если не считать описанных мозаичных и торцовых структур) до самого последнего времени почти не обращали никакого внимания. Исключение состав-

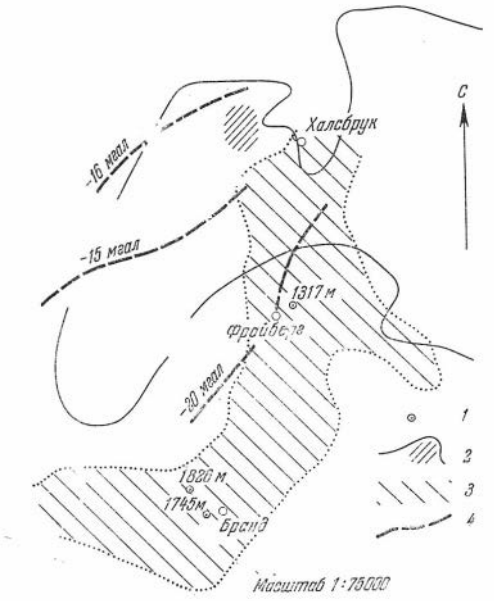


Рис. 3. Переориентировка структур кварца в области Халсбрук—Фрайберг—Бранд

1 — установленные глубины бурения (с отметками глубин); *2* — граница области переориентировок; *3* — области рудных жил; *4* — оси гравитационных минимумов (в *мгал*)

ляют исследования ореолов перекристаллизации, проведенные в Западных и Восточных Альпах. Но и в этом случае фактически были описаны развитые в виде отдельных пятен слюдяные новообразования, генетическое значение которых неоднократно оспаривалось.

При проведении там микроструктурного анализа оказалось, что в этих «кристаллизационных ореолах» («ореолах переориентировок») имеет место переориентировка структуры кварца и в еще большей степени — структур слюдяных частиц. Это объясняется прогревом пород гранитами[1]. С постепенным удалением от гранитных тел, степень ориентировки структур слюдистых минералов сначала проявляется все более отчетливо, а затем постепенно затушевывается и исчезает.

При частичной переориентировке всегда следует учитывать синоптические диаграммы первоначальных типов ориентировок. При помощи микроструктурного анализа в изолированно встречающихся контактовых областях во многих случаях были зафиксированы комплексы пород, соответствующие контактовому метаморфизму.

Первый результат был получен автором в 1954 г. (Watznauer, 1954) при попытке зафиксировать местонахождение Фрайбергского плутона, предполагаемого на глубине. Ряд проб дал отчетливую переориентировку в структуре кварцевых зерен. Однако результаты наших исследований частично не были приняты во внимание, а частично отклонены на основании беглых наблюдений Тишендорфа и Крафта (Kraft, Tischendorf, 1960). Лишь в результате работ Гофмана (Hofmann, 1965) в этом районе был установлен и прослежен ореол переориентировки пород и зафиксирована отчетливая гравиметрическая аномалия купола гранитного интрузива (рис. 3). Гипотетический Фрайбергский плутон подтверждается, кроме того, ксенолитами гранитов в лампрофирах (Kramer, 1966).

Другим примером потока тепла, вызывающего переориентировку в породах вблизи гранитов, является Аннабергский гранитный массив (рис. 4), вскрытый бурением в районе Аннабергского купола Саксонских Рудных гор (Walther, 1966).

Важно обратить внимание на то, что переориентировка зерен кварца требует значительного количества тепла. Это убедительно показано Швандтнером при попытке проследить ореол переориентировки кварцевых зерен вблизи небольшого крутонаклоненного гранитного купола площадью 1000 $м^2$, прослеживающегося на глубину 200 *м*. Установленная им переориентировка оказалась весьма слабой (нечеткой) и обнаруживалась только в непосредственной близости к магматическому телу.

[1] Под источником тепла предполагается локальная геотермическая аномалия, по флангам которой имеют место температуры, обусловливающие не только переориентировку кварца в песчано-глинистых толщах, но и частичный анатексис.

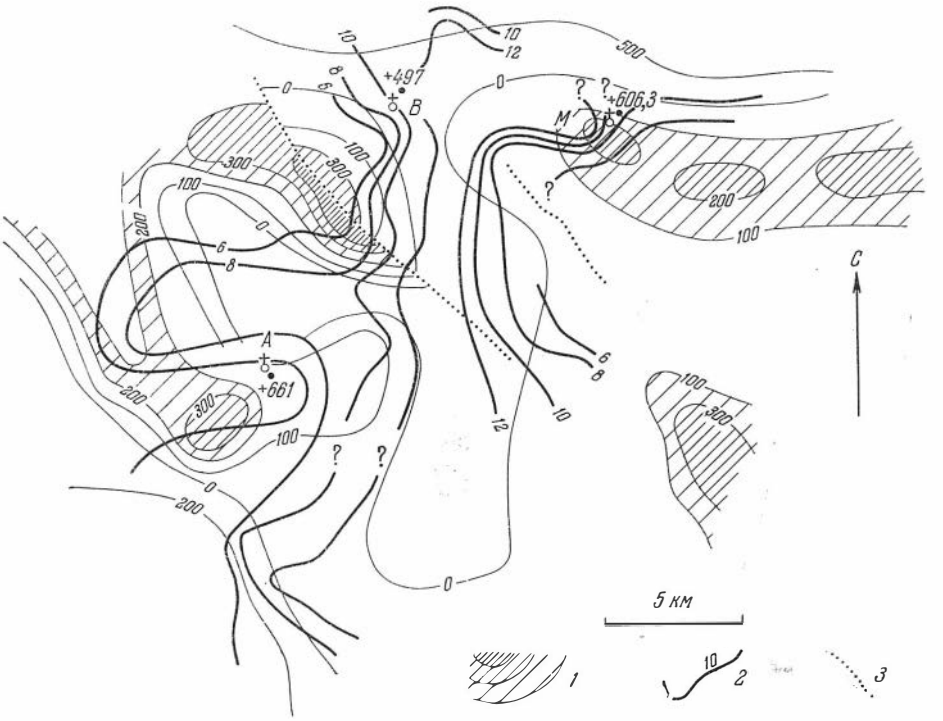


Рис. 4. Линии равных структурных границ и гранитных изобат по G. Tischendorf, I. Wasternack, H. Bolduan, E. Bein (1965) и K. Walter (1966)

1 — изобаты гранитов; *2* — линии равных структурных границ (с числовыми отметками); *3* — нарушения; *A* — Аннаберг, *M* — Мариенберг, *B* — Волькенштайн.

Построением целого ряда диаграмм установлено, что структурные рисунки ориентировок кварцевых зерен гранитных тел и контактово-измененных пород взаимосвязаны. Характер взаимосвязи их был в какой-то мере нами выяснен (Watznauer, Behr, 1965).

Особого внимания заслуживает то обстоятельство, что, судя по степени, масштабам и характеру переориентировки, применяя описанный метод, можно установить признаки и надежные критерии рудоносности определенных «горизонтов» интрузивных массивов, а также точное расположение самого гранитного тела, обнаженного только в экзоконтактовой части.

ÜBER IN GRANITISCHEN KÖRPERN VORLIEGENDE UND DURCH GRANITE VERURSACHTE GEFÜGEREGELUNGEN

A. WATZNAUER

RESUME

In den letzten Jahren führten in gros serem Umfang, vor allem in Granitoiden und verwandten Magmatiten durchgeführte gefügekundliche Untersuchungen zu Ergebnissen, welche Methoden erbrachten, die eine eingehen-

de tektonische Analyse magmatischer Körper gestatten. Um Grunde Methoden liegt so: Wenn man das Quarzteilgefüge magmatischer Körper untersucht und dabei die Möglichkeit unterschiedlicher Quartzgenerationen nicht ausserachtlässt, ergeben sich im Gefügediagramm Kleinkreisbesetzungen mit den Öffnungswinkeln 60° (Typus 1 — vorwiegend in Effusivgesteinen) bwz. 140° (Typus 2 — in Tiefengesteinen). Es liegen Hinweise vor, dass es auf Grund der entwickelten Methodik möglich sein wird, magmatische und metasomatische Granite zu trennen, sofern letztere nicht ein teilmagmatisches Stadium durchlaufen haben.

Bei Arbeiten erwies sich nun, dass sich die Kristallisationshöfe als Entregelungshöfe im Quarzteilgefüge viel empfindlicher abbilden als im Glimmerteilgebüge.

Die Kleinheit des Entregulungshofes zeigt, dass mit angewadten Methodik innerhalb eines für die Bildung hydrotermalen Lagerstätten Intrusionsniveaus der Nachweis und die sehr präzise Lokaliesierung eines nur in seinem Kontaktbereich angeschnittenen magmatischen Körpers möglich ist.

ЛИТЕРАТУРА

Brace F. W. Orientation of anisotropie minerals in a stress field.— Discussion.— Geol. Soc. Annual Mem., 1960, **79**.

Hofman J. Zur Petrotektonik des Graugneiskomplexes von Freiberg. Freiberger Forsch.-H., C-191. Leipzig, 1965.

Kamb B. Theory preferred crystal orientation developed on crystallisation under stress.— J. Geol., 1959, **67**.

Kraft M., Tischendorf G. Über die Ergebnisse von Tiefbohrungen im Freiberger Lagerstättenbezirk.— Z. angew. Geol., 1960, **6**.

Kramer W. Ein gemischter Quarzporphyl-Lamprophyrgang bei Brand — Erbisdorf südlich Freiberg. (Sa.) und seine Einschlüsse.— Geologie, 1966, **15**.

MacDonald G. J. F. Orientation of anisotropie minerals in a stress field.— Geol. Soc. Annual. Mem., 1960, **79**.

Maroscheck E. F. Beiträge zur Kenntnis der Granite von Mauthausen in Oberösterreich. Tschermaks mineral und petrogr. Mitt., 1933, **43**.

Walther K. Die mineralfazielle und tektonische Entwicklung der Annaberger und Marienberger Gneise.— Unveröffentl. Diss. Geol. Inst. Bergakad. Freiberg, 1966.

Watznauer A. Die erzgebirgischen Granitintrusionen.— Geologie, 1954, **3**.

Watznauer A., Behr H. J. Gefügeanalytische Untersuchungen an Magmatiten. Tschermaks Mineral. und petrogr. Mitt., 1965.

О ГЕНЕЗИСЕ ЩЕЛОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

(На примере щелочной формации Алтае-Саянской области)

Е. Л. БУТАКОВА

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт, Ленинград

Вопросы генезиса щелочных пород продолжают оставаться одними из самых неясных проблем петрологии. В последние годы отечественные петрологи ищут их разрешения преимущественно в физико-химическом и минералого-геохимическом направлениях. При этом нередко остается в пренебрежении важная сторона вопроса — геологические условия образования щелочных пород. Вряд ли можно считать это правомерным, особенно в пору, когда начало столь успешно развиваться тесно связанное с региональной геологией формационное направление петрологии.

Начало учению о формациях магматических пород было положено ставшими классическими работами Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1888) и В. С. Соболева (1936). Современное содержание формационное направление петрологии получило, в первую очередь, благодаря трудам Ю. А. Кузнецова (1964 и др.), а в приложении к щелочным породам — в результате работ по систематике щелочных формаций Ю. М. Шейнманна, Ф. Р. Апельцина, Е. А. Нечаевой (1960, 1961) и О. А. Воробьевой (1960).

Автор оценил перспективность формационного направления — «новой области геологии, стоящей как бы на стыке петрологии и геотектоники» (Кузнецов, 1964, стр. 367), изучая щелочные породы Тувы и Восточного Саяна. Первые результаты этой работы были опубликованы в 1965 году (Бутакова, 1965). За годы, прошедшие со времени написания той статьи, автору удалось расширить свои исследования. В дополнение к лично выполненным исследованиям щелочных массивов Восточной Тувы и западной и центральной частей Восточного Саяна были привлечены литературные данные, прежде всего по восточной части Восточного Саяна с ее широко известным Ботогольским щелочным массивом (Соболев, 1947; Костюк, Базарова, 1966).

Для выяснения важнейших черт геологического, в особенности тектонического развития восточной части Алтае-Саянской складчатой области[1], где сосредоточено большинство проявлений палеозойского щелочного магматизма, был изучен обширный материал по геологической съемке и многочисленные работы тектонистов, исследовавших Алтае-Саянскую область. Последняя часть работы была очень затруднена в результате огромного количества разночтений геотектонической структуры региона и истории ее образования. Это обстоятельство, а также недостаток фактических данных по геологии некоторых структурно-формационных зон, не могли не сказаться на нашей работе. Автор все же

[1] Название «Алтае-Саянская складчатая область» применяется здесь в соответствии с представлениями большинства тектонистов (Белостоцкий и др., 1959; В. А. Кузнецов и др., 1966) к совокупности разновозрастных складчатых сооружений (складчатых систем) как палеозойского возраста (салаириды или ранние каледониды, поздние или собственно каледониды и герциниды), так и докембрийских (байкалиды).

считает своевременным привлечь внимание к устанавливаемой на обширной территории восточной части Алтае-Саянской области закономерной связи между образованием структурно-формационных зон и возникновением и характером щелочных комплексов.

Для выяснения таких закономерностей оказалось необходимым рассмотреть развитие структурно-формационных зон Алтае-Саянской области, начиная со среднего, а когда это было возможно — с раннего протерозоя, т. е. почти с начала геосинклинального этапа развития байкальской складчатой системы (Косыгин и др., 1964; Херасков, 1964; Салоп, 1964; Додин, 1966).

Одинаковая позиция щелочных пород Алтае-Саянской области в качестве последнего проявления интрузивного магматизма, всегда происходящего в консолидированных складчатых структурах, близость большинства щелочных комплексов по возрасту, общность их территориального и структурно-тектонического размещения, так же как общность их вещественного состава, включая геохимические особенности и сходство сопутствующей эндогенной минерализации,— все это дает достаточные основания для выделения единой общей щелочной формации восточной части Алтае-Саянской складчатой области [1], т. е. Восточной Тувы и Восточного Саяна.

Наряду с этим целесообразно сохранить ранее сложившееся понятие о щелочных интрузивных комплексах для обозначения частей этой формации (субформаций), которые территориально разобщены, размещаются в разных структурно-формационных зонах двух складчатых систем (байкальской и салаирской), иногда существенно различаются по времени образования и по масштабу проявления щелочного магматизма, морфологии интрузивных тел, вещественному составу пород, геохимической специализации и сопутствующим полезным ископаемым.

Перед тем, как перейти к главной теме статьи, необходимо остановиться на очень важном и сложном вопросе возраста щелочных комплексов и щелочной формации в целом.

