

АКАДЕМИЯ НАУК СССР



ЧТЕНИЯ
им. В. И. ВЕРНАДСКОГО

ХІІІ

В. С. СОВОЛЕВ

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
И СПОСОБЫ
ОБРАЗОВАНИЯ МАГМЫ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ
И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ
ИМ. В. И. ВЕРНАДСКОГО

В. С. СОВОЛЕВ

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
И СПОСОБЫ
ОБРАЗОВАНИЯ МАГМЫ

Тринадцатое чтение им. В. И. Вернадского

12 марта 1971 г.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1973

Строение верхней мантии и способы образования магмы.
Соболев В. С. Изд-во «Наука», 1973.

В работе обобщен новый большой материал, полученный за последние годы. Это результаты главным образом геохимического и петрологического исследования образцов пород, непосредственно поступивших из мантии Земли. Приведены интересные соображения о современном строении мантии, ее эволюции и происхождении мантийных магм. Используются новейшие экспериментальные данные, в том числе по влиянию воды и углекислоты из плавления пород. Обращено особое внимание на возможную роль неравного давления газовой фазы и общего давления. Илл. 4. Библ. назв. 91.

Главный редактор
академик А. П. В И Н О Г Р А Д О В

Уже давно, по крайней мере с самого начала XX столетия, в геологии серьезно обсуждаются проблемы строения и истории развития земного шара на недоступных прямому наблюдению глубинах. Важнейшим шагом на пути развития науки явились достижения геофизики и прежде всего установление границы Мохововичича. Владимир Иванович Вернадский, памяти которого посвящаются настоящие чтения, и другие выдающиеся советские ученые — А. Н. Заварицкий, В. Н. Лодочников, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг — неоднократно обсуждали эти вопросы и высказали ряд важных соображений. И хотя в петрографии в центре внимания были вопросы дифференциации магмы, волей-неволей приходилось обращаться и к способам ее образования. Новые успехи геологии и геофизики и особенно экспериментальные исследования при высоких давлениях подняли уровень развиваемых гипотез и сделали сейчас проблему состава верхней мантии и образования магмы центральной проблемой современной науки, хотя и сейчас еще многие основные положения остаются неясными и дискуссионными.

Поставленные вопросы обсуждаются с разных позиций и весьма сложны, как по количеству привлекаемого материала, так и по теоретическим концепциям. В своем сообщении я не собираюсь, да и не могу дать здесь всестороннего обзора по затронутой теме. Коснусь лишь некоторых ее аспектов, связанных главным образом с исследованиями, проводимыми в Институте геологии и геофизики СО АН СССР. Это, во-первых, проблема минералогического состава и дифференциации магмы и связанный с этим вопрос об источниках щелочей при образовании магмы и, во-вторых, оценка роли воды при образовании магмы в мантии и отчасти в земной коре.

После установления границы Мохо и приблизительного определения плотности пород так называемой земной мантии петрографы стали высказывать соображения о том, какими минералами и породами эта мантия должна быть сложена. Эти суждения основывались на различного рода соображениях, главным образом на аналогиях с составом метеоритов (Виноградов, 1959, 1962).

Однако единственным прямым источником о минералогическом и петрографическом составе пород мантии являются различные включения — ксенолиты, выносимые на поверхность вулканическими породами. Вместе с тем далеко не всегда можно однозначно говорить о происхождении этих включений, так как нередко они могут трактоваться как сегрегации ранних минералов, выделившихся в самой магме, или обломки пород, захваченных из интрузий, залегающих в земной коре. В этом отношении включения в кимберлитах особенно интересны как по своему разнообразию, так и потому, что для многих из них глубинное происхождение вызывает наименьшие сомнения. Это прежде всего алмазодержащие ксенолиты и минералы, заключенные в алмазах. Правда, и в отношении происхождения алмаза в литературе иногда высказываются другие точки зрения, вплоть до возможности образования его вблизи земной поверхности. Однако эти гипотезы не обоснованы и огромное большинство исследователей признает алмаз минералом мантии.

Поэтому не случайно, что именно находки алмазоносного эклогита (Воппеу, 1899) положили начало целому ряду теоретических рассуждений об эклогитовом слое, а позже заставляли авторов моделей верхней мантии изображать своеобразные пачки эклогитов, погруженные в ультраосновной субстрат. Однако впоследствии долгое время указанная находка алмазоносного эклогита оставалась единственной, а в отношении других ксенолитов в кимберлитах были высказаны сомнения в их глубинности (Davidson, 1967). Такие заключения делались главным образом на основании данных, полученных в Чехословакии, где вулканическая порода, приближающаяся к кимберлитам, захватила обломки гранатового перидотита, залегающего на небольшой глубине. Это привело к такому парадоксальному явлению, когда долгое время изучению ксенолитов в кимберлитах не уделялось достаточного внимания, а в специальных сборниках, посвященных верхней мантии, описывались преимущественно ксенолиты в базальтах, захваченных из самых верхних частей мантии.

Открытие и изучение кимберлитов Якутии, с одной стороны, и искусственное получение подобных гранатовых пород типа эклогита и гранатового перидотита в лабораториях, с другой стороны, вновь привлекло внимание к изучению ксенолитов в кимберлитах. Применение микрозонда открыло новые возможности по химическому изучению минералов, законсервированных в самих алмазах. В настоящее время поток информации в этой области увеличивается с каждым годом и позволяет делать достаточно обоснованные предположения.

Прежде всего обратимся к алмазоносным ксенолитам и включениям в алмазах, которые позволяют судить о составе наиболее глубокой части мантии, минералы которой доступны для непосредственного изучения. Новые данные, о которых я буду здесь говорить, принадлежат в основном Н. В. Соболеву, проводшему

изучение богатого материала по Якутии, а также суммировавшему результаты, полученные по другим районам.

Особенности морфологии включений в алмазах как перидотитовой, так и эклогитовой ассоциации свидетельствуют о магматической кристаллизации. Данные по составу моноклинных пироксенов дают температуру кристаллизации примерно от 1200° (Boyd, Nixon, 1970; Н. В. Соболев, 1971). По-видимому, она поднимается более чем до 1400° (Sobolev N., 1971). В соответствии с пограничной кривой равновесия графит — алмаз это свидетельствует о нижней границе давлений около 50—60 кбар. Следует подчеркнуть, что в некоторых эклогитах совместно присутствуют идиоморфные кристаллы графита и алмаза, т. е. кристаллизация происходила вблизи кривой равновесия. Очаги заложения кимберлитов несомненно находились существенно ниже этой границы, т. е. давление было более высоким. Если существенные перегрузки в мантии отсутствуют, то указанная граница графит — алмаз будет соответствовать глубине около 150—180 км. В случае существования добавочных давлений до 10 кбар (как в земной коре) эти цифры могут уменьшиться не более чем на 20—30 км. Таким образом, речь идет о глубинах более чем 120—180 км и, вероятно, о слое мощностью 50—100 км.

До недавнего времени можно было говорить о двух наиболее общих типах ассоциаций, связанных с алмазами: алмазоносных эклогитах и ультраосновных гранатовых породах, минералы которых встречались в качестве включений в алмазах. Сейчас для обеих ассоциаций выделяется несколько подтипов. Среди алмазоносных эклогитов установлены (Sobolev, 1971; Rickwood, Mathias, 1970): 1) эклогиты, содержащие парагенезис гранат — см-фацил, 2) дистеновые эклогиты, приближающиеся по составу к гроспидитам; 3) корундовые эклогиты. Отмечены широкие колебания в составе породообразующих минералов эклогитов, прежде всего по железистости (от 30 до 65%). Содержание глинозема также колеблется в широких пределах.

Особого внимания заслуживает поведение щелочей. Содержание Na_2O в пироксене достигает 11%, а в породе по крайней мере 5,5%. Такое содержание Na соответствует типичным щелочным породам. Наконец, впервые исследования Н. В. Соболева с соавторами (Соболев и др., 1971) доказали значительное содержание K_2O в пироксенах, достигающее 0,3. Эта примесь K_2O , возможность которой ставилась под сомнение экспериментальными исследованиями Эрланка и Куширо (Erlank, Kushiro, 1970), дает представление о положении данного важного элемента в минералах тех частей мантии, где уже невозможно образование флогопита¹.

¹ Уже после доклада на Геохимическом конгрессе и опубликования тезисов появилась работа Шимизу (Shimizu, 1971), которая экспериментально подтвердила возможность нахождения K_2O в пироксене при особо высоких давлениях до 100 кбар.

Для понимания поведения K_2O в мантии особый интерес представляет находка и изучение пироксена в кристалле алмаза из алмазного эклогита. При очень большом сходстве всего состава с составом пироксенов вмещающего эклогита содержание K_2O здесь оказалось в 3 раза выше по сравнению с неизменным пироксеном эклогита, что, по-видимому, доказывает экстракцию калия из этого эклогита растворами после образования породы.

Еще больше новых данных имеется по парагенезисам с оливином. До последнего времени были известны лишь упоминания А. Вильмса о находках алмазов в перидотитовых ксенолитах без конкретного описания какого-либо образца. Многочисленные попытки других авторов найти такие ксенолиты как в Южной Африке, так и в Якутии не давали положительных результатов. Сейчас такие ксенолиты найдены в трубке «Айхал» в Якутии (Соболев и др., 1969). Весь оливин полностью серпентинизирован, но, судя по пониженному содержанию CaO в гранате, эти ксенолиты представляют собой не лерцолиты, а дуниты или гарцбургиты.

Интересно отметить, что к этому же типу относится большинство гранатов, включенных в алмазы, т. е. можно говорить о преобладании среди алмазосодержащих ультраосновных ассоциаций дунитов и гарцбургитов.

Учитывая указанные ксенолиты и парагенезисы минералов, включенных в алмазах, устанавливаются по крайней мере 3 типа алмазосных оливиновых пород (Н. В. Соболев, 1971): 1) гранатовые дуниты и гарцбургиты (преобладающий тип); 2) гранатовые лерцолиты; 3) гранатовые верлиты. Для последних, так же как для эклогитов, характерны пироксены, богатые Na, но они также одновременно богаты Sr. Высокое содержание Sr характерно и для других силикатов гипербазитов, причем здесь появляются новые разновидности и виды минералов: гранат с содержанием до 50% кноррингитового компонента; пироксен с содержанием до 44% юрита; дистен с 20% Cr_2OSiO_4 , последний не в алмазосных гроспидитах.