Как известно, геологические наблюдения не определяют время образования щелочных пород Алтае-Саянской области. Щелочные интрузии внедрялись в древние, большей частью немые отложения от нижнего и среднего протерозоя (восточные и частью центральный районы Восточного Саяна и Сангилен), верхнего протерозоя (синия) и нижнего кембрия (Восточная Тува) до среднего кембрия (западные отроги Восточного Саяна) и верхнего кембрия (Колбинско-Удинская зона Восточного Саяна).

Неизвестны достоверные контакты щелочных массивов с девонскими отложениями межгорных впадин (Лучицкий, 1960). Уже отмечалась (Бутакова, 1965) ненадежность сведений о находке гальки то ли щелочных, то ли субщелочных гранитоидов в предположительно девонских конгломератах Северной Тувы.

Таким образом, нигде не установлен верхний возрастной предел щелочного магматизма, и весьма велик разрыв между возрастом интрудируемых толщ и возрастом щелочных пород, каким он считается большинством геологов: силур (Додин, 1966), девон (Кудрин, 1962; Махин, 1962; Зубкус, Шнейдер, 1964; Бутакова, 1965 и др.)— и до позднего палеозоя (Иванова и др. 1961; Бутакова, 1965; Яшина, Борисевич, 1966 и др.). Эти представления основываются, во-первых, на наблюдавшемся в ряде мест Восточной Тувы внедрении щелочных пород, также, впрочем, лишь предположительно, в среднепалеозойские гранитоиды сютхольского комплекса (Кудрин, 1962; Бутакова, 1965) и, во-вторых, — главным образом на определениях абсолютного возраста.

[1] Вероятно, всей Алтае-Саянской области, но здесь вопрос так не ставится, так как пока не рассматриваются щелочные образования Кузнецкого Алатау.

Большинство публикаций определений абсолютного возраста щелочных пород восточной части Алтае-Саянской области появилось в самое последнее время (Бутакова, 1965; Костюк, Базарова, 1966; Яшина, Борисевич, 1966).

В совокупности с опубликованным ранее (Иванова и др., 1961; Зыков и др., 1962) они дают большой разброс значений, соответствующий интервалу времени от кембрия до триаса и юры.

Имеющиеся определения дают различный возраст щелочных комплексов региона. Большинство определений посвящено щелочным породам Сангилена, значительно меньше их для Восточной Тувы, и лишь единичные определения имеются по щелочным породам Восточного Саяна. Поэтому более или менее уверенно можно судить о возрасте лишь щелочных пород Сангилена и Восточной Тувы.

Прежде всего следует сказать, что новые анализы Р. М. Яшиной и И. В. Борисевич полностью подтвердили наше заключение (Бутакова, 1965) о средне-позднепалеозойском возрасте щелочных пород этой территории и о двух возрастных, различающихся по вещественному составу, группах пород.

В соответствии с последней геохронологической шкалой (Проект рекомендации..., 1966), по всем имеющимся к настоящему времени данным (в первую очередь, по наиболее надежным определениям, выполненным по слюдам), одна из этих групп, выключающая породы интрузий сложного состава Сангилена, имеет девонский, преимущественно средне-верхнедевонский возраст, с одной стороны, до границы с силуром, с другой — до границы с карбоном (т. е. 370—380 млн. лет, соответственно до 410 и 340 млн. лет).

Вторая группа объединяет нефелиновые и щелочные сиениты Сангилена и более северных районов Восточной Тувы. Ей соответствует промежуток времени от второй половины карбона до верхней перми — низов триаса (т. е. 300—270 млн. лет, до 240—230 млн. лет). По-видимому, между этими максимумами проявления щелочного магматизма нет разрыва. Однако имеются определения, указывающие на более древний, до ордовика (440 млн. лет), и более молодой, триасовый (220—210 млн. лет), возраст щелочных пород.

Очень небольшое количество определений абсолютного возраста фиксирует относительно низкое возрастное положение щелочных пород Восточного Саяна: верхний кембрий —500±40 млн. лет для Аксугаского (Арысканского?) массива (Волобуев и др., 1966) и 521—492 млн. лет для Ботогольского массива (Костюк, Базарова, 1966) и ордовик —460 млн. лет по амфиболу из щелочного пегматита для Нюрганского массива (по материалу автора, Лаборатория ВСЕГЕИ) и 465 млн. лет по амфиболу из щелочного пегматита для Арысканского массива.

Судя по имеющимся данным, как будто можно говорить о том, что время образования щелочных комплексов восточной части Алтае-Саянской складчатой области, как и другие черты их характеристики (см. ниже), зависит от времени образования тектонических структур или структурно-формационных зон, в которых они размещаются. Следовательно, в байкалидах Восточного Саяна щелочные породы наиболее древние (кембрий — ордовик), в занимающем положение срединного массива среди салаирских структур Сангилене они принадлежат к двум более молодым, различающимся по составу возрастным группам (первая — преимущественно средний — поздний девон и вторая — преимущественно верхний карбон — пермь), а в поздних байкалидах Восточной Тувы щелочные породы относятся ко второй группе.

Если это так, то подтверждается заключение Ю. А. Кузнецова (1966) о скольжении по возрасту интрузивных комплексов в разных структурно-фациальных зонах.

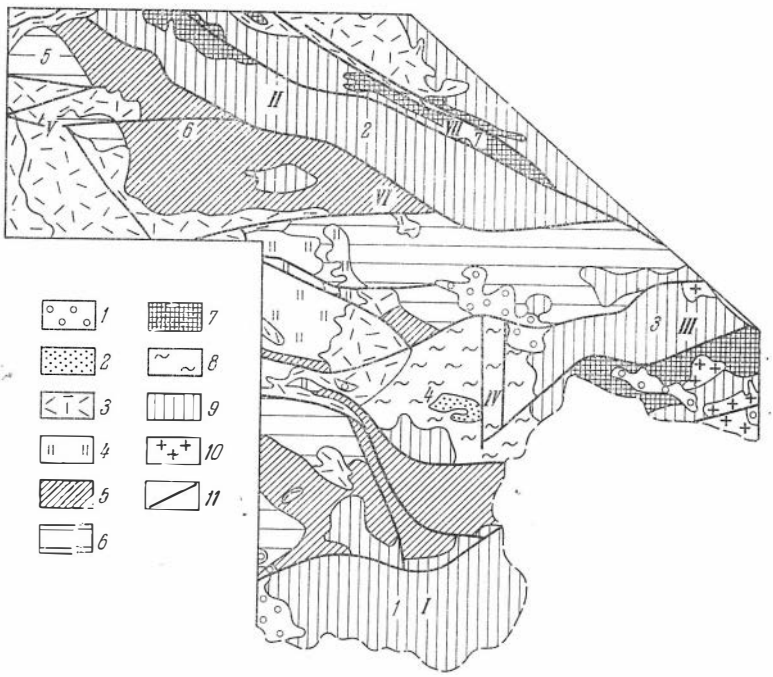


Рис. 1. Тектоническая схема восточной части Алтае-Саянской области

1 — кайнозойские межгорные впадины; *2* — юрско-меловые межгорные впадины; *3* — средне-позднепалеозойские межгорные впадины; *4* — тектонические структуры позднекаледонской или собственно каледонской складчатой системы; тектонические структуры салаирской складчатой системы; *5* — синклинории; *6* — антиклинории; *7* — внешние геосинклинальные прогибы; тектонические структуры байкальской складчатой системы; *8* — позднебайкальские; *9* — ранне-средне-байкальские; *10* — тектонические структуры фундамента Алтае-Саянской области; *11* — глубинные разломы.
Цифры на схеме: структурно-формационные зоны: *1* — Сангиленская; *2* — Дербинская; *3* — Окинская; *4* — Бийхемская; *5* — Байтак-Беллыкская; *6* — Кизир-Казырская; *7* — Колбинско-Удинская; щелочные комплексы (субформации): I — Сангиленский; II — Пезинский; III — Ботогольский; IV — Бийхемский; V — Сайбарский; VI — Аксугский; VII — Гутарский (подкомплекс Огнитского комплекса)

Однако скудность данных по абсолютному возрасту щелочных пород Восточного Саяна позволяет говорить о их кембрийском — ордовикском возрасте лишь в очень предположительной форме.

Как указывалось (Бутакова, 1965), щелочные массивы Восточной Тувы группируются в нескольких территориально более или менее разобщенных районах —«узлах» проявления щелочного магматизма. Это справедливо и в отношении еще более разобщенных щелочных комплексов Восточного Саяна (рис. 1).

Четыре из рассматриваемых здесь главных территориальных группировок (комплексов) щелочных пород восточной части Алтае-Саянской области находятся в структурно-формационных зонах байкальской складчатой системы, а остальные три — в салаиридах.

К первым относятся щелочные образования следующих районов: Сангилена; района верховьев р. Пезо в центральной части Восточного Саяна; Окинского района в его восточной части; Бийхемского района (точнее района верховьев рек Бий-Хем и Кызыл-Хем) в Восточной Туве.

Бийхемский район расположен на границе байкалид с салаиридами и включается одними исследователями в первую, другими во вторую складчатую систему. Автор разделяет представления, согласно которым Бийхемский район (Бийхемская структурно-формационная зона) относится к байкалидам (Белостоцкий и др, 1959; Додин, 1966; Зонненшайн, 1963). Однако, будучи сложена в основном верхнепротерозойскими (си-

нийскими или рифейскими) отложениями, эта зона является более молодой, чем ранне-и среднепротерозойские байкалиды Восточного Саяна и Сангилена, и ее следует относить к поздним байкалидам.

К салаирской складчатой системе относятся районы: Кижихемский, т. е. район верховьев рек Кижи-Хем, Ак-Суг и Катун, расположенный в центральной части Восточного Саяна, главным образом на его южном склоне; Сыдинский, т. е. район правобережья р. Енисей в низовьях его притока — р. Сыды (западные отроги Восточного Саяна); Агульско-Бирюсинский район центральной части Восточного Саяна. Последний включает салаирскую Колбинско-Удинскую структурно-формационную зону, находящуюся среди байкальских складчатых сооружений. В соответствии с представлениями ряда тектонистов (Белостоцкий и др., 1959) ее следует считать внешним прогибом салаирской геосинклинали.

В большинстве названных районов щелочные интрузии приурочены к одной структурно-формационной зоне[1]. Лишь в Сыдинском и Агульско-Бирюсинском районах они размещаются в двух соседних зонах.

В формационных разрезах (колонках), которые составлены автором по каждому району распространения пород щелочной формации (рис. 2), отдельно представлены обе структурно-формационные зоны Сыдинского района. В остальных разрезах, кроме зоны — «носительницы» щелочных пород, характеризуются соседние с ней зоны, в совокупности составляющие полный формационный разрез той или иной части региона. Особенно необходимо это для того, чтобы охарактеризовать все осадочные и вулканогенные формации, интрудируемые щелочной магмой, т. е. принадлежащие не только к геосинклинальному структурному комплексу, но и к структурному комплексу фундамента.

Формационные разрезы содержат необходимые нам в дальнейшем данные по развитию структурно-формационных зон, т. е. сведения об осадочных и вулканогенных формациях, слагающих каждую зону и образующих последовательные структурные комплексы. Эти разрезы составлены по большому количеству фактического материала, характеризующего стратиграфию, вулканизм и тектонику районов распространения пород щелочной формации.

Как отмечено выше, все известные районы проявления щелочного магматизма в восточной части Алтае-Саянской области расположены исключительно в смежных частях байкальской и салаирской складчатых систем. Они, по-видимому, полностью отсутствуют в более молодых, чем салаириды, структурах области.

В байкальских структурно-формационных зонах находятся крупные щелочные массивы и массивы с наиболее высокой щелочностью пород (Ботогол, Коргере-даба, Дугду, Кодыросс и другие). Именно в байкалидах находятся наиболее крупные массивы нефелиновых сиенитов и бесполевошпатовых фельдшпатидовых пород.

Среди байкальских структурно-формационных зон наименее подвижной в течение геосинклинального периода своего развития является Сангиленская зона. В ней на протяжении всего известного стратиграфического разреза протерозоя нет вулканогенных пород (см. рис. 2). Непрерывное образование осадков только карбонатных и терригенных формаций свидетельствует о весьма устойчивом миогеосинклинального характера режиме Сангиленской зоны в протерозое. Лишь кратковременно в раннем кембрии, после окончания геосинклинального периода развития байкалид, под влиянием соседней салаирской эвгеосинклинали, на Сангилене проявляется вулканическая деятельность, но еще в преде-

[1] Выделенные здесь структурно-формационные зоны соответствуют полностью структурно-фациальным зонам в понимании некоторых исследователей (Никитина и др., 1964 и др.) или крупным однородного строения и развития частям смежных гетерогенных структурно-фациальных зон (Додин, 1963 и др.).

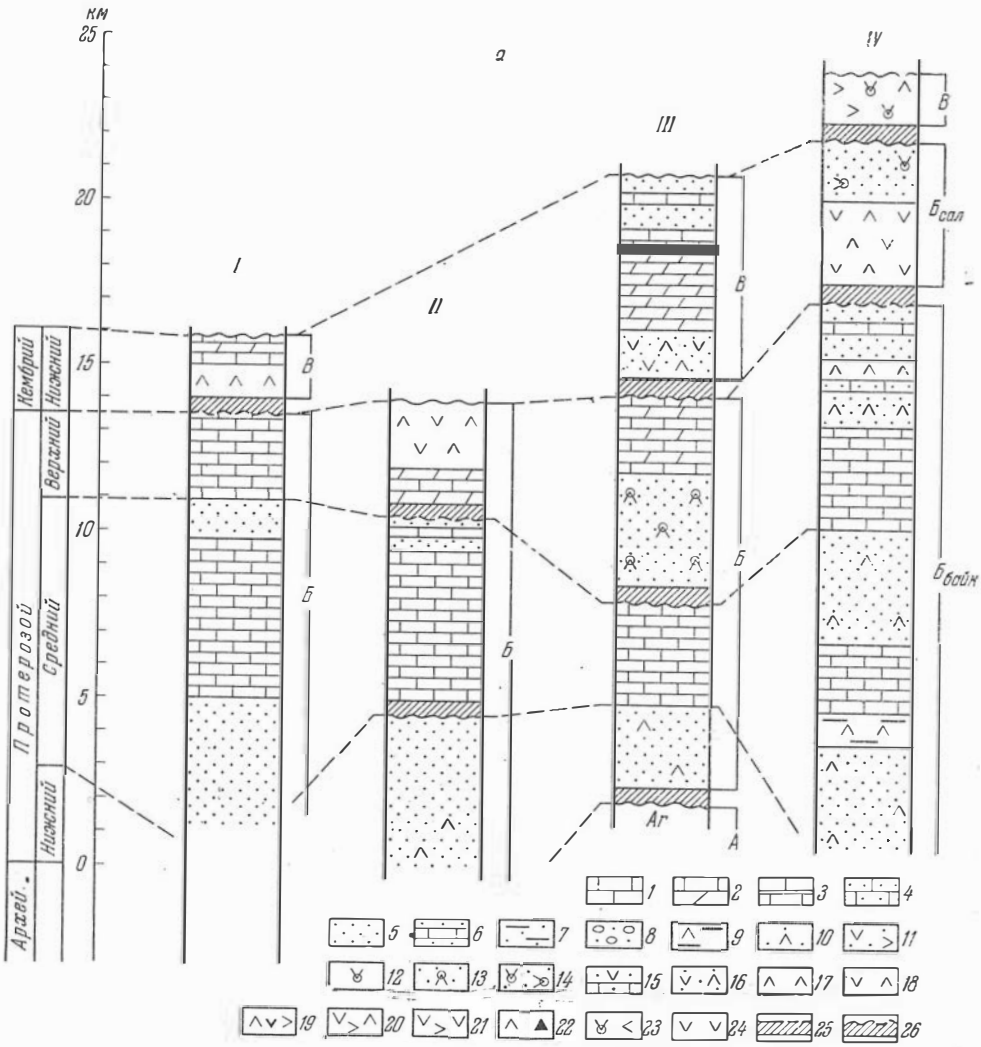


Рис. 2. Формационные разрезы отложений районов восточной части Алтае-Саянской складчатой области, в которых распространены породы средне-верхнепалеозойской щелочной формации

а — байкальская складчатая система; *б* — салаирская складчатая система

Этапы тектонического развития и соответствующие им структурные комплексы в колонках: *А* — фундамента; *Б* — геосинклинальный или собственно геосинклинальный; *В* — орогенный или переходный

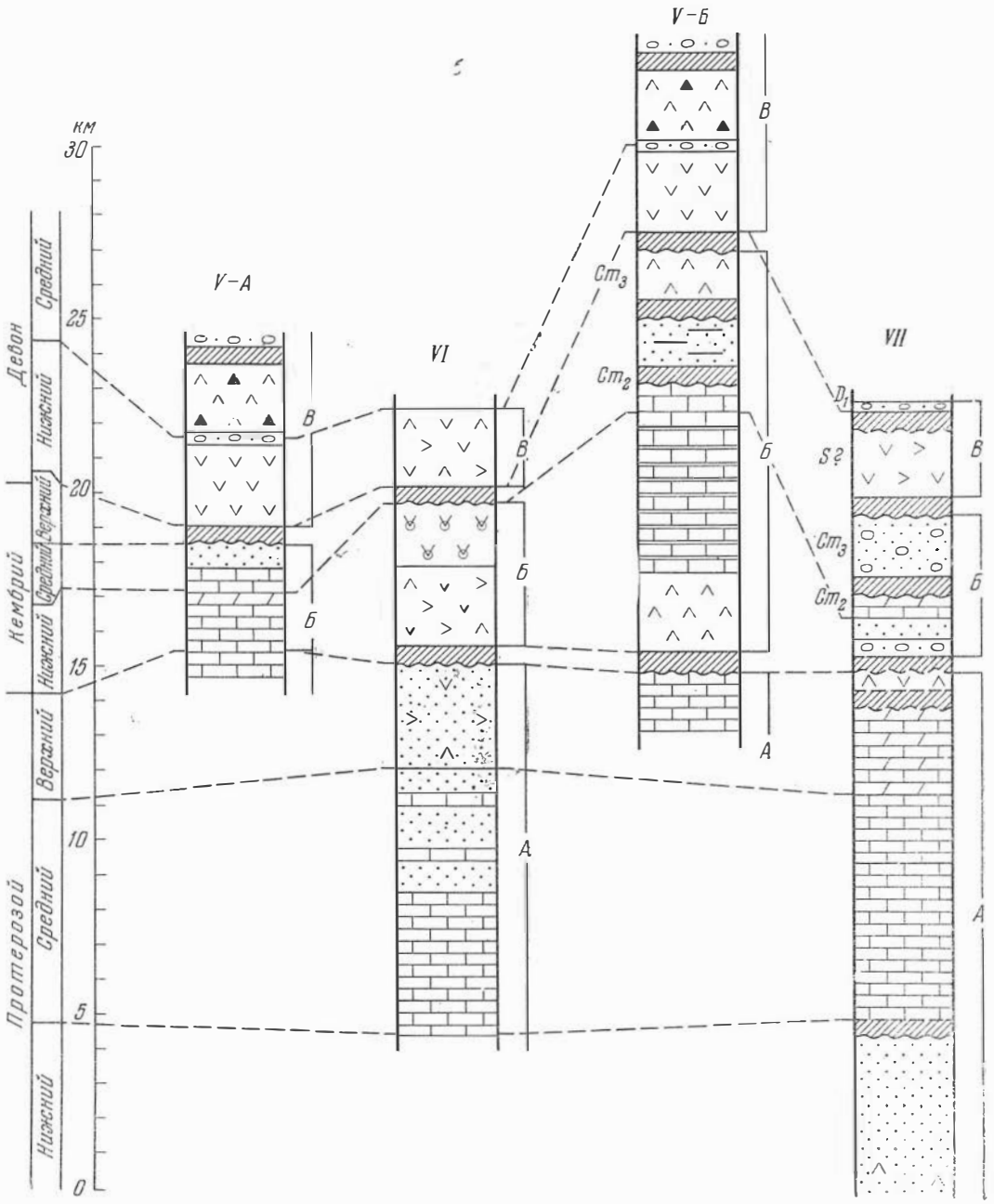
Структурно-формационные зоны, соответствующие им тектонические структуры (в скобках) и структурные комплексы (*I—VII*)

Байкальская складчатая система

I — Сангиленский район. *Б* — геосинклинальный комплекс: Сангиленская зона (Сангиленский синклинорий, Качинский, Эрзинский и Тесхемский антиклинории) — средний протерозой (свиты снизу вверх: чинчилигская серия, балактыгхемская, чертысская), верхний протерозой (нарынская свита); *В* — орогенный или переходный комплекс: внешний прогиб (?) салаирской геосинклинали (центральная часть Тангнленского синклинория) — нижний кембрий (чахыртойская и уланэргинская свиты)

II — Район Пезо. *Б* — геосинклинальный комплекс: Канская зона (Канский выступ)— нижний протерозой (?) (бирюсинская серия); Дербинская зона (Восточно-Саянский или Дербинский антиклинорий) — средний протерозой (дербинская и каменская свиты), верхний протерозой (кувайская серия)

III — Окинский район. *А* — комплекс фундамента: Гарганская зона (Гарганский выступ или глыба) — архей; *Б* — геосинклинальный комплекс: Окинская зона (Окинский антиклинорий, по А. Л. Додину, 1963, 1964) — нижний протерозой (шутхулайская свита), средний протерозой (иркутная свита), верхний протерозой (окинская и монгошинская свиты); *В* — орогенный комплекс:



Боксон-Сархойская зона (внешний прогиб салаирской геосинклинали); Боксон-Сархойский синклинорий — нижний кембрий (сархойская, боксонская и мантагольская свиты)

IV — Бийхемский район. $Б_{байк}$ — геосинклинальный комплекс байкалид: Бийхемская зона (харальская зона, по Г. А. Кудрявцеву, 1965); Бийхемский антиклинорий (Прикосогольский массив, по В. А. Кузнецову, 1966) — средний протерозой (тесхемская, шутхулайская, мугурская, балыктыгхемская свиты), верхний протерозой (айльгская, харальская и оюкемская свиты); $Б_{сал}$ — геосинклинальный комплекс салаирид: Туматтайгинская (Каахемская) и Хамсаринская (Алтухов, Смирнов, 1966), или Тоджинская (Волонтэй, 1963), или Утхумская (Л. А. Додин, 1966) зоны — нижний кембрий (туматтайгинская и тапсинская свиты); *В* — орогенный комплекс: межгорные впадины — нижний девон (сайлыгская свита)

Салаирская складчатая система

V — Сыдинский район. V-А. Байтак-Беллыкская зона, (восточная часть Батеневского поднятия (Моссаковский, 1963), или Центрального внутригеосинклинального поднятия (Красильников, 1966),

(Продолжение подписи на следующей странице)

лах того же раннего кембрия возобновляется отложение карбонатных осадков.

Складчатость и внедрение гранитоидной магмы на границе раннего и среднего кембрия обусловливают консолидацию Сангиленской зоны, в которой с тех пор полностью прекращается осадконакопление.

Следует обратить внимание на очень слабое проявление в Сангиленской зоне среднепалеозойского гранитоидного магматизма. Эта черта свидетельствует о менее подвижном состоянии Сангиленской зоны в орогенный (или переходный) период развития по сравнению с другими байкальскими зонами и особенно по сравнению с соседними зонами салаирской складчатой системы.

Самый молодой (средне-позднепалеозойский) щелочной магматизм Сангиленской зоны имеет наиболее резко выраженный щелочной характер. Как известно, в составе щелочных массивов Сангилена преобладают нефелиновые сиениты, в них мало щелочных сиенитов и гранитов, а бесполевошпатовые фельдшпатидовые породы — уртиты, ийолиты, мельтейгиты — здесь имеют распространение наибольшее, по сравнению со всеми другими районами (Яшина, 1957; Кононова, 1961; Бутакова, 1965). Только на Сангилене в генетической ассоциации со щелочными породами находятся габброиды и ультрабазиты (пироксениты).

Среди других байкальских структурно-формационных зон наиболее близкой по тектоническому режиму к Сангиленской зоне является Дер-

---

или Енисейский геосинклинальный массив (Хоментовский, 1960). *Б* — геосинклинальный комплекс: верхний протерозой — нижний кембрий (шадринская свита), нижний кембрий (сальнинская свита), средний кембрий (осиновская свита); *В* — орогенный комплекс: нижний девон (имирская свита), нижний — средний девон (шунетская свита), средний девон (тонская и толтаковская свиты)

V-Б — западное окончание Кизир-Казырской зоны (Кизир-Казырского синклинория). *А* — комплекс фундамента: верхний протерозой, нерасчлененный; *Б* — геосинклинальный комплекс: нижний кембрий (колпинская и балахтисонская свиты), средний кембрий (лодочная и осиновская свиты), средний — верхний кембрий (кизирская или витебковская свита); *В* — орогенный комплекс: нижний девон (имирская свита), нижний — средний девон (шунетская свита), средний девон (тонская и толтаковская свиты)

VI — Кижихемский район. *А* — комплекс фундамента: Дербинская зона (Восточно-Саянский или Дербинский антиклинорий)— средний протерозой (дербинская и жаймингская свита), верхний протерозой (кувайская серия); *Б* — геосинклинальный комплекс: западное окончание Кизир-Казырской (Додин, 1964), или Сисимо-Казырской (Кузнецов, 1966) зоны (Кизир-Казырского синклинория)— нижний кембрий (хамсаринская и кадышская свиты); *В* — орогенный комплекс: межгорные впадины — нижний девон (сайлыгская свита)

VII — Агульско-Бирюсинский район. *А* — комплекс фундамента салаирид (геосинклинальный комплекс байкалид): Бирюсинская зона (Бирюсинский выступ)— нижний протерозой (?) (бирюсинская серия); Дербинская зона (Восточно-Саянский или Дербинский антиклинорий) — средний протерозой (дербинская и жаймингская свиты), верхний протерозой мирчунская (чатыгойская) и тахтинская (нижнегейская) свиты; *Б* — геосинклинальный комплекс саланрид (орогенный — байкалид), внешний прогиб салаирской геосинклинали: Колбинско-Удинская (Ийско-Канская) зона (Колбинско-Удинский синклинорий)— нижний кембрий (янгозинская свита), нижний — средний (агульская свита), верхний кембрий (киченская или сарапсульская свита); *В* — орогенный комплекс (салаирид): Агульско-Тагульская зона (Агульско-Тагульский синклинорий, Додин, 1963)— силур (?) (верхненерхинская свита), нижний девон (хальтинская свита)

формации осадочные и вулканогенные. Карбонатная формация: субформации: *1* — известняковая; *2* — доломито-известняковая; *3* — кремнисто-известняковая; *4* — терригенно-известняковая; *5* — терригенная формация в целом: субформации: *6* — известняково-терригенная; *7* — флишоидная; *8* — молассовая, *9* — кремнистая (с примесью основного вулканогенного материала). Вулканогенно-терригенная формация: субформации: *10* — с эффузивами спилито-диабазовой формации; *11* — с эффузивами дацит-андезитовой формации. Туфогенная формация: субформации: *12* — туфогенная (с туфами кислого состава); *13* — *14* — терригенно-туфогенная: *13* — с туфами основного состава; *14* — с туфами кислого и среднего состава. Осадочно-вулканогенная формация: субформации: *15* — с лавами спилито-диабазовой формации; *16* — красноцветная терригенно-вулканогенная с лавами диабаз-кератофировой формации; *17* — спилито-диабазовая; *18* — спилито-кератофировая; *19* — андезито-базальтовая с альбитофирами; *20* — андезито-базальтовая с дацитами; *21* — альбитофир-андезитовая; *22* — трахиандезито-базальтовая; *23* — красноцветная андезито-липаритовая; *24* — липаритовая (андезито-липаритовая); *25* — перерыв в осадконакоплении (пунктиром — предположительный); *26* — складчатость (угловое несогласие) и перерыв (пунктиром — предположительно)

бинская зона Восточного Саяна, в западной части которой расположены щелочные интрузии верховьев рек Пезо (Крымский, 1960). Здесь, как и на Сангилене, в непрерывном мощном разрезе отложений всего среднего протерозоя отсутствуют вулканогенные породы. Но с большей уверенностью, чем для Сангилена, можно говорить о проявлении в этом районе вулканической деятельности в начале геосинклинальной стадии развития (бирюсинская серия Канского выступа). И также в отличие от Сангилена вулканическая деятельность интенсивно проявлялась в позднем протерозое, т. е. в это время здесь произошло резкое изменение тектонического режима.

Более позднего осадконакопления в этой части Дербинской зоны не было. Консолидация зоны была вызвана складчатостью на границе позднего протерозоя и кембрия (и позднего и среднего протерозоя?) и внедрением последовательных гранитоидных интрузий (дербинский, саянский и таннуольский комплексы).

Слабо изученный щелочной комплекс района верховьев рек Пезо характеризуется довольно высокой щелочностью, что находит выражение в относительно большом распространении нефелиновых сиенитов.

Более сильно отличаются от Сангиленской и Дербинской зон две другие байкальские структурно-формационные зоны: Окинская и Бийхемская. В то же время они обнаруживают значительное сходство друг с другом в тектоническом развитии в течение протерозоя, за исключением его верхов. Сравнение формационных разрезов показывает, что в обоих районах карбонатные формации хорошо параллелизуемых иркутной и балыктыгхемской свит подстилаются и перекрываются отложениями вулканогенно-терригенной субформации с эффузивами спилито-диабазового состава. Последними очень близкими по составу формациями протерозоя в сравниваемых зонах являются верхнепротерозойские карбонатные формации (монгошинская и айлыгская свиты). За карбонатной формацией в Бийхемской зоне следует образование спилито-диабазовой формации (харальская свита). Завершается разрез протерозоя здесь известняково-терригенной субформацией.