Для верхней части мантии, лежащей ниже границы кристаллизации алмаза, устанавливается широкий спектр пород от гранатовых дунитов и гарцбургитов до корундовых эклогитов, с весьма широкими колебаниями в содержании порообразующих окислов. Необходимо более детальное изучение соотношений различных включений в алмазах, в первую очередь гранатов, но сейчас имеются данные для приблизительной количественной оценки главных типов пород. Ультраосновная ассоциация резко преобладает для алмазов большинства месторождений земного шара, а, по подсчетам Э. С. Ефимовой (1961), оранжевые гранаты составляют 2,4% среди включений гранатов из якутских алмазов. Предварительные подсчеты Н. В. Соболева для трубки «Мир» дают значительно больший процент (15%) экло-

гитовых парагенезисов, также с резким преобладанием гипербазитов. Эти соотношения вряд ли существенно изменятся при более детальных подсчетах. Однако следует учитывать, что некоторая и, возможно, значительная часть алмазов с включениями оливина и хромсодержащего пироба кристаллизовалась в кимберлите, т. е. общее количество эклогитов в мантии должно быть гораздо больше указанной цифры. Отмечено также, что совершенно другие отношения включений отличаются для алмазов Урала, где эклогитовый тип резко преобладает. Возможно, что это связано здесь со вторичными признаками — большей сохранностью алмазов в эклогитовых ксенолитах, если первичные алмазоносные породы были более глубинными, чем кимберлиты. Однако не исключена возможность и другого соотношения пород в мантии.

Таким образом, детальные исследования позволили установить закономерность изменения минералов с глубиной, что позволило Н. В. Соболеву (1971) наметить конкретные минералогические признаки алмазоносности. Кроме повышения давления, одной из причин этих особенностей является понижение окислительного потенциала, с чем связано почти полное отсутствие Fe_2O_3 в ильмените и хромите, равновесными с алмазом, и заметное содержание хрома в оливинах. Эта черта объясняет сходство составов некоторых глубинных минералов с минералами базальтов Луны.

Выше границы кристаллизации алмаза мы имеем в качестве ксенолитов породы с еще более широкими колебаниями состава, что, очевидно, связано с большей представительностью материала, т. е. с большей частотой встречаемости в трубках именно ксенолитов с менее глубинных уровней. Особенно важно подчеркнуть наличие ксенолитов сложного состава, иногда с прекрасно выраженным полосчатым строением. В некоторых случаях хорошо видно, что породы прошли стадию кристаллизационной дифференциации и стадию перекристаллизации в твердом виде. Встречаются ксенолиты с резко выраженной стадией постмагматических реакций, связанных либо просто с понижением температуры, либо с повышением давления. В этих ксенолитах (на примере трубки «Обнаженная») прекрасно видны новообразования граната за счет реакции между шпинелидами и двумя пироксенами.

Широкое развитие в щелочных базальтоидах шпинелевых пород (Forbes, Kuno, 1965; Kuno, 1969; Kuno, Aoki, 1970) при отсутствии граната свидетельствует о том, что во многих случаях, даже на континентах, в самых верхних частях мантии ниже поверхности Мохо, залегают шпинелевые перидотиты, которые далее сменяются мощным слоем переходных гранатизированных пород. Очаги базальтоидных магм только в некоторых случаях достигают этой границы, как, например, на Гавайских островах (Jackson, 1970) и в Минусинской котловине (Крюков, 1968). На-

конец, в мантии океанов, в верхней части, очевидно, присутствуют и породы фации наименьших давлений с парагенезисом плагиоклаз — оливин.

Сейчас уже почти не приходится сомневаться в том, что граница Мохо под океанами и по крайней мере в значительной части под континентами отвечает смене химического состава пород: выше раздела преобладают породы основного состава, ниже — ультраосновного состава. Однако присутствие в трубках Далдынского района эклогитизированных кристаллических сланцев и крайне редко шпинелевых или гранатизированных шпинелевых перидотитов заставило выдвинуть предположение, что в этом районе, в отличие от более северного района трубки «Обнаженной», граница полной эклогитизации лежит в области основных пород и раздел Мохо отвечает смене фазового состава (В. С. Соболев, Н. В. Соболев, 1964). Дальнейшая возможность подобного раздела Мохо предполагалась для континентальной коры вообще.

Эксперименты эклогитизации основных пород показали, что эта реакция идет в достаточно широком интервале давления (2—5 *кбар*) (Joder, Tilley, 1960), и, следовательно, подобный раздел Мохо должен отличаться значительной растянутостью по глубине, по крайней мере на несколько километров, что должно быть проверено прецизионными геофизическими исследованиями.

Таким образом, исследования ксенолитов в кимберлитах, а также ксенолитов вулканических пород приводят к заключению о значительной дифференцированности мантии не только вблизи поверхности, но и на большую глубину, до глубины 200—300 *км*. Особый интерес представляет вопрос о времени дифференциации. Изучение включений биотита, по данным Сарсадских (Сарсадских и др., 1966), показывает, что их возраст иногда превышает 1 млрд. лет; так как ксенолиты были вынесены кимберлитовой магмой, а определения производились $K-Ar$ методом, эти цифры, вероятно, занижены. Это относится и к определению возраста эклогитовых ксенолитов (Фирсов, Соболев, 1964).

Клейман и Купер (Kleeman, Cooper, 1970) приходят к выводу о дифференцированности мантии на основании исследования шпинельсодержащих ксенолитов из базанитов по соотношениям изотопов свинца, определяют возраст дифференциации 2—2,5 млрд. лет.

Таким образом, при рассмотрении проблемы образования магмы для достаточно длительного позднего периода жизни Земли мы должны исходить не из гипотетического пиrolита, а из существования различных пород, значительно различающихся по своему составу и температурам плавления. Уже отмечалось, что при частичном плавлении пород, отвечающих ультраосновным ксенолитам базальтоидов, нельзя получить заметных количеств базальтовой магмы. Это в еще большей степени будет относиться к породам типа гранатовых гарцбургитов и дунитов ал-

мазонасного слоя. В то же время эклогиты мантии даже при своем полном переплавлении должны дать породы типа щелочных базальтов, а селективное плавление может дать значительное количество базальтовых магм различных типов.

Вместе с тем имеются некоторые прямые данные, подтверждающие гипотезу геофизиков (Магницкий, 1968) о существовании слоя с частичным плавлением, возникающим на стыках разных минералов, прежде всего вокруг зерен граната. Следы такого межзернового расплава фиксируются при исследовании некоторых глубинных ксенолитов в кимберлитах (Соболев, 1971). Этот слой, по-видимому, залегает несколько выше областей зарождения кимберлитовой магмы.

Для полноты картины следует сказать несколько слов о вероятных изменениях мантии в более глубоких областях. Известно, что до глубины 1000 км повышение удельного веса пород идет быстрее, чем можно ожидать, за счет уплотнения при увеличении давления. Эта аномалия может объясняться изменением химического состава либо фазовыми переходами. В 1-м варианте обычно предполагается увеличение железистости фемических минералов, отвечающей хондритовой модели (Andersen, Jordan, 1970).

При этом обеднение железистым компонентом в верхней части мантии объясняет удаление легкоплавких частей при образовании земной коры. Однако в последнее время (Ringwood, 1970) получены материалы, показывающие существование трех растянутых ступеней изменения удельного веса в областях 350—450, 600—700 и 1000—1050 км.

1-я ступень связывается Рингвудом с хорошо известной реакцией перехода оливина в более плотную модификацию со шпинелеподобной структурой. Это превращение для твердых растворов Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 растягивается на очень большой интервал давлений (десятки километров) и осложняется в составах, богатых Mg_2SiO_4 , сменой характерного структурного перехода.

Менее ясна природа ступени в области 600—700 км, но не исключена возможность перехода большей части Si в шестерную координацию, либо за счет распада силикатов на окислы, либо за счет образования минералов со структурой титанатов.

$MgSiO_3$. Наконец, до сих пор остается до конца невыясненным вопрос перехода MgO в новую форму с восьмерной координацией Mg.

Эксперименты при высоких давлениях со взрывными волнами как будто бы ставят под сомнение вероятность такого превращения в окислах.

В то же время исследования германатов показывают возможность повышения координации Mg в сложных соединениях структуры типа феррита-кальция и даже перовскита, что и предполагается Рингвудом для последней трети ступени (Ringwood, 1970).

Второй вопрос, в решение которого упирается проблема образования магм мантии и в первую очередь магм более кислых, чем базальтовая, является вопрос роли воды. По этому вопросу имеется очень много различных соображений, но мало фактических данных. Прежде всего обратимся к тем же глубинным ксенолитам.

В отношении минералов, содержащих воду, установлены следующие факты.

1. В ксенолитах из кимберлитов, а также из других вулканических пород, которые со значительной вероятностью можно считать мантийными, присутствуют: а) магнезиальный биотит, б) амфиболы — роговая обманка и своеобразный калиевый рихтерит (Erlank, Finger, 1970), в) титанистый клиногумит (McGetchin, 1970). Наибольшую роль играет, конечно, биотит, иногда образующий мономинеральные агрегаты и даже породы (глиммериты). Значительно реже встречаются глубинная роговая обманка и клиногумит.

2. В виде включений в алмазах нигде не встречен ни биотит (Соболев, 1971), ни другие минералы, содержащие воду. Особо следует отметить, что так называемый калиевый рихтерит, встреченный в виде вростков в моноклинном пироксене глубинных пород, очевидно, образовался при распаде и гидратизации калийсодержащих пироксенов. Он также отсутствует во включениях в алмазах, куда не проникала вода.