В Окинской же зоне нет осадочных или вулканогенных формаций, более молодых, чем карбонатная формация монгошинской свиты. Таким образом, мощность верхнепротерозойских отложений в Окинской зоне меньше, и ее формирование завершается раньше. В Бийхемской зоне вулканогенные образования играют бо́льшую роль, что придает ей устойчивый эвгеосинклинальный характер на протяжении как среднего, так и позднего протерозоя.

Бийхемская зона резко отличается от других байкальских структурно-формационных зон по грандиозным размерам проявления как синиверсионного (таннуольский комплекс гранитоидов и основных пород), так и послеинверсионного интрузивного магматизма (сютхольский гранитоидный комплекс). Ее мобильность сохраняется и значительно позже, когда в юре и в конце третичного периода закладываются межгорные впадины и в четвертичных впадинах широко проявляется основной вулканизм.

Щелочной магматизм в сравниваемых зонах имеет много общего, но обнаруживает и существенные различия. В обеих зонах значительно распространены нефелиновые сиениты (Ботогольский, Дугдинский и другие массивы) и присутствуют бесполевошпатовые фельдшпатидовые породы, но в Бийхемской зоне известны бо́льшие массы щелочных сиенитов и гранитов (Кадыросский и Кадраусский массивы).

Сравнение четырех байкальских структурно-формационных зон показывает, что как по тектоническому режиму в течение длительного времени (который обусловливает характер осадочных и вулканогенных формаций геосинклинального и орогенного этапов развития, время проявв-

ления складчатости и начало устойчивых восходящих движений, а также масштаб интрузивного магматизма), так и по интенсивности проявления щелочной магматической деятельности они составляют следующий ряд: Сангиленская, Дербинская, Окинская и Бийхемская зоны. В этом ряду от Сангиленской зоны к Бийхемской постепенно нарастает подвижность зон и понижается активность щелочного магматизма, т. е. уменьшаются как общий объем щелочных пород, так и отношение богатых щелочами пород (нефелиновых сиенитов, бесполевошпатовых, фельдшпатидовых пород) к породам, более бедным щелочами и более богатым кремнекислотой — шелочным (и субщелочным) сиенитам и гранитам.

Салаирские структурно-формационные зоны отличаются от байкалид не только тем, что они позже проходят все этапы развития и, следовательно, позже консолидируются. Большей частью они отличаются от байкальских зон и по формационному составу геосинклинального структурного комплекса (см. рис. 2).

Наиболее близка к байкалидам по тектоническим условиям формирования и по характеру щелочного магматизма Байтак-Беллыкская зона Сыдинского района. В ней среди отложений геосинклинального структурного комплекса (верхний протерозой, нижний и средний кембрий) нет или почти нет вулканогенных образований.

В составе щелочных комплексов не только этой зоны, но и восточного окончания Кизир-Казырской зоны известны нефелиновые сиениты, но в Байтак-Беллыкской зоне их больше, так же как больше в ней общий объем щелочных пород (Сайбарский и Буровский массивы).

Формационные разрезы западного и восточного окончаний Кизир-Казырской структурно-формационной зоны при различной мощности отложений геосинклинального комплекса, различной длительности его образования и разном типе вулканогенных формаций, сходны друг с другом по широкому распространению последних. Это спилито-диабазовые формации раннего и среднего кембрия у позже замыкающегося западного окончания Кизир-Казырской зоны и нижнекембрийские андезито-базальтовая и туфогенная формация восточной части той же зоны.

Роль нефелиновых сиенитов в щелочных массивах восточной (Катунский массив) части Кизир-Казырской зоны очень невелика, а щелочные сиениты часто вытесняются субщелочными. По-видимому, совсем нет нефелиновых сиенитов у западного окончания этой зоны. Субщелочные породы здесь преобладают над щелочными.

Позже всех салаирских структурно-формационных зон закончилось развитие Колбинско-Удинской зоны с наложенным на нее межгорным Агульско-Тагульским силурийско-девонским прогибом, выполненным вулканогенными породами. Будучи зоной глубинного разлома, она является наиболее мобильной и длительно сохраняет свою подвижность.

Насколько слабо в этой зоне проявляется щелочной магматизм, можно судить уже по тому, что щелочной комплекс в ней до сих пор не выделен из состава гранитоидного огнитского комплекса. Среди щелочных пород здесь преобладают щелочные (и субщелочные) граниты, малощелочные сиениты и нет нефелиновых сиенитов (Рик, 1961; Лин, Морозов, 1963).

Как видно из сделанного сопоставления, и салаирские структурно-формационные зоны, подобно байкальским, образуют ряд с возрастающей мобильностью. Этот ряд, начинаясь Байтак-Беллыкской зоной с ее относительно спокойным тектоническим режимом на геосинклинальном этапе развития и заканчиваясь наиболее мобильной Колбинско-Удинской зоной глубинного разлома, как бы продолжает ряд байкальских структурно-формационных зон. А ряд размещенных в них щелочных комплексов (начинаясь со щелочных образований Байтак-Беллык-

ской зоны с ее наиболее крупными щелочными массивами и наибольшим количеством нефелиновых сиенитов и через промежуточного характера щелочные комплексы Кизир-Казырской зоны приводят к наименее щелочным и наиболее богатым кремнекислотой щелочным и субщелочным породам огнитского комплекса Колбинско-Удинской зоны) продолжает ряд щелочных комплексов, приуроченных к байкалидам.

Таким образом, в смежных частях байкальской и салаирской складчатых систем Алтае-Саянской области устанавливаются: один общий ряд структурно-формационных зон с возрастающей от более древних к более молодым из них подвижностью и соответствующий ему ряд щелочных комплексов, связанный с ним обратной зависимостью. Чем более подвижной была в течение длительного периода развития структурно-формационная зона, тем слабее проявился в ней щелочной магматизм. Этот общий ряд комплексов, образующих щелочную формацию восточной части Алтае-Саянской области, начинается щелочным комплексом Сангилена и заканчивается щелочными породами огнитского комплекса Колбинско-Удинской зоны.

Сопоставление главных черт тектонического развития смежных байкальских и салаирских структурно-формационных зон Алтае-Саянской складчатой области и основных особенностей щелочных комплексов этих зон убеждает во взаимосвязи этих явлений. Точнее, устанавливается обусловленность характера (объемов интрузивных масс, вещественного состава пород) щелочного интрузивного магматизма, который в байкалидах и салаиридах представляет собой последнее проявление магматической интрузивной деятельности, всем ходом развития структурно-формационных зон, с начала геосинклинального этапа.

Более того, это сопоставление позволяет говорить о том, что тектоническое развитие структурно-формационных зон именно на его раннем — геосинклинальном — этапе в основном определяет характер значительно более позднего щелочного магматизма.

Кроме этого главного вывода, из сопоставления, очевидно, следует вывод о «противопоказанности» эвгеосинклинального режима развития структурно-формационных зон развитию щелочного интрузивного магматизма, а следовательно, о «противопоказанности» последнему вулканизма геосинклинального этапа развития.

Все это подтверждает и развивает сделанное ранее заключение (Шейнманн и др., 1960, 1961; Бутакова, 1965) об определяющем развитие щелочного магматизма значении тектонического фактора. Тектонический фактор складывается из двух составляющих: 1) тектонического развития структурно-формационных зон, 2) влияния глубинных и близких им по масштабу разломов.

При анализе большого материала стало очевидным, что именно тектонический режим в структурно-формационных зонах определяет основные черты щелочного интрузивного магматизма, т. е. он имеет ведущее значение в развитии последнего.

Все сказанное ранее (Бутакова, 1965) о роли глубинных разломов в развитии щелочного магматизма подтверждается при переходе от Восточной Тувы к значительно большей территории. И в Восточном Саяне глубинные разломы определяют конкретное место образования щелочных массивов, их размещение в обособленных «узлах», их размеры, степень сложности строения и отчасти форму. Щелочные комплексы различных частей Восточного Саяна, так же как восточно-тувинские, пространственно сопряжены с крупнейшими разломами, разграничивающими складчатые системы и структурно-формационные зоны. Таковы разломы, с юга и севера ограничивающие Окинский антиклинорий: Сархойский и Жамболокский глубинные разломы (Додин, 1963), с которыми связаны щелочные массивы ботогольского комплекса (см. рис.1),

мощная зона Колбинско-Удинского (Ийско-Канского, по А. Л. Додину) глубинного разлома, с которым сопряжены щелочные массивы районов Агульско-Бирюсинского и Пезо, а также глубинные разломы, ограничивающие Минусинские впадины, в которых или возле которых размещаются интрузии сайбарского комплекса.

Так же как для Восточно-Тувинских щелочных интрузий, хорошо видно влияние разрывной тектоники и прежде всего глубинных разломов на размеры, форму и строение щелочных массивов Восточного Саяна.

Во всех рассматриваемых районах Восточного Саяна наиболее крупные и сложно построенные многофазные интрузии тяготеют к зонам глубинных разломов. Они размещаются или непосредственно в главной составляющей сложной зоны разлома (Буровский и Сайбарский массивы), или чаще приурочены к его второстепенным составляющим (Ботогольский массив, интрузии Колбинско-Удинской зоны и района Пезо).

Как в Восточной Туве, большинство Восточно-Саянских щелочных массивов (Буровский, Сайбарский и другие массивы сыдинского комплекса, интрузии щелочных сиенитов и гранитов Агульско-Бирюсинского района, ботогольского комплекса и другие) относятся к трещинным интрузиям, тесно морфологически связанным либо с глубинными разломами, либо с сочленяющимися с разломами более высоких порядков.

Очевидно, что именно через глубинные разломы осуществляется связь послегеосинклинального и послескладчатого щелочного магматизма с более ранними проявлениями магматической деятельности.

Так, часто щелочные интрузии сопряжены с теми же крупными тектоническими швами между структурно-формационными зонами, вдоль которых много раньше, в начале развития геосинклинальной области, внедрялась ультраосновная и основная магма: Сангиленский (Кудрявцев, 1965, Красильников, 1966) или Агардакский (В. А. Кузнецов и др., 1966), Сархойский и Кандатский (Додин, 1963) или Саяно-Тувинский (В. А. Кузнецов и др., 1966) разломы и субмеридиональный разлом Бийхемской зоны (Билинский разлом, по Красильникову, 1966).

Однако необходимо отметить, что щелочные интрузивные массы размещаются в других частях глубинных разломов по простиранию, большей частью не в главных составляющих этих разломов.

Что касается соотношения щелочного магматизма с предшествующим ему гранитоидным, то вполне очевидна именно структурно-тектоническая связь между ними, т. е. приуроченность их к общим проводникам магмы — глубинным разломам. Такая связь между щелочным и ранне- и среднепалеозойским гранитоидным магматизмом (таннуольский и сютхольский и комплексы и их аналоги) наблюдается повсеместно — Сангиленский, Сархойский, Колбинско-Удинский, Саяно-Тувинский (Кандатский), Дербинский (Восточно-Саянский) разломы и разломы западного окончания Восточного Саяна.

Иногда приуроченность гранитоидного магматизма к глубинным разломам становится менее очевидной, чем связь с ними ультраосновного и щелочного магматизма, именно благодаря его очень широкому пространственному распространению, например, в так называемой зоне высокой проницаемости (Кудрявцев, 1965) на востоке Тувы.

Вряд ли правильно отрицать наличие связи между щелочным и среднепалеозойским гранитоидным магматизмом. Но для ее доказательства мало установления структурно-тектонической связи между ними, так как такая связь существует и между щелочным магматизмом и раннепалеозойским ультраосновным, основным и гранитоидным типами магматической деятельности.

Кроме того, масштаб развития и характер щелочного магматизма не

обусловлены степенью интенсивности проявления предшествующего ему гранитоидного магматизма. Это можно видеть, в частности, по Бийхемской зоне, где весьма широкое распространение средне- и нижнепалеозойских гранитоидов сочетается отнюдь не с самыми интенсивными проявлениями щелочного магматизма, и по Сангилену, где щелочной магматизм проявился наиболее широко и разнообразно, а средне- и раннепалеозойские гранитоиды распространены весьма ограниченно. Такой же вывод об отсутствии прямой и тесной генетической связи между щелочным и гранитоидным магматизмом следует из сопоставления их проявлений в салаирских и байкальских складчатых системах в общем. Как показано выше, наиболее богатые щелочными и крупно щелочные комплексы приурочены к байкальским структурно-формационным зонам, а гранитоиды (средне- и раннепалеозойские) распространены в салаирских зонах гораздо шире, чем в байкальских.

Говоря о главных геологических условиях развития щелочного магматизма, необходимо остановиться на вопросе влияния на него состава вмещающих пород. Этому фактору в последнее время некоторые исследователи (Яшина, 1964; Перчук, 1963$_{1,2}$; Коваленко и др., 1965) придают очень большое значение. При этом карбонатные, в меньшей степени основные изверженные породы считаются средой, благоприятной для проявления магматического замещения, приводящего к образованию щелочных пород или обусловливающего разнообразие петрографического состава щелочных массивов.

Чтобы убедиться, насколько геологически обоснована эта гипотеза, необходимо рассмотреть геологические предпосылки наблюдаемого разнообразия щелочных пород. Они, в соответствии с данной гипотезой, сводятся к наличию карбонатных отложений в стратиграфическом разрезе района проявления щелочного магматизма.

Сравнивая стратиграфические или формационные разрезы районов проявления щелочного магматизма с разрезами таких районов, где он не проявлялся, т. е. прежде всего разрезы в байкалидах и салаиридах с разрезами в собственно каледонских или позднекаледонских структурно-формационных зонах Алтае-Саянской складчатой области, можно видеть, что основания для таких заключений невелики. Хотя в последних зонах собственно карбонатные формации имеют подчиненное значение, разрез кембрия-ордовика (Зонненшайн, 1963) во многих частях насыщен карбонатным материалом. Кварц-хлорит-карбонатные и известковистые песчаники и алевролиты слагают около 16 *км* из общей мощности разреза в 25—26 *км*.

Еще меньше оснований говорить о применимости этой гипотезы для объяснения существующего (см. выше) разнообразия щелочных интрузивных комплексов в рассматриваемых смежных байкальских и салаирских структурах Алтае-Саянской области.