Так как сейчас уже изучено очень большое число включений в алмазах, можно с большой вероятностью обобщить этот вывод и считать, что на указанных глубинах ниже раздела графит — алмаз минералы, содержащие воду, отсутствуют. Я считаю наиболее вероятным, что биотитовые породы и, возможно, даже специфические «мантийные месторождения» возникают в самой верхней части мантии, возможно, у раздела Мохо, являясь как бы аналогом месторождений, образовавшихся на контакте основных и глиноземсодержащих пород. Именно здесь, очевидно, фиксируется некоторая часть K_2O , поднимающаяся вверх с флюидами при дегазации мантии. Как считает А. П. Виноградов, калий должен выноситься по крайней мере с глубин до 700 км (Виноградов, 1959). Выше уже отмечено, что возраст этих биотитовых пород обычно превышает 1 млрд. лет, но движение калийсодержащих растворов, вероятно, продолжается и в более поздние эпохи.

Если поиски биотита в алмазах являлись поисками прямого доказательства участия воды в мантийных магмах, то косвенным показателем роли воды является температура магмы. Уже давно отмечалось, что в фенокристаллах эффузивов нередко присутствуют стекловатые или частично раскристаллизованные включения расплавов с газовыми пузырьками (Ермаков, 1950; Baggabe; Deicha, 1956, 1957), гомогенизация которых должна происходить при температуре, соответствующей температуре их захвата.

Впервые А. В. Калюжный (1965) непосредственно под микроскопом осуществил гомогенизацию таких включений в андезите, используя специально сконструированную им вакуумную камеру, которая пока не получила дальнейшего применения. Важным достижением явилась конструкция специальной микрокамеры Л. Ш. Базарова и Ю. А. Долгова (1965; Базаров, 1968), позволяющей производить гомогенизацию включений с непосредственным наблюдением до температуры 1600°.

В дальнейшем в методику были внесены усовершенствования — водяное охлаждение объективов (Чепуров, 1971) и конструирование закрытой камеры, где наблюдение производится в атмосфере азота, что позволило исследовать включения в оливине (последние быстро буреют при нагревании на воздухе).

Так как этот метод термометрии иногда вызывает сомнения с методической стороны, была проведена гомогенизация включений синтетического диопсида (Бакуменко и др., 1967). Полученная температура отличалась от заданной не более чем на 10°. Правда, в этом случае нами применялся фторсодержащий расплав и может возникнуть сомнение, не происходила ли в природных соединениях утечка воды сквозь кристаллическую решетку при столь высоких температурах. Против такой возможности свидетельствуют данные о температурах гомогенизации вторичных включений (залеченных трещинах) и в краевых частях кристаллов. Вода здесь должна была удаляться особенно легко, и, соответственно, температуры гомогенизации должны быть более высокими. В действительности же они всегда ниже температур гомогенизации первичных включений центральной части кристаллов, что отражает температурный режим процессов. Характерно также, что в породах с фенокристаллами амфиболов температуры гомогенизации получены ниже, чем для пород без минералов, содержащих воду.

В настоящее время накоплено уже большое количество данных по температуре кристаллизации вулканических пород, которые позволяют сделать важный вывод. Оказалось, что эти температуры существенно выше тех, которые предполагались многими петрографами, и указывают на низкое содержание воды в соответствующих магмах.

Особенно интересны температурные данные для уникальной ультраосновной породы вулканического облика, магматическая природа которого не вызывает никакого сомнения — сибирского меймечита (Соболев и др., 1972). Температура кристаллизации оливина 1450°, а более поздних микрофенокристаллов пироксена — 1250°. Весьма высокие температуры получены для лейцитовых пород: для самого лейцита — более 1500—1600°, а для пироксена — в интервале 1300—1400° (Базарова, Дмитриев, 1967). Высокие температуры гомогенизации включений в самом лейците являются своего рода аномалией, которую пока еще трудно объяснить, но для пироксена тот же интервал до 1300° опре-

делен для нефелиновых базальтов в Венгрии. Из щелочных пород наиболее низкие температуры кристаллизации получены для лав островов Атлантического океана — с Канарских островов, в интервале $1200\text{—}1300^\circ$, и островов Зеленого Мыса, в интервале $1100\text{—}1200^\circ$, причем в последнем случае среди фенокристаллов присутствует амфибол.

Приведенные данные показывают, что соответствующие магмы образовались при незначительном содержании воды, которая в последнем случае в наиболее низкотемпературных лавах встречается в количестве 2—3%. Этот предел содержания воды в магмах определяется и по другим соображениям (Robertson, Wyllie, 1971) и привлекает сейчас внимание экспериментаторов. При этом возможны вариации температур, зависящие частично от содержания воды и, возможно, частично от состава.

$T = 1300\text{—}1450^\circ$ — для наиболее сухих основных магм.

$T = 1200\text{—}1300^\circ$ — для основных, средних и кислых магм, несколько более богатых водой.

$T = 1100\text{—}1200^\circ$ — для магм, наиболее богатых водой.

Интересно отметить, что и в более кислых породах серии андезит-липарит также получены высокие температуры кристаллизации в интервале $1200\text{—}1300^\circ$. Вкрапленники кварца при такой температуре могли кристаллизоваться лишь на достаточно большой глубине при давлении порядка 2—4 кбар. Есть основания полагать, что и вкрапленники других пород кристаллизовались на сравнительно большой глубине. В то же время кристаллизация оливина совместно с основным плагиоклазом в базальтах не могла происходить при слишком больших давлениях ($P > 5$ кбар). Для оливина меймечитов имеются некоторые основания говорить о глубинном происхождении по сравнительно высокому содержанию хрома (Соболев, 1971), что, однако, прямо свидетельствует лишь о пониженном потенциале кислорода.

Возвращаясь к температурам гомогенизации расплавленных включений, отметим, что более низкие температуры отмечены в краевых частях фенокристаллов и по залеченным трещинам, что связано с обогащением остаточного расплава водой. Так, в пемзах вулканов Хангер (Бакуменко и др., 1971) кварц начал кристаллизоваться при температуре 1260° , а температура кристаллизации внешних зон $708\text{—}740^\circ$, что соответствует содержанию воды порядка 5%.

Наиболее низкотемпературные включения расплавов (от $900\text{—}1000$ вплоть до $600\text{—}700^\circ$) отмечены в дайковых породах типа одинитов (Базарова, Соболев, 1969), где можно говорить о полном насыщении последних порций расплава водой при достаточно высоком давлении, порядка 3—5 кбар.

Гораздо труднее подходить к определению температур кристаллизации интрузивных пород. Здесь может быть два пути. Наиболее надежно исследование раскристаллизованных включений расплава, которое дает по существу прямой ответ о темпера-

турах кристаллизации. Другой путь — это исследования наиболее ранних газовой-жидких включений. В этом случае лишь можно говорить о том, что температура кристаллизации пород была выше температуры гомогенизации, приближаясь к ней лишь в случае трансмагматических растворов и притом не очень высоких давлениях.

Исследования раскристаллизованных включений по существу только начались и представляют значительные методические трудности. Однако уже имеющиеся данные позволяют говорить о том, что в гранитоидах из мигматитов Алдана кристаллизация включений (отвечает температуре начала плавления) закончилась при температуре порядка 700°, а кристаллизация кварца, вмещающего включения, происходила при температуре порядка 900° (Томиленко, Чупин, 1972). Интересно отметить, что типичные расплавные включения с температурой гомогенизации 1200° найдены А. И. Чепуровым в оливинах инаглинских дунитов (Алдан), связанных со щелочными породами. Как для гранитов, так и для исследованных дунитов указанные включения однозначно доказывают магматическое происхождение этих пород.

По газовой-жидким включениям особенно большой материал собран по нефелиновым сиенитам (Базарова, 1969). Здесь также установлены сравнительно высокие температуры гомогенизации, нередко превышающие 900—1000°. Часто эти включения содержат большое количество NaCl. Являются ли данные растворы трансмагматическими или ранними постмагматическими, температуры образования пород выше указанных цифр, и кристаллизация магмы происходила при сравнительно невысоких давлениях H_2O .

Таким образом, изучение гомогенизации высокотемпературных включений является важнейшим методом, позволяющим судить о температуре образования пород и магмы, и дальнейшее накопление этих данных позволит обосновать более стройную модель петрогенезиса. Однако, кроме температуры гомогенизации, здесь имеют существенное значение данные о составе включений. Последние годы много пишут о глубинной циркуляции CO_2 (Deicha, Tugray, 1968), которая впервые была обнаружена Реддером (Rodder, 1965) в оливинах ксенолитов из базальтов, причем давление при температуре кристаллизации оценивалось цифрами порядка 5 кбар. Подобная углекислота уже непосредственно в расплавленных включениях фенокристаллов была описана Наумовым (Наумов, Поляков, 1971) для вулканических пород Африканского рифта, а затем для щелочных лав островов Зеленого Мыса (Соболев и др. 1972; Basarova et al., 1972). Здесь интересно отметить, что давления в этих включениях оценивались цифрами того же порядка. В лавах Зеленого Мыса, кроме плотной углекислоты, в первичных включениях были обнаружены вторичные углекислые включения, отвечающие вскипанию расплава при более низком давлении.

Попутно отметим, что подобного же рода включения плотной углекислоты были описаны из метаморфических дистеновых пород (Долгов и др., 1967), где давление также оценивалось цифрами порядка 5 *кбар*, а затем в гранулитах. Ю. А. Долговым и другими в кристаллических сланцах установлены также (Долгов и др., 1970) включения плотного азота или другого нейтрального газа.

Не останавливаясь на других данных по составу газовых включений, упомянем лишь еще, что для нефелиновых базальтов Венгрии однозначно доказано, что известные здесь давно битумы никогда не встречаются в первичных включениях (Базарова, Шугурова, 1968), а отмечаются лишь во вторичных, с температурой гомогенизации 1120°, т. е. несомненно захвачены лавой на ее пути при поднятии вверх. Точно так же для щелочных пород Ловозера установлено, что углеводороды присутствуют лишь в более поздних и сравнительно низкотемпературных включениях (Базарова, 1970).

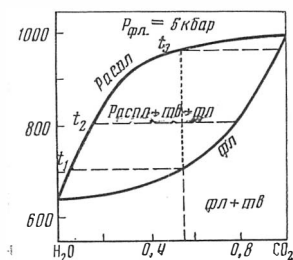
Таким образом, исследования температуры гомогенизации включений эффузивных, а отчасти и интрузивных пород однозначно позволяет сделать следующий вывод: образование расплава в мантии происходило при некотором участии воды, хотя содержание ее в магме было весьма невелико.

Выше мы уже ссылались на гипотезу геофизиков о слое с частичным плавлением, а также на существование некоторых прямых петрографических доказательств существования межзернового расплава. Глубина этого слоя (Магницкий, 1969) под континентами 100—150 *км*. В этом слое, очевидно, вся вода флюидов растворена в образующемся расплаве. Выше зоны частичного плавления, по-видимому, существует область циркуляции флюида, содержащего воду, а затем появляется зона, в которой эти флюиды частично, а иногда полностью связываются с водусодержащими минералами, среди которых главное значение имеет водусодержащая слюда. Наиболее проблематично положение воды в более глубоких областях, ниже слоя частичного плавления. Некоторые авторы (Fyfe, 1970; Sclar, 1970) высказывают оригинальную гипотезу о возможности существования здесь новых типов высокотемпературных водусодержащих минералов, подобных по структуре гидрогранатам, в которых кремнекислородные тетраэдры SiO_4 замещаются тетраэдрами OH_4 . Приводятся также экспериментальные данные об устойчивости подобных пироксенов до температуры 700—1200° и давления 100—40 *кбар*, образующихся из оливина по реакции $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{Mg}_2\text{SiH}_4\text{O}_6$. Сейчас трудно судить о вероятности существования подобных минералов в мантии. Однако исследование наиболее глубоких пироксенов, как ромбических, так и моноклинных (Н. В. Соболев и др., 1971), не дает указаний о существовании пироксенов с недостатком SiO_2 , что свидетельствует против данной гипотезы. Имеются и другие представления, как, на-

пример, гипотеза об образовании углеводородов в зоне более высоких давлений (Добрецов и др., 1970). Но независимо от конкретного решения этих вопросов нет сомнения, что источником воды в верхней части мантии и коре является дегазация магмы в более глубоких частях мантии и эта проблема заслуживает дальнейшего серьезного изучения.

Расплавы, образующиеся как в коре, так и в мантии, резко недосыщены водой. Простейшей моделью такого плавления является плавление в системе силикат — вода (Заварицкий, Собо-

Рис. 1. Схема изменения свободного и растворенного флюида в температурном интервале $T_2—T_1$ при плавлении «гранитной эвтектики» в равновесии со смесью H_2O и CO_2



лев, 1968) в области составов, лежащих между точкой насыщенного водой расплава и сухим силикатом. Давление воды при этом равняется общему давлению, но при плавлении имеющаяся вода полностью растворяется в расплаве и дальше при повышении температуры идет дальнейшее плавление силиката с уменьшением содержания воды в расплаве. В закрытой системе плавление оканчивается в момент, когда состав расплава соответствует заданному составу системы. При частичном плавлении количество воды в расплаве будет определяться достигнутой температурой. Само плавление может возникать либо за счет поступления некоторых порций воды в сухие породы, либо за счет местного повышения температуры. Как мы видим, при образовании магмы в коре второй фактор — повышение температуры, по-видимому, всегда обязателен. По-видимому, значительные массы магмы в мантии также образовались в результате повышения температуры на $100—200^\circ$, возможно, в результате процесса, близкого к модели зонной плавки (Виноградов, Ярошевский, 1970), гипотеза, которая заслуживает дальнейшей разработки и детализации.

Сейчас более вероятной считается модель, в которой заданы $P_{H_2O} < P_{общ}$. Здесь можно представить себе два варианта:

1. Давление воды P_{H_2O} является частью общего давления флюида, т. е. можно говорить о парциальном давлении воды в сложном флюиде.

2. Давление флюида меньше общего давления на твердую фазу.

Так как теория второй модели еще недостаточно обоснована, здесь существуют различные толкования. Мы остановимся лишь на 1-м варианте (Соболев, 1970; Sobolev, 1971), взяв вторым ком-

понентом флюида CO_2 , что непосредственно вытекает из приведенных выше данных.

Общая схема плавления силиката в присутствии двух летучих компонентов давно разработана в литературе (Заварицкий, Соболев, 1961). Однако наиболее показательна проекция на грань призмы $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{T}$, схема которой дана на рис. 1. Плавление здесь начинается в момент, когда температура достигнет кривой при t_1 . При этом вторая кривая дает соотношение летучих компонентов, растворенных в расплаве. Можно утверждать, что отношение $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ здесь значительно выше, чем во флюиде, т. е. образование расплава приводит к осушению флюида.

Если плавление идет в закрытой системе за счет повышения температуры, то в последующих порциях расплава отношение $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ будет изменяться и последние пузырьки флюида растворятся в расплаве при температуре t_3 , когда указанное отношение в расплаве станет равным исходному отношению в системе. В том случае, если плавление происходит за счет воздействия флюидного потока при постоянной температуре t_2 , отношение $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ в расплаве остается постоянным и будет значительно выше, чем в реагирующем флюиде. Следует подчеркнуть, что в данной системе переменной величиной является не только конечная температура расплава (т. е. так называемая температура ликвидуса), но и начальная — температура солидуса, зависящая от состава исходного флюида. Эта температура будет сравнительно мало меняться при флюидах, богатых водой, и должна быстро повышаться при малых парциальных давлениях H_2O .

После рассмотрения и опубликования такой схемы (Соболев и др., 1970; Соболев и др., 1971; Sobolev, 1971), где в качестве исходных данных были приняты точки плавления исходной эвтектики, появились экспериментальные данные (Millhollen, 1971) подобной системы, но для нефелинового сиенита. Здесь была изучена лишь нижняя кривая, причем полностью подтвердился общий характер ее кривизны. Следует надеяться, что дальнейшие исследования позволят построить и верхнюю кривую, а также будут расширены для других силикатных пород.

На основе сделанных предпосылок мы можем рассмотреть общую схему вертикальной подвижности магм, образовавшихся при различных значениях $P_{\text{общ}}$ и $P_{\text{H}_2\text{O}}/P_{\text{общ}}$. Давно установлено, что увеличение содержания воды понижает вязкость магмы, т. е. делает ее более подвижной. Но вместе с тем при рассмотрении простейших схем для систем силикат — вода неоднократно отмечалось, что при подъеме водусодержащей магмы и соответствующем снижении давления происходит ее вскипание, сопровождающееся кристаллизацией, и магма теряет свою подвижность. В связи с этим неоднократно указывалось на невозможность излияния магм, образовавшихся при большом $P_{\text{H}_2\text{O}}$. В. Н. Лодчиков (1935), например, объяснял таким образом отсутствие

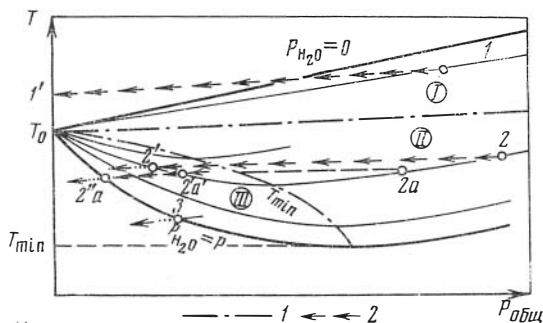


Рис. 2. Схема возможного вертикального движения магмы заданного состава (с точкой плавления T^0) при изменении режима H_2O . Сплошные изолинии отвечают температурам расплава, находящегося в равновесии с флюидом с заданным парциальным давлением H_2O

I — поле образования магм, способных изливаться на поверхность (пример: точка 1^0); *II* — поле образования магм, способных к значительным вертикальным перемещениям (пример: точки 2^0 — $2'^0$). В случае $2a$ и $2'a$ точки соответствуют изменению режима при трансвапоризации; *III* — поле магм, кристаллизующихся при вертикальных перемещениях. *1* — линии, разграничивающие поля *I*, *II*, *III*; *2* — линии адиабатического охлаждения

ультраосновных вулканических пород. Для гранитоидов в последнее время этот вопрос подробно рассматривался Д. С. Штейнбергом (Штейнберг и др., 1968). Свои рассуждения он подкреплял данными о составе, прежде всего о различиях содержания SiO_2 для выделенных им двух типах гранитов. Подобные взгляды высказывались и другими авторами.

Однако наряду с этими совершенно правильными соображениями высказываются также идеи об образовании различных типов магм эффузивных пород за счет кристаллизационной дифференциации первичной магмы, богатой водой. Кроме того, природные явления имеют более сложный характер и прежде всего в связи с наличием минимумов на кривых плавления.

Наиболее простой случай отвечает 1-й модели, когда первоначально $P_{H_2O} = P_{общ}$. Масштаб вертикальной подвижности магмы здесь определялся степенью перегрева по сравнению с насыщенным водой расплавом и, соответственно, будет тем больше, чем меньше содержание воды в расплаве. Кристаллизация произойдет в тот момент, когда точка попадет на кривую водного расплава (рис. 2, a — $2'$, a), причем даже при быстром подъеме температура несколько понизится по сравнению с исходной за счет адиабатического охлаждения. На земную поверхность в этом случае могут изливаться магмы, настолько бедные водой, что их температура образования несколько превышает температуру кристаллизации сухой системы.

Понятно, что магмы, насыщенные водой, получают вертикальную подвижность только в том случае, когда образуются при дав-

лениях, превышающих давление для точки минимума. Положение этой точки и даже само ее существование для кривых силикатных систем различно оценивается разными исследователями, однако для кислых пород сейчас уже несомненно, что она имеет минимум или, возможно, точка перелома отмечается при давлении 10—25 *кбар*, возможно, лишь после распада альбита или перехода в область устойчивости коэсита.

Более сложная картина будет для рассмотренного варианта II модели; $P_{H_2O} < P_{общ}$ (Соболев и др., 1970).