Сравнение формационных или стратиграфических разрезов семи районов проявления щелочного магматизма показывает, что во всех этих районах среди отложений, безусловно интрудированных гранитоидной и щелочной магмой (т. е. протерозойских в байкалидах и протерозойских и нижне- и частью среднекембрийских в салаиридах), присутствуют карбонатные отложения: известняки, мраморы, доломиты. Во всех этих районах (см. рис. 2) карбонатные отложения имеют большую мощность (от 3000 большей частью 5000—5500 до 8000 *м*). Следовательно, во всех районах проявления щелочного магматизма вмещающая среда была одинаковой. Поэтому нет оснований выделять какие-либо особые районы (как, например, это делается в отношении Сангилена), где могло происходить и происходило магматическое замещение карбонатных пород, и противопоставлять их другим районам, где оно не могло происходить из-за отсутствия этих пород. Во-вторых, вполне

очевидно, что не вмешающие породы являются причиной наблюдаемых больших различий в петрографическом составе щелочных комплексов.

Таким образом, анализ геологических условий проявления щелочного магматизма в восточной части Алтае-Саянской складчатой области приводит к заключению о том, что причиной разнообразия щелочных пород является тектонический режим, определявший развитие структурно-формационных зон.

Наибольшее значение для развития послегеосинклинального и послескладчатого, последнего в истории складчатой области интрузивного магматизма имели тектонические условия, существовавшие в этих зонах задолго до его проявления — в геосинклинальный период развития складчатых систем, т. е. за 200—300 млн. лет до образования щелочных комплексов в салаиридах и за 1500—2000 млн. лет — в байкалидах.

Очевидно, что этот вывод не согласуется с мнением Ю. М. Шейнмана и его соавторов (1961). Они писали, что для образования щелочных пород важна определенная тектоническая обстановка — «малая тектоническая активность — лишь в эпоху внедрения щелочных пород или в эпоху, непосредственно предшествующую таковому подъему магмы» (стр. 112).

Образование щелочной формации началось после периода малой (наименьшей) тектонической активности, который в салаиридах соответствовал промежутку времени с конца кембрия — начала ордовика (т. е. со времени образования таннуольского интрузивного комплекса) до начала девона, когда начались формирование межгорных впадин и приуроченный к ним вулканизм, тесно связанный с обновлением старых и образованием новых глубинных разломов.

В салаиридах такой период малой тектонической активности наступил непосредственно после окончания складчатости и соскладчатой магматической деятельности. Поэтому он довольно четко ограничен. Его продолжительность около 100 млн. лет. Очевидно, в это время происходило воздымание соответствующего участка земной коры, которому должны были сопутствовать разломы, но из-за отсутствия осадкообразования они неотличимы от более древних разломов.

В байкалидах время соответствующего периода малой тектонической активности установить труднее, во-первых, из-за того, что в них после последней, замкнувшей в конце позднего протерозоя байкальскую геосинклиналь складчатости тектоническая активность возобновлялась время от времени. Об этом свидетельствует развитие среди байкалид внешних прогибов салаирской геосинклинали и распространение почти по всей площади байкалид кембрийских пород таннуольского интрузивного комплекса и его аналогов. С другой стороны, в байкалидах нет (или они еще не выделены исследователями) межгорных впадин, аналогичных средне-позднепалеозойским межгорным впадинам в салаиридах (возможно, такой впадиной является Агульско-Тагульский силуро-девонский прогиб). И кроме того, как указывалось выше, пока недостаточно точно установлен возраст щелочных комплексов, размещенных среди байкалид, а также огнитского гранитоидного комплекса (девон-силур или кембрий?).

Следовательно, наступивший после замыкания байкальской геосинклинали период малой тектонической активности был более длительным (около 600 или 700 млн. лет) и нарушался проявлением тектонической и магматической активности в кембрии. Его верхняя граница недостаточно определенна. Послекембрийская часть этого периода, при условии если гранитоидный (огнитского комплекса и его аналогов) и щелочной магматизм имели место в силуре-девоне, по времени совпадала с соот-

ветствующим периодом развития салаирской складчатой системы и длилась также около 100 млн. лет.

Таким образом, очевидна обусловленность более высокой щелочности щелочных комплексов, размещенных среди байкалид, по сравнению с находящимися в салаиридах, большей продолжительностью в первых периодах малой тектонической активности, наступающего после замыкания геосинклинали.

Если щелочные (и огнитский гранитоидный) комплексы, находящиеся в пределах байкальских складчатых сооружений, являются силурийскими и девонскими (как это считается большинством исследователей), то возобновление тектонической и магматической активности наступало в байкалидах и салаиридах одновременно.

Обычно ее возобновление в салаиридах считается продолжением развития салаирской системы на его орогенном (или переходном) этапе, а в байкалидах она объясняется активизирующим воздействием салаирских движений.

Одновременность возобновления тектонической и магматической активности в байкалидах и салаиридах и то, что в обоих случаях они имели место в структурах, длительно находившихся в состоянии малой тектонической активности, позволяет предполагать общность причин активизации.

Так как эта среднепалеозойская и продолжающаяся в позднем палеозое активизация смежных байкальских и салаирских структур происходила одновременно с проявлением наибольшей тектонической и магматической активности в герцинской складчатой системе западной части Алтае-Саянской области и соседних с ней герцинских складчатых областях, то допустимо считать, что активизация как салаирид, так и байкалид была обусловлена мощными тектоническими процессами, происходившими в герцинидах.

В переживавших проявления сходной средне- и позднепалеозойской активности (образование межгорных прогибов, вулканизм) собственно каледонидах щелочные породы не образовывались. Это, возможно, объясняется тем, что в поздних каледонидах не было того периода малой тектонической активности между окончанием геосинклинального этапа развития и временем образования орогенного или переходного структурного комплекса, который столь очевиден в салаиридах.

Конечно, сделанные заключения не относятся к байкалидам, если образование щелочных комплексов в них начинается не в девоне, а в кембрии (если судить по единичным пока определениям абсолютного возраста щелочных пород Восточного Саяна). В этом случае можно считать, что вызываемая герцинскими движениями активизация распространялась лишь на салаириды и байкалиды Сангилена, а байкалиды Восточного Саяна были активизированы салаирскими движениями.

Выводы из анализа тектонических условий образования щелочной формации Алтае-Саянской области можно заключить предположением, что и в других складчатых областях развитие щелочного магматизма подчинялось тем же закономерностям.

Все изложенное относится к уровню, на котором земная кора дифференцирована на структурно-формационные зоны, развитие которых оказывало определяющее влияние на характер щелочного магматизма.

Можно лишь предполагать, основываясь на постоянной приуроченности щелочных комплексов к глубинным разломам (общим для них с ультрабазитами) и на наблюдаемой на платформах (Бутакова, Егоров, 1962) тесной связи магматических щелочных и ультраосновных пород (в том числе лав), что таким источником является верхняя мантия. Это предположение хорошо согласуется с гипотезой фракционного плавления мантии.

ON GENESIS OF ALKALINE FORMATIONS OF FOLDED REGIONS
(Alkaline formation of the Altai-Sajany region)

E. L. BUTAKOVA

SUMMARY

It is proved in the article that manifestation of the alkaline rocks and a great variety between alkaline complexes (subformations) forming the Middle and late Paleozoic alkaline formation of the eastern part of the Altai-Sajany folded region is stipulated by tectonic factors.

They are mainly defined by tectonic evolution of the adjacent Baikal and Salair structural formational zones during long periods of time and, particularly, in a geosyncline stage as well as by the effect of abyssal fractures.

Simultaneous manifestation of the alkaline magmatism in baikalids and salairids consolidated in various ages generates by activation of these structures by Hercynian movements.

ЛИТЕРАТУРА

Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д. Главнейшие структуры рифеид юга Сибири.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1966, **41**, № 1.

Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н. и др. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, **34**, № 6.

Бутакова Е. Л. Тектонические условия образования щелочных пород Восточной Тувы.— Геол. и геофиз., 1965, № 5.

Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Маймеча-Котуйский комплекс формации щелочных и ультраосновных пород.— В кн. «Петрография Восточной Сибири». Т. 1. Изд-во АН СССР, 1962.

Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И., Мусатов Д. И., Стрижов В. П. Материалы по абсолютному возрасту магматических комплексов и полиметаллических рудопроявлений Саяно-Алтайской складчатой области и Енисейского кряжа.— В кн. «Труды XIII сессии Комиссии по опред. абс. возраста». Изд-во «Наука», 1966.

Волонтэй Г. М. Основные этапы развития крупных структур Тувинского межгорного прогиба.— В кн. «Тектоника Сибири». Т. II. Изд-во СО АН СССР, 1963.

Воробьева О. А. Щелочные породы СССР.— В кн. «Доклады сов. геологов на XXI сессии МГК. Проблема 13». Изд-во АН СССР, 1960.

Додин А. Л. Основные черты тектоники и истории геологического развития Восточного Саяна.— В кн. «Тектоника Сибири». Т. II. Изд-во СО АН СССР, 1963.

Додин А. Л. Глубинные разломы на примере Алтае-Саянской складчатой области.— В кн. «Глубинные разломы». Изд-во «Недра», 1964.

Додин А. Л. Магматические формации Восточного Саяна и их металлогеническое значение.— Тезисы докладов I Сиб. петрогр. совещания, 1966.

Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна. Госгеолтехиздат, 1963.

Зубкус Б. П., Шнейдер Е. Л. Вулканогенно-осадочные отложения кембрия юго-западной части Восточного Саяна и их металлогения.— В кн. «Геология и металлогения эффузивных и осадочных формаций Сибири». Изд-во «Недра», 1964.

Зыков С. И., Ступникова Н. И., Павленко А. С., Тугаринов А. И., Орлова Л. П. Абсолютный возраст интрузий Восточно-Тувинского региона и Енисейского кряжа.— Геохимия, 1962, № 7.

Иванова Т. Н., Полевая Н. И. и др. Абсолютный возраст некоторых магматических и метаморфических пород центральной части Алтае-Саянской области.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, **58**.

Коваленко В. И., Окладникова Л. Б., Павленко А. С., Пополитов Э. И., Филиппов Л. В. Петрология среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы. Изд-во «Наука», 1965.

Кононова В. А. Уртит-ийолитовые интрузии юго-восточной Тувы и некоторые вопросы их генезиса.— Труды ИГЕМ, 1961, **60**.

Костюк В. П., Базарова Т. Ю. Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. Изд-во «Наука», 1966.

Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А. и др. Развитие основных структурных

элементов Сибири в докембрии.— В кн. «Доклады сов. геологов на XXII сессии МГК. Проблема 4». 1964.
Красильников Б. А. Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы. Изд-во «Наука», 1966.
Крымский В. М. Нефелиновые сиениты верховьев р. Пезо в Восточном Саяне.— Геол. и геофиз., 1960, № 9.
Кудрин В. С. Щелочные интрузии северо-восточной части Тувы.— Сов. геология, 1962, № 4.
Кудрявцев Г. А. Основные черты тектоники Тувы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, **11**, № 2.
Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Сотников В. И., Тычинский А. А. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Изд-во «Наука», 1966.
Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
Кузнецов Ю. А. Некоторые проблемы исследования интрузивного магматизма Алтае-Саянской складчатой области.— Тезисы докладов I Сиб. петрогр. совещания, 1966.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонецкая диабазовая формация.— Труды Спб. об-ва естествоиспытателей, 1888, **19**.
Лин Н. Г., Морозов Л. Н. Щелочные гранитоиды центральной части Восточного Саяна.— В кн. «Тезисы докладов III Всес. петрогр. совещания». Изд-во СО АН СССР, 1963.
Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Изд-во АН СССР, 1960.
Махин Г. В. Петрология и геолого-структурное положение щелочных пород Восточной Тувы.— Бюлл. МОИП, новая серия, отд. геол., 1962, **37**, № 5.
Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. Госгеолтехиздат, 1963.
Никитина Л. П., Митрофанов Ф. П., Бузиков И. П., Дав В. Н., Авдонцев Н. А. Докембрий юго-восточной части Восточного Саяна и западной части хребта Хамар-Дабан.— Труды ЛАГЕД АН СССР, 1964, **18**.
Перчук Л. Л. Магматическое замещение карбонатных толщ с образованием нефелиновых сиенитов и других щелочных пород на примере Дежневского массива.— В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Т. 2. Изд-во АН СССР, 1963_1.
Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузивных пород Центрального Туркестано-Алая. Изд-во «Наука», 1963_2.
Проект рекомендации по мировой геохронологической шкале.— Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 9.
Рик Л. П. Огнитский интрузивный комплекс.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области, 1961, вып. I(XXVIII).
Салоп Л. И. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли.— В кн. «Доклады сов. геологов на XXII сессии МГК. Проблема 10». Изд-во АН СССР, 1964.
Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы.— Труды Арктического ин-та, 1936, **43**.
Соболев В. С. Петрография Ботогольского щелочного массива.— В кн. «Ботогольское месторождение графита и перспективы его использования». Иркутск, ОГИЗ, 1947.
Херасков Н. П. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста.— В кн. «Доклады сов. геологов на XXII сессии МГК. Проблема 4». Изд-во «Наука», 1964.
Хоментовский В. В. Формации структурно-фациальных зон Юго-Западной Сибири и связь с ними полезных ископаемых.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. III. Изд-во АН СССР, 1960.
Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. В. Закономерности размещения комплексов щелочных пород и связанная с ними минерализация.— В кн. «Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон». Изд-во АН УССР, 1960.
Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Геология месторождений редких элементов. Вып. 12—13. Госгеолтехиздат, 1961.
Яшина Р. М. Щелочные породы Юго-Восточной Тувы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 5.
Яшина Р. М. О влиянии вмещающей среды на развитие контактно-реакционных процессов магматической стадии формирования нефелин-сиенитовых интрузий (на примере щелочных массивов Юго-Восточной Тувы).— В кн. «Труды III Всес. петрогр. совещания». Изд-во «Наука», 1964.
Яшина Р. М., Борисевич И. В. Абсолютный возраст щелочных пород Восточной Тувы.— В кн. «Труды XIII сессии Комиссии по опред. абс. возраста». Изд-во «Наука». 1966.

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ НАЗВАНИЙ ФАЗ В ТЕКСТЕ, ТАБЛИЦАХ И РИСУНКАХ

A — андалузит
Ab — альбит
Ac — акмит
Ak — акерманит
Amf — амфибол
An — анортит
Ant — антофиллит
Bi — биотит
Cc — кальцит
Cor — корунд
Cord — кордиерит
Cr — хромит
Di — диопсид
Dol — доломит
En — энстатит
Ep — эпидот
Fa — фаялит
Fo-For — форстерит
Fs — ферросилит
G — газ
Gr-Gar — гранат
Gel — геленит
Gl — стекло
Gross-Gr — гроссуляр
Hem — гематит
Hyp — гиперстен
Jd — жадеит
KlPx — клинопироксен
Ks — кальсилит
Ky — кианит (дистен)
L — жидкость
Lw — водная жидкость
Lc — лейцит
Mer — мервинит
Mon — монтичеллит
Mt — магнетит
Ne — нефелин
Ol — оливин
OrPx — ортопироксен
Ort — ортоклаз
Pl — плагиоклаз
Px — пироксен
Py — пироп
Q-Qz — кварц
S — силлиманит
Sa — санидин
Sp — шпинель
W — волластонит
Z — цоизит

СОДЕРЖАНИЕ

I. ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ПЕТРОЛОГИЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ИНТРАТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ПОТОКОВ ТЕПЛА И ВЕЩЕСТВА КАК АГЕНТОВ МЕТАМОРФИЗМА И МАГМООБРАЗОВАНИЯ 7
Ю. А. КУЗНЕЦОВ, Э. П. ИЗОХ.

СОСТОЯНИЕ H_2O В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ. Перевод В. В. Хлестова 21
И. КУШИРО.

МЕТОД ПЕТРОЛОГИИ. Перевод В. В. Хлестова 29
У. С. ФАЙФ

ГЕРМАНАТЫ КАК МОДЕЛЬ СИЛИКАТОВ, УСТОЙЧИВЫХ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ. Перевод В. В. Ревердатто 41
А. Е. РИНГВУД.

ЭКЛОГИТЫ 48
А. А. ГОДОВИКОВ, Дж. К. КЕННЕДИ.

РЕЖИМ КОМПОНЕНТОВ В РАСПЛАВАХ И МАГМАТИЧЕСКОЕ ЗАМЕЩЕНИЕ 62
В. А. ЖАРИКОВ.

ОБ ЭНЕРГИИ ИНТРУЗИВНЫХ ПРОЦЕССОВ 80
Ф. К. ШИПУЛИН.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПОТЕНЦИАЛЫ ВОДНЫХ МИНЕРАЛОВ И КАРБОНАТОВ 94
А. А. МАРАКУШЕВ.

ЗНАЧЕНИЕ НЕРАВНОСТОРОННИХ ДАВЛЕНИЙ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ 113
В. В. ХЛЕСТОВ.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА И РУДОГЕНЕЗА В СВЕТЕ ДАННЫХ ПО ГЕОХИМИИ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ СЕРЫ 126
Г. М. ГАПЕЕВА.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ГЛИН И ОФИТОВ КЕЙПЕРА. Перевод П. И. Каушанской и Ф. Н. Леснова 136
Ж. ВИАР, Г. САБАТЬЕ.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ СИНТЕЗ В СИСТЕМАХ ГАЛЛУАЗИТ И КАОЛИНИТ+ +ХЛОРИДЫ K, Na, Ca, Mg ПОД ДАВЛЕНИЕМ 143
В. А. ФРАНК-КАМЕНЕЦКИЙ, Н. В. КОТОВ, Э. А. ГОЙЛО.

К ПРОБЛЕМЕ ГЕНЕЗИСА СКАРНОВ 163
В. В. РЕВЕРДАТТО.

II. ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

ОБ ЭВОЛЮЦИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВЕЩЕСТВА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ 173
В. В. ВЕЛИНСКИЙ, Г. В. ПИНУС.

ГИПЕРБАЗИТЫ И ЗОНАЛЬНОСТЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ (НА ПРИМЕРЕ СИХОТЭ-АЛИНЯ) 183
С. С. ЗИМИН.

ПЕТРОГРАФО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРБАЗИТОВ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ МАНТИИ 200
С. А. ЩЕКА, Н. А. КУРЕНЦОВА, В. Г. МОИСЕЕНКО, Ж. А. МАКАРОВА.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ КИМБЕРЛИТОВ 208
А. П. БОБРИЕВИЧ.

УСИНСКИЙ ГАББРО-ПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВЫЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ 216
И. М. ВОЛОХОВ, В. М. ИВАНОВ, В. П. ПРУГОВ.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬТОВ РАЗНЫХ ФОРМАЦИЙ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ПЕТРОЛОГИИ 235
В. А. КУТОЛИН.

ПРОБЛЕМЫ ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 247
В. Л. МАСАЙТИС.

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ СЕРИИ ИНТРУЗИВНЫХ ТРАППОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 257
А. М. ВИЛЕНСКИЙ.

К ПРОБЛЕМЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ТАХИЛИТОВ В ТРАППАХ СЕВЕРО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 269
В. В. ЗОЛОТУХИН, Ю. Р. ВАСИЛЬЕВ.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСНОВНЫХ МАГМАТИТОВ IV. ГРАВИТАЦИОННАЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИОННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ В ПИЛЛОУ-ЛАВАХ. Перевод Мельниковой 292
Г. Ю. РЕСЛЕР.

МАГМАТИЧЕСКАЯ И МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ГРАНИТОИДОВ СЛАВКОВСКОГО (ЦИСАРЖСКОГО) ЛЕСА 299
Ф. ФИАЛА.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ГРАНИТОИДЫ В КРИСТАЛЛИЧЕСКОМ ЧЕХЛЕ САКАРСКОГО БАТОЛИТА 316
В. ВЕРГИЛОВ.

О СТРУКТУРНОЙ ОРИЕНТИРОВКЕ ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ И ЕЕ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ. Перевод Л. Г. Пономаревой 323
А. ВАТЦНАУЭР.

О ГЕНЕЗИСЕ ЩЕЛОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ (на примере щелочной формации Алтае-Саянской области) 329
Е. Л. БУТАКОВА.

CONTENTS

I. THEORETICAL AND EXPERIMENTAL PETROLOGY

GEOLOGICAL PICTURE OF THE INTRATELLURIC HEAT AND SUBSTANCE FLOWS AS METAMORPHISM AND MAGMA FORMATION AGENTS 7
Yu. A. KUZNETSOV, E. P. IZOKH.

STATE OF H_2O IN THE UPPER MANTLE 21
I. KUSHIRO.

AN APPROACH TO PETROLOGY 29
W. S. FYFE.

GERMANATES AS HIGH PRESSURE MODELS FOR SILICATES 41
A. E. RINGWOOD.

ECLOGITES 48
A. A. GODOVIKOV, G. C. KENNEDY.

BEHAVIOUR OF COMPONENTS IN MELTS AND MAGMATIC REPLACEMENT 62
V. A. ZHARIKOV.

ON THE ENERGY OF INTRUSIVE PROCESSES 80
F. K. SHIPULIN.

THE THERMODYNAMIC POTENTIALS OF WATER BEARING MINERALS AND CARBONATES 94
A. A. MARAKUSHEV.

THE SIGNIFICANCE OF NONHYDROSTATIC PRESSURE IN METAMORPHISM 113
V. V. KHLESTOV.

SOME PROBLEMS OF PETROGENESIS AND ORE GENESIS BASED ON THE GEOCHEMISTY OF STABLE SULPHUR ISOTOPES DATA 126
G. M. GAPEEVA.

REPRODUCTION DES ARGILLES ET DES OPHITES DU KEUPER 136
J. WYART, G. SABATIER.

HYDROTHERMAL SYNTHESIS IN THE SYSTEMS HALLOYSITE AND CAOLINITE+K, Na, Ca, Mg CHLORIDES UNDER PRESSURE 143
V. A. FRANK-KAMENETSKY, N. V. KOTOV, E. A. GOILO.

ON THE GENESIS OF SKARNS 163
V. V. FEVERDATTO.

II. PETROLOGY OF MAGMATIC ROCKS AND METASOMATIC ROCKS CONNECTED WITH THEM

ON THE EVOLUTION OF CHEMICAL COMPOSITION OF THE UPPER MANTLE MATTER 173
V. V. VELINSKII, G. V. PINUS.

ULTRABASIC ROCKS AND THE UPPER MANTLE ZONING (examplified by Sichote-Alin ultrabasites) 183
S. S. ZIMIN.

SOME PETROGRAPHIC AND GEOCHEMICAL FEATURES OF THE ULTRABASIC ROCKS OF THE INDIAN OCEAN IN THEIR RELATION TO THE MANTLE PROBLEM 200
S. A. SHCHEKA, N. A. KURENTSOVA, V. G. MOYSEENKO, J. A. MAKAROVA.

GENERAL PROBLEMS OF THE PETROLOGY OF KIMBERLITES 208
A. P. BOBRIEVICH.

THE USINSKIJ GABBROPYROXENITE-DUNITE IGNEOUS COMPLEX OF THE KUZNETSKIJ ALATAU RANGE 216
I. M. VOLOKHOV, V. M. IVANOV, V. P. PRUGOV.

PETROCHEMICAL PECULIARITIES OF VARIOUS FORMATION BASALTS AND SOME PROBLEMS OF THEIR PETROLOGY 235
V. A. KUTOLIN.

PROBLEMS OF THE TRAP MAGMATISM OF THE SIBERIAN PLATFORM 247
V. L. MASAITIS.

PETROGENETIC SERIES OF INTRUSIVE TRAPS OF THE SIBERIAN PLATFORM 257
A. M. VILENSKY.

ON THE PROBLEM OF GENESIS OF TACHYLITES IN THE TRAPS OF NORTH-WEST SIBERIAN PLATFORM 269
V. V. ZOLOTUKHIN, Yu. R. VASILIEV.

DIE PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN DER KRISTALLISATIONS-DIFFERENZIERTEN PILLOWS 292
H. J. RÖSLER.

MAGMATIC AND METASOMATIC DIFFERENTIATION OF SLAVKOVSK AREA GRANITOIDS (CSSR) 299
F. FIALA.

METASOMATIC GRANITOIDS IN CRYSTALLINE MANTLE OF SAKARSKY BATHOLITE 316
V. VERGILOV.

ÜBER IN GRANITISCHEN KÖRPERN VORLIEGENDE UND DURCH GRANITE VERURSACHTE GEFÜGEREGELUNGEN 323
A. WATZNAUER.

ON GENESIS OF ALKALINE FORMATIONS OF FOLDED REGIONS (ALKALINE RORMATION OF THE ALTAI-SAJANY REGION) 329
E. L. BUTANOVA.

УДК 552,11+552,16

Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования. Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1. «Наука», 1969 г.

Вопрос об источниках тепла и растворов, являющихся основными агентами регионального метаморфизма и магмообразования в земной коре, далек от разрешения. Одни исследователи ищут эти источники в мантии, другие склонны связывать региональный метаморфизм и образование гранитной магмы с погружением мощных толщ осадков и вулканитов в области высоких температур по мере их накопления и прогибания геосинклинального трога. В статье предпринята попытка показать, что хотя обе гипотезы действительны для специфических случаев, образование значительных объемов гранитоидной магмы, способной к интрузиям в верхние слои литосферы, возможно только в случае проникновения в область метаморфизма и магмообразования растворов глубинного подкорового происхождения. Вывод этот основан на факте связи регионального метаморфизма и гранитоидного магматизма с областями и временем поднятия, а не погружения и на явлениях повторного метаморфизма и метасоматической гранитизации пород гранулитовой фации, залегающих в основании континентальной коры. Косвенными доказательствами развиваемой авторами гипотезы являются распространение комагматичных серий на громадных пространствах, а также закономерная смена различных петрохимических типов внутри серий во времени, что объяснимо только поднятием по зонам разломов и вообще по зонам повышенной проницаемости интрателлурических потоков тепла и растворов, меняющих состав по мере глубинной дифференциации вещества мантии. Библ. 63 назв.

УДК 552,16+550.32

Состояние H_2O в верхней мантии. Куширо И. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1. «Наука», 1969 г.

H_2O, вероятно, присутствует в верхней мантии, хотя ее количество может быть небольшим. Если H_2O присутствует и ее давление достаточно высоко, в самых верхних частях мантии может ожидаться появление таких водосодержащих минералов, как амфиболы и слюды. Однако наиболее вероятно, что с увеличением глубины, даже если P_{H_2O} высоко, такие минералы распадаются на ассоциации безводных минералов высоких давлений и воду. На относительно глубоких горизонтах верхней мантии H_2O может находиться в интерстициях между кристаллами или как включения в кристаллах в форме надкритической жидкости с удельным объемом менее 1 $см^3/г$. Такой флюид может растворять существенные количества различных элементов и мигрировать сквозь мантию вверх, в толщи, где устойчивы водосодержащие минералы. Табл. 3. Илл. 3. Библ. 22 назв.

УДК 552 : 541.12

Метод петрологии. Файф У. С. «Проблемы петрологии и генетической минералогии». т. 1. «Наука», 1969 г.

Обсуждаются общие петрологические проблемы, в частности как минеральная ассоциация A образуется из другого состояния B (расплава, твердой фазы или раствора). В большинстве случаев время порядка 10^6 лет достаточно для такого перехода. Требуется узнать, какие из основных переменных (P, глубина, $P_{стресс}$, $P_{флюид}$, T и т. д.) контролируют это превращение и каковы пределы для этих переменных.

Для случая медленных реакций обсуждаются методы экспериментальных исследований. Стадия зародышевания может быть обойдена за счет использования смесей A и B. В некоторых случаях, когда скорость роста одной из фаз невелика, могут использоваться методики, основанные на изучении малых (частичных) изменений. Если все ступени превращения, кроме растворения, медленны, используются измерения растворимости, поскольку наиболее устойчивая фаза будет иметь наименьшую растворимость в любом из растворителей. Если другие методы дают ошибки или сложны, могут быть использованы калориметрические методики, основанные на измерениях теплот реакций и теплосодержаний, из которых получаются свободные энергии реакций.

Рассмотрено несколько примеров недавних экспериментальных исследований, представляющих интерес для метаморфической петрологии: **устойчивость алюмосиликатов, глаукофан-лавсонитовые сланцы** и соответствующая метаморфическая фация, механизм перехода арагонит→кальцит. Сделана попытка показать значение прямых экспериментов, как средства для понимания природных проблем. Илл. 5. Библ. 39 назв.

УДК 550.32 : 541.12.034.2

Германаты как модель силикатов, устойчивых при высоких давлениях. Рингвуд А. Е. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1. «Наука», 1969 г.

Кристаллохимия силикатов и германатов очень сходна, особенно для кислородных соединений. За некоторым исключением, соответствующие силикаты и германаты обычно изоструктурны и при повышенных температурах образуют полную серию твердых растворов. Если синтезировать германат с новой структурой, то весьма вероятно, что при подходящих P—T-условиях будет устойчив и соответствующий ему изоструктурный силикат. Очевидно, что германаты оказываются моделью силикатов, устойчивых при высоких давлениях. Если германат обнаруживает фазовый переход при определенном давлении, то изоструктурный силикат часто обнаруживает подобный переход при более высоком давлении.

Существует несколько путей, когда использование германатов в качестве моделей может дать преимущества.

1. Чисто качественный — систематическое изучение при высоком давлении германатов, изоструктурных главным силикатным минералам. Для перевода Ge из четверной в шестерную координацию в германатах требуется более высокое давление по сравнению с GeO_2. Этот вывод применим и к силикатам.

2. Взаимоотношения между силикатами и германатами могут обсуждаться с использованием количественных оценок. При высоких температурах термодинамическое поведение германат-силикатных твердых растворов не отступает от идеальности. Поэтому можно использовать равновесия в твердых растворах между германатами со структурами «высоких давлений» (например, шпинель) и силикатами со структурами «низких давлений» (оливин).