Если минимумы и отсутствуют для некоторых систем силикат — вода (или соответствуют слишком высоким давлениям чистой воды), то они неизбежно появятся при $P_{H_2O} < P_{общ}$ и с понижением доли воды в общем давлении будут смещаться в сторону малых давлений. Это в общем виде схематически показано на рис. 2 для некоторой породы постоянного состава. Проведенные изолинии отвечают постоянным составам флюида (с соответствующими долями воды в них), равновесным одновременно с расплавом и твердыми фазами. Нетрудно показать, что изотермическое снижение давления в РТ-области с положительными наклонами изолиний должно приводить к увеличению массы расплава как за счет твердых фаз, так и за счет флюида. В то же время в РТ-области с отрицательными наклонами изолиний падение давления должно вызывать обратные явления: кристаллизацию твердых фаз и увеличение массы флюида за счет расплава.

Соответственно, на рис. 2 РТ-область возможного магмообразования разделена на три части. Поле I отделено от нижележащих полей наклонной линией, отвечающей адиабатическому охлаждению и проведенной через точку плавления «сухого» расплава при атмосферном давлении. Бедные водой магмы, сформировавшиеся в условиях, отвечающих полю I, могут перемещаться вверх (в область все меньших давлений) неограниченно, поскольку снижение давления в этом случае не вызывает кристаллизации. Причиной ее может быть только охлаждение. Такие магмы могут иметь либо мантийное происхождение, либо образоваться на разных уровнях земной коры в результате местного повышения температуры. Одной из причин повышения температуры может быть поднятие масс более основных магм, что приводит к выплавлению кислых расплавов из окружающих пород. Как известно, такие явления в небольших масштабах иногда фиксируются очень отчетливо, а многими авторами предполагается возможность образования таким путем даже значительных объемов кислых магм (в частности, в отношении гранитов типа рапакиви; Соболев, 1947).

Особенности магмообразования в поле I не зависят от изменения характера флюида на пути движения магмы. Дальнейшие рассуждения для магм, более богатых водой, полностью справедливы лишь для определенных условий, а именно, наличия в равновесии с магмой значительных количеств флюидной фазы

заданного состава, т. е. трансмагматических растворов (Д. С. Коржинский). В этих условиях более богатые водой расплавы обладают достаточной подвижностью при вертикальном перемещении лишь в том случае, если они образуются при достаточно высоком давлении на участках кривых с положительным наклоном (поле *II*). Такое перемещение происходит в пределах участка секущей от точки 2 до точки 2', который увеличивается с уменьшением $P_{H_2O}/P_{общ}$ и ростом общего давления. Это относится как к магмам, образующимся в мантии, так и к расплавам, возникающим на самых глубоких уровнях земной коры при региональном метаморфизме. Возможно, сюда относятся области гранулитовой (двупироксенгнейсовой фации) и фации дистеновых гнейсов. При падении давления в пределах поля *III* неизбежна кристаллизация.

Чем выше содержание воды в магме (с постоянным соотношением силикатных компонентов), тем более высокий предел давления ограничивает область, в которой может осуществляться ее беспрепятственное продвижение в верхние горизонты. Так, гранитные анатектические расплавы, формировавшиеся в условиях, отвечающих полю *III*, фактически не могут заметно перемещаться вверх и тем более изливаться на поверхность. К этому же типу должны относиться предполагаемые кальцит-доломитовые расплавы, которые в случае их образования должны были бы соответствовать именно полю *III*. Поэтому магматическое происхождение подобных карбонатитов сомнительно. Вулканические породы с кальцитовым составом, в частности, те, которые любезно показаны нам В. И. Герасимовским, по-видимому, представляют собой результаты замещения кальцитом натрово-карбонатных вулканических пород, существование которых доказано Даусоном. Обычные карбонатиты в субвулканических интрузивных комплексах, очевидно, также являются метасоматическими породами, причем замещению могли подвергаться либо кальциево-натровые карбонатиты, либо силикатные породы, реликты которых часто здесь находят. В последнем случае могут образовываться смешанные силикат-карбонатные породы за счет избирательного замещения силикатов, которое иногда проявляется очень отчетливо.

Рассмотренная выше простая схема прежде всего осложняется тем, что каждая магма характеризуется не одной кривой, а интервалом между кривыми солидуса и ликвидуса. В соответствии с этим магма сохраняет некоторую подвижность в значительной части пояса между данными кривыми. Так как указанный интервал для основных магм, больше, чем для кислых, это может отчасти объяснить их большую склонность к излияниям и внедрениям в верхние горизонты земной коры. Это расширяет также пределы возможного водосодержания в излившихся магмах. Но все же для большинства эффузивов этот предел, по-видимому, приближается к значениям, соответствующим $P_{H_2O}/$

$P_{\text{общ}} = 0,1$ (около 1—2% H_2O). Более высокие содержания воды в стеклах, видимо, связаны с вторичными процессами.

Другим осложняющим обстоятельством, расширяющим пределы вертикальной подвижности магм, является возможность местных перегрузок, которые могут быть весьма значительными, достигая порой 10 кбар. Такие перегрузки на неглубоких уровнях разрешаются, очевидно, взрывами, приводящими в случае кислых магм к образованию игнимбитов и пемз, для которых возможны более высокие содержания воды. С такого же рода явлениями, видимо, связаны и кимберлитовые трубки.

Следует отметить, что указанная «сухость» мантийных магм является относительной и имеющиеся содержания воды делают возможным даже появление таких минералов, как биотит и амфиболы. Однако по распространенности и составу они значительно отличаются от соответствующих минералов в типичных интрузивных породах. Данная «сухость» не исключает также возможности постмагматических гидротермальных процессов и рудопоявлений, связанных с вулканической деятельностью. При дистилляции магм с понижением температуры флюиды должны обогащаться водой, а при температурах менее 280° произойдет разделение флюидов в системе $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ и образуется водная фаза даже при малых содержаниях воды в них.

Выше отмечено, что указанные рассуждения справедливы лишь при равновесии магмы с флюидами заданного состава. Однако при движении сравнительно сухих «мантийных» магм в земной коре значительную роль могут играть явления (Szadeczky-Kardoss, 1958) трансвапоризации — обогащения магм водой за счет окружающих пород, а также относительное обогащение водой остаточных порций расплава. Трансвапоризация возникает в том случае, когда магма приходит в соприкосновение с флюидом, имеющим более высокое парциальное давление воды, нежели флюид, находящийся в соприкосновении с магмой. При большом различии такого рода взаимодействие с окружением не только не ведет к кристаллизации (с образованием зон закалки и пр.), но и сопровождается частным плавлением вмещающих толщ. Возникающая при этом картина может быть истолкована как следствие явлений гранитизации. Интенсивная диффузия воды внутрь массы расплава должна в этом случае приводить к образованию относительно «перегретых» магм (но, конечно, не за счет нагревания, а вследствие снижения температуры плавления с увеличением содержания воды). Здесь возможно вертикальное перемещение магм до пересечения линии адиабатического снижения давления с изолинией, отвечающей новому составу флюида, и крайним пределом явится линия плавления при $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{общ}}$. Как видно, трансвапоризация, увеличивая возможность вертикального перемещения при образовании интрузии ($2a - 2'a - 2''a$), не может привести к излиянию на поверхность магм, образовавшихся за пределами поля I .

Если различие в активности воды между расплавом и окружением менее значительно, происходит частичная кристаллизация внедренного расплава, но ограничивающаяся лишь «зонами закалки». Остальная же масса расплава продолжает сохранять достаточно высокую подвижность. Образование «перегретых» магм в этом случае также возможно, хотя и в меньших масштабах. Возможно, что именно явления «трансвапоризации» объясняют повышенное содержание воды в андезитовых магмах, для которых почти всегда можно отметить и другие признаки ассимиляции глинистых пород. Повышение доли R_{H_2O} может привести к прохождению реакции Боуэна при высоких давлениях и образованию более кислых магм при дифференциации базальтового расплава.

Весьма вероятно также, что ультраосновная магма может образоваться лишь в условиях несколько повышенных содержаниях воды в мантии, а ее подъем вверх также будет зависеть от степени насыщенности водой и явлений трансвапоризации.

С одним из частных явлений трансвапоризации, вероятно, связано образование лампрофиров. Сравнительно сухая основная магма образует жилы в толще пород, пропитанных постмагматическими растворами гранитов, что приводит к изменению активности щелочей (Соболев, 1962). При этом значительно снижается температура кристаллизации, что и отмечено при исследовании стекловатых включений.

Второй случай обогащения водой остаточного расплава, когда состав флюида не поддерживается извне восходящим потоком, а изменяется по мере вскипания магмы (Сапп, 1970). Мы уже видели, что при плавлении в таком случае происходит осушение флюида, а отношение H_2O/CO_2 в магме значительно выше, чем в равновесном с ней флюиде. Здесь кристаллизация будет происходить вновь по схеме рис. 1, причем кристаллизация будет происходить в значительном температурном интервале, а последние порции флюида по составу H_2O/CO_2 будут соответствовать содержанию этих компонентов исходной магмы. Выделившаяся вода явится причиной диафтореза и метасоматических изменений окружающей породы.

Наиболее высокое содержание воды в магме и, соответственно, наиболее низкую температуру кристаллизации можно ожидать в мигматитовых гранитах. Исследования раскристаллизации расплавленных включений в этих породах только начались, однако первые данные свидетельствуют в пользу достаточно большого интервала давления. Начало плавления приблизительно 700° , но гомогенизация наступает лишь около 900° . Эти данные отвечают случаю плавления за счет повышения температуры (см. рис. 1), а не действия постоянного флюидного потока.

Как уже отмечено выше, сейчас большинство исследователей принимают основное положение, что $R_{H_2O} < R_{общ}$, при этом, однако, возможны три типа модели.

1. Давление воды может изменяться в очень широких пределах при заданных P и T , в значительной степени определяя смену фаций метаморфизма, а также условия плавления. Эта модель положена в основу представления о фациях Йодером (Yoder 1955) и сейчас нередко применяется в отдельных случаях, например, при объяснении образования эклогитов при низких температурах.

2. Простейшая модель, в основу которой положена гипотеза о сравнительно невысоком пределе P_{H_2O} для всех метаморфических процессов. Она, в частности, была предложена нами в 1962 г. в докладе на Петрографическом совещании (Соболев и др., 1964). При этом кривая плавления характеризовалась отчетливо выраженными минимумами, а кривая дегидратации — максимумами. В настоящее время модель этого типа детально разработана А. А. Маракушевым (1968).