3. Определение положения термодинамических границ устойчивости германат-силикатного твердого раствора в данной системе в широком интервале давлений и дальнейшая экстраполяция фазовых границ в область высоких давлений. Табл. 2. Илл. 2. Библ. 24 назв.

УДК 552.48

Эклогиты. Годовиков А. А., Кеннеди Дж. К. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1. «Наука», 1969 г.

В работе приведены экспериментальные результаты получения эклогитов под высоким давлением из оливинового толеита с добавками кремнезема и кианита. На основании этих экспериментов, анализа данных по химическому составу природных эклогитов и попыток их синтеза делается вывод о зависимости парагенезиса эклогитов, в частности присутствия или отсутствия в них кианита, от соотношения MgO : CaO : FeO в исходной системе. Показано, что реакция $3\,Px + Ky \leftrightarrows Gr + Q$ будет идти при высоких давлениях вправо, если система богата магнием и железом, и влево, если она богата кальцием. Все эклогиты предложено разделить на три генетических типа с двумя подтипами в каждом.

Тип 1 — бескианитовые эклогиты магматического происхождения: А — из кимберлитов, В — из дунитов и серпентинитов. Тип 2 — кианитовые эклогиты и гроспидиты; А — из кимберлитов, В — метаморфического происхождения. Тип 3 — бескианитовые эклогиты метаморфического происхождения: А — из глаукофановых сланцев, В — из гнейсов. Табл. 6. Илл. 6. Библ. 38 назв.

УДК 552.11+541.1—143

Режим компонентов в расплавах и магматическое замещение. Жариков В. А. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1. «Наука», 1969 г.

Кислотно-основные свойства, форма нахождения и подвижность компонентов в расплавах. структура силикатных расплавов определяются главным образом характером и энергией связи элементов с кислородом. Магма представляет ионный расплав с квазикристаллическим строением и сложной сиботаксической структурой. Основу структуры расплава — «структуру ближнего порядка» — составляют в различной степени полимеризованные прочные кремнекислородные тетраэдры; основные компоненты образуют «структуру дальнего порядка», и подвижность их тем выше, чем меньше энергия связи с кислородами «ближней структуры».

Особенности структурного положения воды и щелочей в водных силикатных расплавах обусловливают их высокую подвижность, следствием чего являются: вполне подвижное поведение воды (всегда) и щелочей (во многих случаях) в магме; возможность сопряженного переноса воды и щелочей.

Рассмотренные условия существования магматических расплавов и особенности режима компонентов в них показывают возможность и неизбежность возникновения в магматических очагах потоков наиболее подвижных компонентов, в первую очередь, воды и щелочей (трансмагматические растворы), причем эти потоки носят существенно инфильтрационный характер.

Замещение магмой вмещающих пород происходит при посредстве трансмагматических растворов, интенсивность потока которых определяет характер магматического замещения: а) инфильтрационное магматическое замещение, когда скорость потока растворов больше скорости диффузии всех компонентов; б) инфильтрационное магматическое замещение с отраженной щелочностью, когда скорость встречной диффузии щелочей больше скорости инфильтрации потока; в) диффузионное магматическое замещение, когда скорость диффузии петрогенных компонентов больше скорости инфильтрации потока. Табл. 5. Илл. 6. Библ. 18 назв.

УДК 553.21+550.36

Об энергии интрузивных процессов. Щипулин Ф. К. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1. «Наука», 1969 г.

Дан краткий анализ условий становления гипабиссальных гранитоидных интрузий и процессов кристаллизации пород на основе современных представлений о структуре силикатных расплавов и закономерностях их физико-химических превращений. Указано на высокий экзотермический эффект структурных преобразований в жидкой фазе, связанных с укреплением и полимеризацией основных структурных единиц расплава, которые и являются, по-видимому, главным источником высокой энергии интрудирующих масс. Энергия выделения кристаллов из упорядоченной жидкой фазы имеет второстепенное значение. В процессах внедрения интрузий важная роль отводится конвекционному перемешиванию магмы. Табл. 1. Библ. 19 назв.

УДК 549.6 : (541.12+636.77)

Термодинамические потенциалы водных минералов и карбонатов. Маракушев А. А. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1. «Наука», 1969 г.

Значения низкотемпературной (10—50° К) теплоемкости некоторых минералов были использованы для расчета их эффективных термодинамических потенциалов:

$$S_T^0 = \int_0 C_p^0 d\ln T; \quad H_T^0 - H_0^0 = \int_0^{S_T} T\,dS = \int_0^T C_p^0\,dT;$$

$$Z_T^0 - Z_0^0 = -\int_0^T S^0\,dT = (H_T^0 - H_0^0) = S_T^0 T.$$

Реакция жадеит=альбит+нефелин рассмотрена в качестве примера использования $Z_T - Z_0^0$ потенциала для расчета минеральных равновесий:

$$\Delta(Z_T^0 - Z_0^0) + \Delta Z_0^0 + \frac{\Delta VP}{41{,}293} = 0.$$

Величина ΔZ относится к температуре 0° К:

$$\Delta Z_0^0 = \Delta Z_T^0 - \Delta(Z_T^0 - Z_0^0) = \Delta H_T^0 - T\Delta S_T - \Delta(Z_{0T}^0 - Z_0^0).$$

Результаты расчетов сведены в таблице.

Вводятся эффективные значения потенциала $(Z_T - Z_0^0)_p^m$ для водных минералов и карбонатов:

$$(Z_T - Z_0^0)^m_{P_{H_2O}} = -\int_0^T S\,dT - n_{H_2O}\left(\int_1^P V_{H_2O}\,dp - \int_0^T S_{H_2O}\,dT\right),$$

$$(Z_T - Z_0^0)^m_{P_{H_2O}} = (Z_T^0 - Z_0^0) - (\mu_{H_2O} - \mu_0^0)\,T,\ P_{H_2O}.$$

Условия равновесия минеральных превращений при произвольных постоянных P_{H_2O} (или PCO_2) выражаются с использованием этой функции:

$$\Delta (Z_T - Z_0^0)^m_{P_{H_2O}} + \Delta Z_0^0 + \frac{P_S \Delta V_S}{41{,}293} = 0.$$

В качестве примера были рассчитаны условия равновесия для реакции между доломитом, диопсидом и кварцем. Табл. 5. Илл. 10. Библ. 29 назв.

УДК 551.25 : 551.241

Значение неравносторонних давлений при метаморфизме. Хлестов В. В. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1. «Наука», 1969 г.

Выведено общее уравнение зависимости потенциала твердого тела от неравносторонних нагрузок. На его основании получены следующие выводы.

1. Твердофазные реакции с образованием более плотных минералов могут протекать при ориентированных давлениях, меньших по величине, чем давления соответствующих равновесий в гидростатических условиях. Однако при метаморфизме присутствие порового флюида исключает возможность больших отклонений такого рода. Новообразования минералов в пределах точности экспериментов отвечают равновесиям при гидростатическом давлении, равном давлению порового флюида.

2. Повышение растворимости минералов зависит от величины стресса. Это обусловливает переменность концентраций порового раствора даже в пределах однородных толщ и диффузию растворенного минерального вещества к крупным порам и трещинам. Скорость переноса и переотложения наиболее велика для относительно хорошо растворимых минералов (кварц, кальцит и т. п.). Это может служить объяснением распространенных явлений метаморфической дифференциации.

3. Основными механизмами переориентировки минералов при стрессе являются пластические деформации отдельных кристаллов и перекристаллизация за счет растворимости разно ориентированных зерен. Пластические деформации могут предполагаться существенными только для минералов, обнаруживающих заметное расплющивание. Ожидаемая ориентировка может быть определена, если известны возможные плоскости трансляции. Различия растворимости разно ориентированных зерен связаны с анизотропией упругих свойств. В одних и тех же условиях кристаллы по направлениям с наибольшей сжимаемостью испытывают меньшие напряжения, чем по всем другим. Библ. 14 назв.

УДК 552.11 : 550.43

Некоторые вопросы петрогенезиса и рудогенеза в свете данных по геохимии стабильных изотопов серы. Гапеева Г. М. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1. «Наука», 1969 г.

Статья содержит историко-литературный обзор геохимии изотопов природных соединений серы, главным образом сульфидной.

Приведенные данные сопоставляются с петрологическими особенностями пород, в которых заключены эти соединения, и особенностями минералообразующих растворов, из которых происходит их выделение.

Полученные выводы используются для критического пересмотра впервые предложенной Макнамара и Тодом и в дальнейшем развиваемой Дженсеном и А. П. Виноградовым гипотезы о характере связи петрогенезиса и тектогенеза и их зависимости от подкоровых процессов и позволяют утверждать, что петрогенезис, рудогенез, а также и тектогенез связаны между собой лишь парагенетически и протекают в земной коре вполне автономно. Все эти процессы не опускаются ниже границ земной коры и обусловлены поступлением из подкоровых глубин лишь соответствующих энергетических импульсов, но отнюдь не конкретного вещества мантии. Библ. 34 назв.

УДК 542+549.623.9

Экспериментальное воспроизведение глин и офитов Кейпера. Виар Ж., Сабатье Г. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1. «Наука», 1969 г.

Описаны гидротермальные изменения глин (иллит, монтмориллонит) с добавками магнезита или доломита, иногда CaCl при температурах 300—600° С. Образования новых фаз — триоктаэдрического монтмориллонита, биотита, хлорита, корренсита и др.— зависят от температуры, характера добавленной соли и ее количества. Экспериментальные результаты, сопоставленные с минеральным составом верхнетриасовых глинистых отложений Кейпера, позволили уточнить химические условия преобразования этих глин. Табл. 3. Илл. 6. Библ. 2 назв.

УДК 542+549.623.9

Гидротермальный синтез в системах галлуазит и каолинит+хлориды K, Na, Ca, Mg под давлением. Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1, «Наука», 1969 г.

Изучение продуктов гидротермального синтеза в системе каолинит, галлуазит + хлориды K, Na, Ca, Mg при $P_{H_2O} = 900$ *кг/см*², $T = 200$—$500°$ С за 3 *час* позволило установить различное влияние добавок на разрушение исходных фаз и на особенности структур синтезируемых образований. Специально выбранные короткие экспозиции опытов позволили фиксировать

наиболее быстро образующиеся не обязательно стабильные ассоциации фаз, участвующие в реакциях изучаемых систем. Так, добавки хлоридов K и Na приводили к преобразованию каолинитовой структуры в слюдяную через промежуточную неупорядоченную смешаннослойную фазу слюда-монтмориллонит с сохранением (наследием) основных структурных черт исходного материала (размер базиса, заселенность октаэдров, политипия). Добавки хлоридов Mg и Ca приводили к синтезу упорядоченных смешаннослойных кристаллов монтмориллонит-хлорит и монтмориллонит-слюда через промежуточную монтмориллонитовую фазу.

На основании экспериментальных данных предложена вероятная механика трансформации двухслойной структуры каолинита в трехслойную либо слюдяную, либо монтмориллонитовую в зависимости от типа катионной добавки.

Результаты опытов могут быть использованы при генетической интерпретации природных процессов эпигенеза и начального метаморфизма осадочных отложений. Табл. 1. Илл. 9. Библ. 25 назв.

УДК 553.22

К проблеме генезиса скарнов. Р е в е р д а т т о В. В. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1. «Наука», 1969 г.

Отделение водной фазы от базальтового расплава вследствие его обычной недосыщенности летучими происходит, как правило, после того, как основной объем магмы будет закристаллизован. Поэтому образование скарнов в связи с основными магмами должно обычно происходить на постмагматической стадии. Для гранитоидных магм более вероятно отделение растворов на магматическом этапе вследствие их большей относительной насыщенности водой. Процессы высокотемпературного скарнирования магматической стадии также должны предпочтительно связываться с гранитоидным магматизмом. Эти выводы хорошо согласуются с фактическими данными.

На основании изучения минеральных ассоциаций в настоящее время можно выделить несколько минеральных фаций скарнов, устойчивых в разных P—T-условиях: для магнезиальных скарнов — ортопироксен-шпинелевую («гиперстеновую», по В. А. Жарикову) фацию, характеризующуюся высокими давлениями, и монтичеллитовую фацию, устойчивую при меньших давлениях; для известковых скарнов — высокотемпературную, волластонит-плагиоклазовую «фацию» и низкотемпературную, гроссуляровую «фацию». В области низких давлений можно выделить куспидиновую фацию скарнов. Присутствие эпидота и особенно цоизита в ассоциации с кварцем в скарнах, образованных при температурах не менее 500—600° С, должно свидетельствовать о повышенных водных давлениях при процессах такого скарнирования. Илл. 3. Библ. 37 назв.

УДК 550.311 : (550.42+552.321.6)

Об эволюции химического состава вещества верхней мантии. В е л и н с к и й В. В., П и н у с Г. В. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1. «Наука», 1969 г.

Рассматривается возможный вариант эволюции вещества верхней мантии Земли во времени на примере изменения химического и минерального состава альпинотипных перидотитов от нижнего палеозоя до третичного периода включительно. Показано, что с омоложением возраста в составе гипербазитов увеличивается пироксеновая составляющая и уменьшается — оливиновая. Увеличение пироксеновой составляющей в породах связано в основном с повышением в них содержаний ромбического и незначительным увеличением количества моноклинного пироксена.

В работе использован 91 химический силикатный анализ, отобранный из различных разновозрастных массивов СССР и обработанный при помощи методов математической статистики. Табл. 4. Илл. 2. Библ. 29 назв.

УДК 550.311 : (552.321.6+550.42)

Гипербазиты и зональность верхней мантии. З и м и н С. С. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1. «Наука», 1969 г.

Описаны два пояса позднепалеозойских (пермских) ультраосновных пород, ограничивающих Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня. Они приурочены к глубинным разломам, но резко различны по составу и металлогении. В западном (дунит-гарцбургитовом) поясе породы содержат хромит и отличаются высокой магнезиальностью (f=4—14%), так же как и составляющие их минералы — оливин (f=9—12%), ортопироксен (f=7—13%) и диопсид (f=10—12%). Породы Восточного пояса — оливиниты, верлиты и диаллагиты — содержат титаномагнетит и шпинель. Эти породы характеризуются высокой железистостью (f породы = =14—30%, f оливина =17—18, f авгита =14—30, f бронзита =20—25, f плеоаста =50%).

Гипербазиты сопровождаются интрузиями основных пород. В Западном поясе это габбронориты, имеющие, как и перидотиты, низкое содержание FeO, Fe_2O_3, MnO и TiO_2 по сравнению с габбро, ассоциирующими с гипербазитами Восточного пояса. Учитывая тесные генетические связи пород и указанные различия состава, предполагается, что верхняя мантия в области Главного антиклинория Сихотэ-Алиня имеет в целом перидотитовый состав, но зонально меняет состав вкрест простирания и по простиранию глубинных разломов. Табл. 3. Илл. 7. Библ. 5 назв.