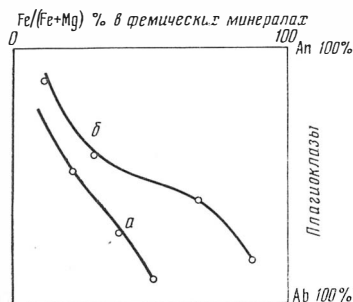
3. Парциальное давление P_{H_2O} является функцией термодинамических параметров и в первую очередь — температуры, возрастая с понижением T . Наиболее низкие P_{H_2O} порядка 0, 1 Р, характерны растворам мантии, P_{H_2O} порядка 0,2 Р — высокотемпературным растворам, обезвоженным при образовании кислой магмы (гранулитовая фация). Более высокие P_{H_2O} , порядка 0,5—0,6 Р, характерны для температур ниже области мигматизации и наибольшие P_{H_2O} — наиболее низкотемпературной фации метаморфизма, причем вода происходит частично за счет постмагматических растворов — диафореза, частично за счет дегидратации ранее образованных водных минералов глин и спилитовых пород. Последняя, более сложная модель разрабатывается сейчас нашим коллективом (Добрецов и др., 1970).

Здесь мы не можем рассматривать все аспекты сложной проблемы образования кислых магм в мантии. Однако приведенные данные свидетельствуют против возможности образования андезитовых и более кислых магм за счет высокого содержания воды, что должно привести к инконгруэнтному плавлению $MgSiO_3$ (Kushiro, 1968) при высоких давлениях. При сравнительно же низких содержаниях H_2O $MgSiO_3$, начиная уже с давления порядка 3—5 кбар (Boyd et al., 1964), обладает конгруэнтным плавлением и «барьер» между силин-содержащими и кварцсодержащими становится уже непроходимым для кристаллизационной дифференциации. Все данные по ксенолитам, а также общие геологические данные, свидетельствуют о том, что кислые магмы в поздний этап жизни Земли всегда формируются с участием корового материала, а кристаллизационная дифференциация, связывающая толеитовые базальты и андезиты-липариты, происходит всегда в малых очагах. Характерно, что во многих случаях устанавливается отчетливая связь гранитного магматизма с существованием более глубоких очагов основной магмы, действие которых проявляется в образовании постраничных, диабазовых и лампрофировых даек. В областях вулка-

низма связь этих очагов проявляется в чередовании излияний основных и кислых магм во времени, а также в одновременном излиянии их из разных вулканов. Это, конечно, не снимает вопроса об условиях происхождения самой коры, для решения которого у нас нет пока достаточно информации. Очевидно лишь, что уже по крайней мере в течение двух миллиардов лет флюиды мантии относительно бедны H_2O и повышение парциального давления происходит либо при выделении флюидов из кристаллизующейся магмы, либо за счет вовлечения в процесс воды экзогенного происхождения.

Рис. 3. Схема изменения основности плагиоклаза и железистости фемических минералов при дифференциации щелочноземельных пород

a — серия складчатых зон;
б — серия платформ



При рассмотрении вероятного состава пород мантии мы особое внимание уделяли вопросу о содержании щелочей Na_2O и K_2O . Рассмотрим некоторые вопросы, связанные с содержанием и соотношением щелочей в развитии серии горных пород.

Для серии наиболее распространенных в коре щелочноземельных пород характерна тенденция повышения общего содержания щелочей, а также отношение K_2O/Na_2O с увеличением содержания SiO_2 и увеличения железистости фемических минералов. Эти тенденции непосредственно связаны с линией кристаллизации, это удобно проследить на двух диаграммах.

I тип диаграммы — это диаграмма, иллюстрирующая отношение состава плагиоклаза с железистостью фемических минералов (рис. 3). Уже в 1937 г. на XVII сессии Международного геологического конгресса (Соболев, 1936, 1937) показано, что здесь выявляются существенные различия между поведением пород платформ и складчатых областей. В первом случае доминирует увеличение железистости фемических минералов. В связи с этим минералы, характерные для основных пород — оливины и пироксены или их железистые разновидности — сохраняются в средних и кислых породах, лишь на самых поздних этапах сменяясь роговой обманкой и биотитом. Во всех магматических сериях складчатых областей доминирует изменение состава плагиоклаза. Железистость фемических минералов повышается гораздо медленнее, и хотя это явление выражено вполне отчетливо, главным является смена минералов фемического ряда по схеме

Боуэна. Эти вопросы обсуждались в дальнейшем многими авторами. Как показал Осборн (1959, 1962), разделение указанных двух линий связано с различием в режиме кислорода. При более низком потенциале кислорода основная часть железа сохраняется в двухвалентном состоянии, входя в силикаты и обуславливая характерное повышение железистости при повышении кристаллизации. При более высоком потенциале кислорода значительная часть железа переходит в Fe_2O_3 . С этим связано и раннее выделение железа в виде рудного минерала и раннее появление таких минералов, как роговая обманка и биотит, с более высоким отношением $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$.

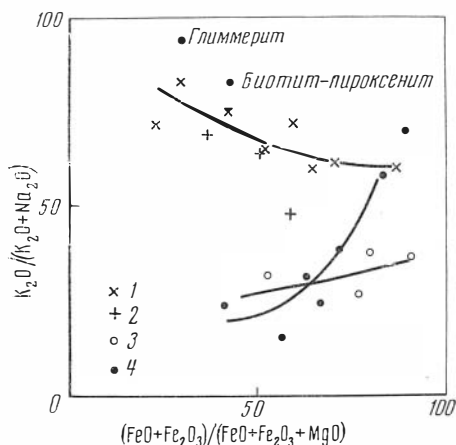


Рис. 4. Схема изменения отношений щелочей и общей железистости породы различных серий (Соболева, 1970)

1 — лейцитовые породы; 2 — базальто-андезитовые лампрофиты; 3 — нефелиновые породы; 4 — базальт-риолитовая серия

II тип диаграммы иллюстрирует отношение относительной железистости $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$ и отношение щелочей $\text{K}/\text{K} + \text{Na}$ (рис. 4). Для серии щелочноземельных пород здесь прекрасно проявляется закономерная связь этих отношений. Различия в поведении платформенных серий и сериях складчатых областей здесь не видно так отчетливо и проявляется лишь то, что последние точки серий платформ (граниты рапакиви) ложатся здесь ближе к углу $\text{K}-\text{Fe}$. Здесь это также несомненно связано с окислительным потенциалом. Особенно четко это видно при сравнении базальтов Луны с земными породами. Для магмы Луны окислительный потенциал был особенно низким, что привело к широким вариациям в составе фемических минералов и образованию остаточного расплава, настолько богатого закисным железом и K_2O , что он попал в особую область распада двух жидкостей, установленного Реддером сначала экспериментально в системе $\text{KAlSi}_2\text{O}_6 - \text{Fe}_2\text{SiO}_4 - \text{SiO}_2$, а затем во включениях расплава лунных пород (Roedder, Weillen, 1970). Подобная ликвация для земных пород маловероятна, а если и происходила, то в крайних типах пород, отвечающих указанной тенденции.

Вместе с тем рассматриваемая диаграмма весьма наглядна для сравнения серии щелочноземельных пород с сериями щелочных пород. Для пород натриевого ряда кривая близка к горизонтальной и наблюдается лишь весьма слабо выраженный положительный наклон, отвечающий той же тенденции повышения относительного содержания калия при повышении железистости. Здесь увеличение железистости не связано так отчетливо с изменением окислительного потенциала, так как Fe_2O_3 входит в эгириновый компонент силикатов и накопление железа в остаточном расплаве вместе с Mg происходит не только относительно Mg, но обычно и в относительных содержаниях, что было показано А. Е. Ферсманом для агпаитовых магм.

Вопросы происхождения для разнообразных пород этого ряда еще далеки от своего окончательного разрешения. Однако уже сейчас можно сделать некоторые определенные заключения.

1. Магмы, относительно богатые Na, типа нефелиновых базальтов, могут получиться при непосредственном плавлении некоторых эклогитов мантии или при частичном плавлении верлитов.

2. Многие нефелиновые породы могут получаться за счет кристаллизационной дифференциации щелочных базальтоидов, хотя отнюдь не исключается ассимиляция материала коры.

3. Благодаря отсутствию альбитового барьера при высоких давлениях в мантии обуславливается возможность непосредственных переходов между магмой толеитовых базальтов (с нормативным гиперстеном) и щелочных базальтоидов (с нормативным нефелином).

Совершенно особо ведут себя лейцитовые породы. Уже А. Н. Заварицкий (1939) отметил их характерную петрохимическую особенность — увеличение роли K параллельно с повышением магнезиальности. Эта тенденция, противоположная линии кристаллизационной дифференциации серии щелочноземельных пород, особенно хорошо видна на рассматриваемой диаграмме. Магмы лейцитовых пород не могут быть поставлены одним из членов одного ряда кристаллизационной дифференциации или селективного плавления с обычными базальтами. По существу к такому заключению приходит большинство исследователей лейцитовых пород. Так, например, Ю. А. Билибин (1958), говоря о генезисе щелочных пород вообще, пишет: «что ...обогащение щелочами при почти неизменном содержании других существенных компонентов является причиной возникновения щелочных базальтоидных магм».

Приближаясь к приведенному выше заключению Ю. А. Билибина, мы, однако, никак не можем согласиться с гипотетической невоспроизводимой схемой, предложенной им для решения поставленной арифметической задачи — схемой диссоциации «молекул» с дальнейшей диффузией окислов. Существуют лишь две реальные модели необходимого сложения: привнос щелочей растворами и контаминация магм.

Действие щелочных растворов возможно либо в момент образования магмы, либо в более поздние периоды при взаимодействии магмы с растворами. Хорошо известно, что растворы иногда обладают чрезвычайно высокой активностью K_2O , что непосредственно доказывается характером метасоматоза. Однако если бы имело место образование магмы в результате воздействия на твердые породы потока богатых калием растворов, в этом случае прежде всего получилась бы магма, богатая H_2O , с низкой температурой плавления. Между тем мы имеем прямые доказательства высокой температуры кристаллизации лейцитовых пород. Если даже пока и отбросить не совсем понятные результаты гомогенизации раскристаллизованных включений в лейцитах, дающих температуру выше 1600° , то несомненные стекловатые включения в пироксене дают нам температуру более 1350° , что свидетельствует о почти полной сухости расплавов. Об этом свидетельствует и обычное излияние лейцитовых лав на земную поверхность.

Неприемлемой здесь оказывается и схема взаимодействия сухой магмы с растворами на более поздних этапах (трансвапоризация), которая была в свое время предложена для объяснения образования обычных лампрофировых жил (Соболев, 1952), связанных с массивами гранитоидов. Не говоря уже о трудности объяснения количественного эффекта, при такой трансвапоризации получились бы магмы, из которых кристаллизовался бы не лейцит с нефелином, а биотит, а остаточный расплав в гипабиссальных породах оставался бы жидким до очень низких температур, как это было показано для некоторых лампрофиров.

Переходя к модели, связанной с контаминацией, мы никак не можем согласиться с мнением ряда авторов (Turner, Verhoogen, 1951) о том, что здесь может играть роль ассимиляция пород земной коры, в частности гранитов. Не говоря уж о том, что при такой ассимиляции должно повышаться количество SiO_2 , а также железистость фемических минералов, активность K_2O в самих гранитах гораздо ниже, чем в лейцитовых породах.

Правда, можно получить близкие к реальным количественным соотношениям, если исходить из карбонатитовой магмы, как это делает Холмс в своих поздних работах (Holmes, 1950). Однако само существование кальциево-карбонатного расплава является весьма сомнительным, а реально существующие кальциево-натрово-карбонатитные расплавы не удовлетворяют указанным условиям.

Из всех минералов и пород, поглощение которых могло привести к наблюдаемому эффекту, пригоден лишь магнезиальный биотит. Действительно, контаминация этого минерала, резко изменяя соотношения K и Na и понижая содержание SiO_2 , не изменяет существенно соотношение Al и щелочей (что обычно характерно для основных лейцитовых пород), а также приведет к наблюдаемому уменьшению железистости. Хорошо согласуется с этим и положение на рис. 4 типичных глиммеритов и биотитовых

пироксенитов, взятых из лейцитовых пород Восточной Африки. Интересно отметить, что в полосу лейцитовых пород ложатся и точки богатых биотитом лампрофиров (см. рис. 4), происхождение которых всегда рассматривается совместно.

Приняв гипотезу о существовании глубинных месторождений биотита, легко связать образование лейцитовых магм с ассимиляцией этого материала. Это может происходить как при заложении магматических очагов на соответствующем уровне, так и при образовании промежуточных магматических очагов. В отличие от плавления под действием растворов количество поглощенной воды здесь будет сравнительно невелико, а именно, 0,4% H_2O на 1% K_2O . При образовании основных лейцитовых пород, содержащих 2—5% K_2O , магма может быть достаточно сухой. Дальнейшие изменения с возрастанием содержания K_2O могут быть связаны с кристаллизационной дифференциацией. Увеличение роли H_2O приводит к образованию лейцитовых пород с биотитом и, наконец, щелочных биотитовых лампрофиров.

Подобная гипотеза об образовании лейцитовых пород Восточной Африки в результате ассимиляции биотита была высказана Уотерсом (Waters, 1955), но осталась мало замеченной. При обсуждении геохимических особенностей лейцитовых пород Африки (Bell, Powell, 1969) авторы показывают, что ряд выявленных ими отношений согласуется с данной гипотезой, если возраст поглощенного биотита 1 млрд. лет. Как мы видели выше, это отвечает данным по биотиту из кимберлитов (Сарсадских и др., 1966). Мы надеемся, что приведенные здесь данные рис. 4, а также другие аргументы, привлекут внимание петрографов к этой большой проблеме.

Особенно важно провести более полное изучение ксеногенного биотита кимберлитов и других пород для получения новой информации об их генезисе в связи с общим вопросом дегазации и дифференциации мантии и баланса калия в верхней мантии и земной коре.

Возвращаясь к сложной проблеме щелочных растворов, следует остановить внимание на одном важном обстоятельстве. В петрографии и минералогии хорошо известны процессы щелочного метасоматоза. Для натрия здесь наиболее существенное значение имеет альбитизация плагиоклазов, а для калия — развитие мусковита, а иногда и калиевого полевого шпата за счет плагиоклаза и флогопита за счет основных пород. Однако во многих случаях видно, что эти процессы развиваются за счет местных источников щелочей, либо за счет выноса из магмы, либо за счет биметасоматоза в его различных формах. Крайним случаем такого метасоматоза является калишпатизация плагиоклаза за счет извлечения калия при разложении липаритового стекла (Соболев, Фишкин, 1957). Но и в тех случаях, когда местные источники как будто отсутствуют (образование спилитов), трудно связывать эти процессы с глубинными щелочными растворами. Породы земной ко-

ры не могут пропускать подобные растворы, не реагируя с ними с извлечением щелочей. Именно поэтому первым таким фильтром являются основные породы верхних частей мантии и особенно нижней части коры, где температуры оказываются уже достаточно низкими для прохождения реакции. Однако «отработанные» растворы, в которых содержание щелочей ниже линии равновесия указанных выше обычных реакций, могут широко циркулировать в земной коре, в конце концов попадая в воды океана. Непосредственным свидетельством существования этих растворов является кристаллизация NaCl , а возможно, в некоторых случаях и KCl , широко распространенная во включениях, в частности в минералах пегматитов. Возможно, что в тех случаях, когда потенциал щелочей повышается за счет реакции с материалом породы, эти растворы вновь приобретают метасоматическую активность. Вероятно также их участие в процессах мигматизации, но они никак не могут приводить к метасоматической гранитизации.

Совершенно ясно, что все указанные рассуждения справедливы лишь для ограниченного периода жизни Земли, того периода, когда континентальная кора была в основном уже образована. Здесь мы совсем не затрагиваем более раннего периода истории и вопросов образования самой коры, но очевидно, что дифференциация мантии происходила одновременно с образованием коры.

В заключение я хотел бы резюмировать следующие положения.

1. Верхняя мантия Земли, особенно под континентами, дифференцирована в широких пределах на значительную глубину (до 200 км и более). Преобладающие гипербазиты различного типа (выше лерцолиты, ниже дуниты и гарцбургиты) чередуются с основными породами, которые на глубине представлены различными эклогитами. Дифференциация произошла более миллиарда лет назад, а, вероятно, еще гораздо раньше, более двух миллиардов лет, в период образования коры.

2. На глубине 100—150 км происходит частичное плавление вещества, причем в поздний период развития Земли магмы образуются в значительной части не за счет выплавления из первичного пиролита, а путем селективного, а иногда и полного плавления эклогитов и близких к ним пород.

3. Минералы, содержащие воду, образуются лишь в верхней части мантии, вероятно, у границы Мохо, причем магнезиальный биотит образует здесь большие скопления — «глубинные месторождения». Ниже вода находится в составе сложного флюида, а далее растворена в межзерновом расплаве. Состояние воды в более глубоких частях мантии гипотетично.

4. Изучение включений в минералах магматических пород, включений расплава, раскристаллизованных включений и включений растворов, показывают высокую температуру кристаллизации этих минералов и образования магм при сравнительно низком парциальном давлении воды.

5. На земную поверхность могут изливаться лишь магмы, образовавшиеся при наиболее высокой температуре ($1100\text{—}1450^\circ$) и малом парциальном давлении воды. Интрузивные породы, перенесшие значительные перемещения, также могли образоваться из магмы, относительно бедной водой, но в некоторых случаях испытали вторичное обогащение H_2O при поднятии в более высокие горизонты. Исследование включений, особенно в нефелиновых сиенитах, показало более высокую температуру кристаллизации, чем это можно было бы ожидать для магм, богатых водой. Наиболее богатыми водой должны быть магмы, образовавшиеся в земной коре и не испытавшие существенного перемещения (области мигматизации). Однако и здесь предварительные результаты исследований включений дают сравнительно высокие температуры, свидетельствующие о большой доле во флюидах других компонентов, особенно CO_2 . Это подтверждается также непосредственным наблюдением плотных включений CO_2 как в магматических, так и в высокотемпературных метаморфических породах.

6. Мантийными магмами являются лишь базальтоидные, как щелочные, так и толентовые. Кислые магмы в поздний период развития Земли, за исключением небольших порций дифференциатов, образующихся на небольшой глубине в промежуточных очагах, получаются при плавлении пород коры, а андезитовые магмы — при переплавлении основной магмой материала коры. Почти всегда наблюдается непосредственная связь образующейся кислой магмы с более глубокими очагами основной магмы.

7. Натрий в мантии в большом количестве содержится в пироксенах эклогитов и верлитов. Установлено, что минералом, содержащим калий, также являются глубинные пироксены, но значительная часть калия вынесена в верхнюю часть мантии и в кору в ранние этапы магматизма флюидными растворами. Наиболее богатые K_2O магматические породы — лейцитовые и основные породы с флогопитом — образуются при ассимиляции базальтоидной магмы глубинных флогопитовых скоплений.

8. Несмотря на то что в поздний период развития Земли верхняя часть мантии сильно обезвожена и обеднена некоторыми компонентами, происходит ее дальнейшая дегазация с выносом K_2O и других компонентов. Вопрос содержания и движения флюидов мантии должен быть предметом самого тщательного исследования как с теоретических позиций, так и путем отыскания прямых признаков, позволяющих судить о характере явлений.

9. Необходимо продолжение и дальнейшее совершенствование систем с $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{общ}}$, в первую очередь системы с H_2O и CO_2 , как в области температур дегидратации, так и плавления.