УДК 550.311 : (550.42+552.321.6)

Петрографо-геохимические особенности гипербазитов Индийского океана в связи с проблемой мантии. Щ е к а С. А., К у р е н ц о в а Н. А., М о и с е е н к о В. Г., М а к а р о в а И. А. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1. «Наука», 1969 г.

Описаны основные и ультраосновные породы (серпентинизированные дуниты, лерцолиты, гарцбургиты, габбро, оливиновое габбро), поднятые из рифовой зоны Срединного океанического хребта в Индийском океане во время рейса «Витязя». Все породы и минералы имеют низкую железистость: габбро и перидотитов 9,7—10,6%, оливина 8—9%, ортопироксена 10%; клинопироксен имеет состав $En_{41-46}Wo_{50}$ в перидотитах $En_{45-46}Wo_{43-44}$ в габбро; плагиоклаз 75—78% An в базальтах и 67—70 — в габбро. Высокое содержание редких элементов: Au 20—$30 \cdot 10^{-6}$), Pb (15—$55 \cdot 10^{-3}$), W ($1{,}7—6{,}4 \cdot 10^{-4}$), Mo ($4—6 \cdot 10^{-4}$) необычно для ультраосновных пород. Учитывая вариации состава пород в одном месте, их интрузивную структуру, химический состав и обычные минеральные ассоциации, авторы считают, что все породы кристаллизовались из одного магматического очага и не являются выходами материала верхней мантии. Табл. 3. Илл. 1. Библ. 21 назв.

УДК 552.323.6 : 552.11

Общие вопросы петрологии кимберлитов. Бобриевич А. П. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1. «Наука», 1969 г.

Образование кимберлитовой магмы рассматривается как результат локального плавления подкорового субстрата верхней мантии Земли на глубинах 100—120 *км*. Алмаз кристаллизуется в глубинном очаге из расплава в прогомагматический этап одновременно с такими минералами кимберлита, как форстерит, гранат-пироп, хромшпинелиды и др. Подъем расплава к поверхности по глубинным разломам сопровождается прорывом вышележащих отложений с образованием трубок взрыва, выполненных эруптивными брекчиями. Глубинная магматогенная точка зрения образования алмаза находит подтверждение в более или менее равномерном распределении алмаза в трубках, без резкого уменьшения содержания с глубиной. Анализ разнообразных ксенолитов в кимберлитах позволяет классифицировать их на определенные группы, предположительно отвечающие породам выделяемых геофизиками слоев Земли: гранитному, базальтовому и подкоровому (эклогитового или перидотитового состава) Библ. 17 назв.

УДК 552.321.5/6

Усинский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Кузнецкого Алатау. Волохов И. Н., Иванов В. М., Пругов В. П. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1. «Наука», 1969 г.

Усинский интрузивный комплекс представлен более чем 13 базито-гипербазитовыми телами, приуроченными к подвижным зонам салаирид Кузнецкого Алатау и являющимися образованиями, внедрившимися перед формированием синорогенных кембро-ордовикских батолитовых гранитоидов «пестрого» состава. Тела имеют небольшие размеры (до 65 *км*^{2}), характеризуются чаще несогласным, реже согласным залеганием. Форма их обычно этмолито-, иногда линзо- и желобообразная, а также неправильная. Все они относятся к однофазным плутонам с автономной внутренней структурой преимущественно стратиформного, частью концентрически-зонального типа. Последовательность изменения состава пород в стратифицированных плутонах и порядок образования в них слоев направлены снизу вверх от гипербазитов через габброиды к диоритам и более кислым породам. В конфокальных плутонах мафические породы локализованы во внутренних частях тел, а мезократовые и лейкократовые по их периферии. Нередко обе эти последовательности имеют ритмический и даже скрытый характер. Сочленение слоев со стенками плутонов отчетливо несогласное. Эндоконтактная зона пород фации закалки в телах отсутствует. Образования дайковой серии обнаруживаются редко. Контактовое воздействие на боковые породы проявлено слабо.

В составе комплекса описаны связанные постепенными переходами дуниты, оливиниты, верлиты, гарцбургиты, лерцолиты, шрисгеймиты, кортландиты, оливиновые и безоливиновые диаллагиты и вебстериты, полевошпатовые перидотиты и пироксениты, горнблендиты, габбро-пироксениты, анортозиты, оливиновые и безоливиновые эвкриты и эвкрито-нориты, габбро-нориты, нормальные и роговообманковые габбро, габбро-диориты и диориты, представляющие дифференциаты нормальной известково-щелочной габбровой магмы. Табл. 1. Илл. 2. Библ. 26 назв.

УДК 552.11 : (550.42+552.323.5)

Петрохимические особенности базальтов разных формаций и некоторые вопросы их петрологии. Кутолин В. А. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1. «Наука», 1969 г.

Проведено статистическое изучение петрохимических особенностей щелочных оливиновых и толеитовых базальтов океанов, базальтов андезитовой формации, базальтов континентальной оливин-базальтовой формации, а также недифференцированных траппов древних и молодых платформ, причем в качестве фактического материала использовано свыше 1200 опубликованных химических анализов этих пород, статистическая обработка которых производилась при помощи ЭВМ. В результате исследований установлено, что толеитовые базальты океанов отличаются резко пониженным содержанием калия, для океанических щелочных оливиновых базальтов характерно пониженное содержание кремнезема и высокое содержание титана, в базальтах андезитовой формации значительно больше глинозема и меньше титана и закиси железа, а для траппов молодых платформ типично пониженное содержание магния и кальция.

Современные геологические данные показывают, что в пределах океанических островов щелочные оливиновые базальты являются производными толеитовых базальтов, а установленные нами соотношения в особенностях химического состава этих двух групп пород получают правдоподобное объяснение, если считать, что щелочные оливиновые базальты океанов образуются в результате дифференциации толеитовой магмы в магматическом очаге, расположенном в пределах мантии на глубине 40—70 *км*, причем одновременно с дифференциацией происходит взаимодействие магмы с вмещающими породами мантии. Щелочные оливиновые базальты континентов возникают в результате селективного плавления в глубоких частях мантии и поднимаются в ее верхние ярусы с помощью зонной плавки. Табл. 4. Илл. 4. Библ. 36 назв.

УДК 552.11+552.323.5

Проблемы траппового магматизма Сибирской платформы. Масайтис В. Л. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1. «Наука», 1969 г.

Обсуждаются некоторые дискуссионные проблемы геологии и петрологии траппов Сибирской платформы. Наиболее широко распространены траппы среднего палеозоя и позднего палеозоя — раннего мезозоя. Однородные по составу базальты и долериты, развитые на огромных площадях и принадлежащие к ареальным излияниям и внедрениям, по-видимому, свидетельствуют о гомогенности исходного материала, за счет плавления которого возникает магма, а также об отсутствии заметных явлений ассимиляции на глубине. Траповый магматизм связан с областями растяжения коры, подъем магмы в верхние горизонты обусловливает возникновение поднятий различного порядка.

Существующие представления о комагматичности лав и интрузий во многих случаях вызывают сомнение из-за различий в составах пород и тектонических условиях излияний и внедрений. Дифференциация траппов в камерах интрузий идет по-разному, что обусловлено, в первую очередь, различиями в составе исходных магм. Известную роль при этом могут играть и явления фракционирования в жидком состоянии, на что, в частности, указывают гомогенные интрузии феррогаббро. Библ. 34 назв.

УДК 552.11+552.323.5

Петрогенетические серии интрузивных траппов Сибирской платформы. В и л е н с к и й А. М. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1. «Наука», 1969 г.

По петрохимическим и генетическим особенностям в пределах развития трапповых интрузий на Сибирской платформе выделены провинции траппов нормальной и повышенной щелочности. Каждая из них характеризуется распространением интрузий, кристаллизация которых протекала в особых физико-химических условиях при определенном интервале щелочности, железистости и других петрохимических критериев. По специфическим особенностям интрузий и приуроченности их к бортам отдельных трапповых впадин выделены провинции нормальной щелочности — Путоранская и Норильская субпровинции, и повышенной щелочности — Ангаро-Вилюйская, Ангаро-Катангская, а также Тунгусская субпровинции. Петрохимический анализ позволил выделить среди интрузивных траппов следующие петрогенетические серии: сверхизвестковистую, известковистую, известково-щелочную, субизвестково-щелочную, субизвестково-натриевую, слабощелочную и щелочную. Щелочность интрузий и отношение в них калия к натрию закономерно увеличиваются от сверхизвестковистой к щелочной серии, а содержания кремнезема и полевошпатовой извести уменьшаются. Отсюда состав расплавов изменяется от типично толеитовых к сливиновым щелочным базальтам. При этом магнезиальность интрузий уменьшается при увеличении щелочности и уменьшении отношения калия к натрию. Дифференцированные интрузии приурочены в основном к известково-щелочной и субизвестково-натриевой сериям. Интрузии, с которыми связаны интересные в промышленном отношении медно-никелевые рудопроявления, являются основными дифференциатами щелочной и слабощелочной серий. Более кислые производные этих серий представлены интрузиями, с которыми связаны железорудные месторождения и месторождения исландского шпата. Табл. 1. Илл. 4. Библ. 22 назв.

УДК 552.323+552.11

К проблеме происхождения тахилитов в траппах северо-запада Сибирской платформы. З о л о т у х и н В. В., В а с и л ь е в Ю. Р. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1. «Наука», 1969 г.

Описаны находки стекла в траппах Сибирской платформы. Авторы считают, что несомненно первично-магматическими могут быть лишь собственно тахилиты закаленных краевых частей трапповых интрузий и потоков. В случае самостоятельных интрузий стекла равновероятно, что они возникают путем локального вторичного переплавления вмещающих траппов под действием летучих компонентов, проходящих по трещинам в раскаленных полнокристаллических породах. Приведено 11 химических анализов стекла, стекловатых образований и вмещающих траппов. Табл. 3. Илл. 10. Библ. 23 назв.

УДК 552.323+552.111

Петрологические исследования основных магматитов. IV. Гравитационная кристаллизационная дифференциация в пиллоу-лавах. Р е с л е р Г. Ю. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1. «Наука», 1969 г.

Описаны пиллоу-лавы из верхнего девона Саксонии (ГДР). На этом примере показано, что подушковидные обособления (pillow) ведут себя как самостоятельные геологические тела и представляют собой магматические фрагменты практически замкнутой системы. Образовавшиеся внутри «подушки» фемические вкрапленники в верхней и нижней зонах быстрого охлаждения были закалены и не испытали гравитационного разделения. Образование карбонатной зоны миндалин следует после опускания фемических вкрапленников. В нижней части «подушек» концентрическое строение зоны миндалин нарушено, возникает неправильное распределение миндалин. Скопление вкрапленников и изменение химизма пиллоу-тел совпадает почти полностью с наблюдениями в мощных телах основных магм. Все это говорит о возможности гравитационно-кристаллизационной дифференциации в пиллоу-лавах. Табл. 1. Илл. 4. Библ. 14 назв.

УДК 552.321.1+552.111

Магматическая и метасоматическая дифференциация гранитоидов Славковского Леса. Ф и а л а Ф. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1. «Наука», 1969 г.

Выделены три группы (фазы) гранитоидов. Образование древних гранитов происходило при значительном притоке тепла и щелочей (вначале Na, позже K), вследствие чего характерна ассимиляция, контаминация магмы и развитие агматитовых мигматитов. В отличие от этого гранитоиды переходной группы и рудногорские граниты пересыщены *An* и обогащены бором вследствие поглощения седиментационного материала; в них возросла вязкость, уменьшилась подвижность и образовались хорошо ограниченные дискордантные массивы небольших размеров, частично диапирового типа. Воздействие на окружающую среду слабое, отношение K/Na также увеличилось (микроклинизация). Фаза рудногорских гранитов отличается от переходных обогащением летучих компонентов, фосфором, фтором при уменьшении содержания бора. Несколько возросло содержание K_2O, возможно, в результате трансвапоризации в верхних структурных этажах. В результате интенсивных метасоматических процессов образовались породы, либо обогащенные щелочами (литионит-топазные, альбит-аплитовые граниты, альбититы), либо грейзенизированные (мусковитовые граниты, грейзены, рудные жилы). Табл. 2. Илл. 4. Библ. 27 назв.

УДК 552.321.1+553.22

Метасоматические гранитоиды в кристаллическом чехле Сакарского батолита. В е р г и л о в В. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1. «Наука», 1969 г.

Изложены наблюдения над жильными породами гранитоидного типа, на основании которых доказывается метасоматический генезис жил. Об этом свидетельствуют псевдоморфозы плагиоклаза и хлоритов по кристаллам роговой обманки, присутствие рутила и ильменита и низкая железистость. Гранитизирующие растворы были сравнительно низкотемпературными — возникает низкотемпературный парагенезис минералов: серицит, хлорит, кислый плагиоклаз. Ясно разграничиваются две стадии при воздействии растворов: кислотная и щелочная. Табл. 1. Библ. 8 назв.

УДК 552.321.1+552.122.

О структурной ориентировке гранитных массивов и ее петрогенетическом значении. В а т ц н а у э р А. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1. «Наука», 1969 г.

Рассматривается использование методов микроструктурного изучения (главным образом зерен кварца) для решения различных петрологических проблем, связанных с гранитоидами: отличие магматических и метасоматических гранитоидов, изучение контактового ореола, формы и размеров гранитоидного тела на глубину, критерии рудоносности массивов. Илл. 4. Библ. 10 назв.

УДК 552.33 : 552.11

О генезисе щелочных формаций складчатых областей (на примере щелочной формации Алтае-Саянской области). Б у т а к о в а Е. Л. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1. «Наука», 1969 г.

Доказывается, что появление щелочных пород и большое разнообразие между щелочными комплексами, составляющими средне- и позднепалеозойскую щелочную формацию восточной части Алтае-Саянской складчатой области, обусловлено тектоническим фактором. Различия определяются главным образом разным тектоническим развитием смежных байкальских и салаирских структурно-формационных зон в течение длительного времени и особенно на геосинклинальном этапе, а также влиянием глубинных разломов. Одновременно проявление щелочного магматизма в консолидированных в разное время байкалидах и салаиридах, по-видимому, вызвано активизацией тех и других структур герцинскими движениями. Илл. 3. Библ. 45 назв.

Проблемы петрологии и генетической минералогии. Том. I

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР

Редактор *С. П. Кориковский*
Художник *К. М. Егоров*
Технический редактор *Н. Ф. Егорова*

Сдано в набор 8/I 1969 г. Подписано к печати 6/V 1969 г.
Формат 70×108$^{1}/_{16}$. Бумага № 1. Усл. печ. л. 31,5. Уч.-изд. л. 30,2
Тираж 1900. Т-06494 Тип. зак. 5513. Цена 2 р. 30 к.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10