ЛИТЕРАТУРА

- Базаров Л. Ш. Микрокамера для исследования включений в минералах.— Геология и геофизика, 1968, № 8.
- Базарова Т. Ю. Термодинамические условия формирования некоторых нефелинсодержащих пород. Изд-во «Наука», 1969.
- Базарова Т. Ю., Дмитриев Э. А. Температурные условия кристаллизации фергусит-порфинов Восточного Памира.— Докл. АН СССР, 1967 177, № 1.
- Базарова Т. Ю., Соболев В. С. Две генерации включений расплава в породообразующих минералах единита.— Докл. АН СССР, 1969, 186, № 3.
- Базарова Т. Ю., Шугурова Н. А. Летучие компоненты при кристаллизации некоторых щелочных эффузивных и гипабиссальных пород.— Докл. АН СССР, 1968, 178, № 6.
- Бакуменко И. Т., Коляго С. С., Соболев В. С. Проблема интерпретации термодинамических исследований стекловатых включений в минералах и первые результаты проверки на искусственных включениях.— Докл. АН СССР, 1967, 175, № 5.
- Бакуменко И. Т., Шугурова Н. А., Эрлих Э. Н., Попова Н. М. Генезис кварца из пемз вулкана Хангар.— Докл. АН СССР, 1971.
- Билибин Ю. А. О генезисе щелочных пород, 1940.— Избр. труды. М., 1958.
- Виноградов А. П. Метеориты и земная кора.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 10.
- Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры. Сообщ. 1.— Геохимия, 1961, № 1.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 11.
- Виноградов А. П., Ярошевский А. А., Ильин Н. П. Физико-химическая модель разделения элементов в процессе дифференциации вещества мантии.— Геохимия, 1970, № 4.
- Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. Фации метаморфизма. Изд-во «Недра», 1970.
- Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш. Камера для исследования включений минералообразующих растворов и расплавов при высоких температурах.— Сб. «Мин., термом. и баром.», т. I. Изд-во «Наука», 1965.
- Долгов Ю. А., Макагон В. А., Соболев В. С. Жидкие включения в дистене из метаморфических пород и пегматитов Мамского района (Северо-Восточное Забайкалье).— Докл. АН СССР, 1967, 175, № 2.

- Долгов Ю. А., Мельгунов С. В., Шугурова Н. А. Термодинамические условия формирования метаморфических пород Южно-Чуйского хребта (Юго-Восточный Алтай).— Докл. АН СССР, 1970.
- Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд. Харьковск. ун-та, 1950.
- Ефимова Э. С. Твердые включения в якутских алмазах. Сопровождение по геологии алмазных месторождений Якутии (тезисы). Якутск, 1961.
- Заварицкий А. Н. О вулканах окрестности Мэргэня и их лавах, 1939.
- Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, 1961.
- Калужный В. А. Оптические и термометрические исследования стекла в фенокристаллах гнабданитов Закарпатья.— Докл. АН СССР, 1965, 160, № 2.
- Крюков В. А. Петрохимические особенности базальтов ранних формационных типов и состав верхней мантии Земли.— Сб. «Кора и верхняя мантия». Проблема 1, XXIII сессии МГК. Изд-во «Наука», 1968.
- Куширо И. Состояние H_2O в верхней мантии.— Сб. «Проблемы петрологии и генетической минералогии». Изд-во «Наука», 1969.
- Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и др. ОНТИ, 1935.
- Магницкий В. А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли. Изд-во «Наука», 1968.
- Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. Изд-во «Недра», 1968.
- Паунов Б. В., Поляков А. И. Термобарометрические исследования включений в минералах вулканических пород Западной рифтовой зоны Африки.— Геохимия, 1971, № 4.
- Сарсадских И. Н., Благулькина В. А., Силин Ю. И. Об абсолютном возрасте кимберлитов Якутии.— Докл. АН СССР, 1966, 168, № 2.
- Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы.— Труды Аркт. ин-та, 1936, 43.
- Соболев В. С. Особенности магматических проявлений и металлогении платформ на примере формации Сибирских траппов. Международный XVII геол. конгресс. Тезисы докладов, ОНТИ, 1937.
- Соболев В. С. Петрология сложного Коростеньского плутона, 1947.
- Соболев В. С. Важная особенность фемических минералов лампрофиров в связи с вопросом происхождения.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1952, № 6.
- Соболев В. С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии.— Геология и геофизика, 1964, № 1.
- Соболев В. С. О генезисе лейцита.— Докл. АН СССР, 1970, 194, № 4.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Проблемы метаморфических фаций и задачи экспериментальных исследований.— В кн. «Труды VIII Совещания по экспер. и технич. минералогии и петрографии». Изд-во «Наука», 1971.
- Соболев В. С., Костюк В. П., Базарова Т. Ю., Базаров Л. Ш. Включения расплавов в фенокристаллах нефелиновых базальтов.— Докл. АН СССР, 1967, 173, № 2.
- Соболев В. С., Най Б. С., Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н. Ксенолиты алмазоносных серпентинитов из кимберлитовой трубки «Айхал».— Докл. АН СССР, 1969, 187, № 5.

- Соболев В. С., Панина Л. И., Чепуров А. И. О температурах кристаллизации в меймечитах по результатам гомогенизации расплавных включений.— Докл. АН СССР, 1972.
- Соболев В. С., Соболев Н. В. Ксенолиты в кимберлитах северной Якутии и вопросы строения мантии Земли.— Докл. АН СССР, 1964, 158, № 1.
- Соболев В. С., Фишкин М. Ю. Метасоматическая зональность и процессы образования алунита.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 7.
- Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Автореф. докт. дисс. М., 1970.
- Соболев Н. В. Особенности состава алмазосодержащей зоны верхней мантии Земли. Тезисы XV Ассамблеи МГТС, симпозиум. М., 1971.
- Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н. Особенности содержания элементов-примесей в минералах ксенолитов из кимберлитовой трубки как критерий их глубинности. Тезисы Межд. геохим. конгресса. М., 1971.
- Томиленко А. А., Чупин В. П. Изучение включений в кварце мигматитов и гранитов верхнеалданской свиты иенгурской серии.— Сб. материалов Симпозиума «Принципы составления карт метаморфизма и некоторые общие проблемы петрологии». Новосибирск, 1971.
- Фирсов Л. В., Соболев Н. В. Об абсолютном возрасте ксенолита эклогита из кимберлитовой трубки «Обнаженная».— Геология и геофизика, 1964, № 10.
- Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б., Фоминых В. Г. Фации глубинности гранитоидов Урала.— Записки Всес. мин. об-ва, 1968, ч. 97, вып. 4.
- Чепуров А. И., Похиленко Н. П. Высокотемпературная микротермокамера с инертной средой для исследования включений в минералах.— Геология и геофизика, 1972.
- Andersen D. L., Jordan T. The composition of the lower Mantle.— Phys. Earth Planet. Inter., 1970, 3.
- Bonney T. G. The parent rock of the diamond in South Africa.— Geol. Mag., 1899, 6.
- Barrabe L., Deicha G. Expériences de fusion et de cristallisation magmatique sur des reliquats vitreux des quartz dihexaédriques de la Guadeloupe.— Bull. Soc. franc. Minér. Crist., 1956, 79, 246—55.
- Barrabe L., Deicha G. Réanimation de magmas et interpretation de quelques particularités de leurs éléments de première consolidation.— Bull. Soc. Franc. geolog. 6 serie, 7, 159 à 169, année 1957.
- Bazarova T. Yu., Canilho E. M., Sobolev V. S., Shugurova N. A. Temperatures and conditions of crystallization of minerals of alkaline effusives from the Majo Isle (Cap Vest).— Lithos., 1972.
- Boyd F. R., J. L. England, B. T. Davis. Effects of pressure on the melting and polymorphism of enstatite, $MgSiO_3$.— J. Geophys. Res., 1964, 69, p. 2109.
- Boyd F. R., P. H. Nixon. Kimberlite diopsides. Carn. Inst. Yearbook, 1970, 68.
- Bell K., Powell J. L. Strontium Isotope Studies of Alkalic Rock: Potassium-rich Lavas of the Birunga and Toro — Ankole Regions, East and Central Equatorial Africa.— J. Petrology, 1969, 10, N 3.
- Cann J. R. Upward movement of granitic magma.— Geol. Mag., 1970, 107, N 4.
- Davidson C. F. The so-called «Cognate Xenoliths» of kimberlite. J. Wiley and

- Sons, «Ultramafic and related rocks», Ed.—P. J. Wyllie, Inc. New York, p. 269—278, 1967.
- Deicha G., Touray J. C.* Les migractions du CO_2 à travers l'écorce terrestre et le degazage du manteau superieur.—Internat. Geol. Cong. 23rd Prague, Rept. Sec., 1968, **1**, p. 151—153.
- Erlank A. J., Finger L. W.* The occurrence of Potassic Richterite in a Mica Nodule from the Wesselton Kimberlite, South Africa.—Carn. Inst. Wash. Yearbook 68, 1970, p. 320—324.
- Essene E. J., B. J. Hensen, D. H. Green.* Experimental Study of amphibolite and eclogite stability. Phys. Earth. Planet. Inter., 1970, **3**, 378—384.
- Erlank A. J., I. Kushiro.* Potassium Contents of Synthetic Pyroxenes at High temperatures and pressures.—Carn. Inst. Wash. Yearbook, 1970, **68**, p. 233—236.
- Forbes R. B., Kuno H.* Peridotite inclusions and basaltic host rocks, in: Upper Mantle Symp. New Delhi, 1964, p. 161—179, 1965.
- Fyfe W. S.* Lattice energies, phase transformations and volatiles in the mantle.—Phys. Earth Planet. Inter., 1970, **3**.
- McGetchin T. R., Silver L. T., Chodos A. A.* Titanoclinohumite: a possible mineralogical site for water in the Upper Mantle.—J. Geoph. Res., 1970, **75**, N 2.
- Green D. H.* A review of experimental evidence on the origin of basaltic and nephelinitic magmas.—Phys. Earth Planet. Inter., 1970, **3**, p. 221—235.
- O'Hara M. J.* Upper mantle composition inferred from laboratory experiments and observations of volcanic products.—Phys. Earth Planet. Inter., 1970, **3**, 236—245.
- Holmes A.* Petrogenesis of Katungites and Its Associates.—Amer. Mineral., 1950, **35**, N 9-10.
- Jackson E. D.* The character of the lower crust and Upper Mantle beneath the Hawaiian Islands. XXIII, IGS, v. 1, Prague, 135—150, 1968.
- Kleeman J. D., Cooper J. A.* Geochemical evidence for the origin of some ultr., incl. from Victorian Basanites.—Phys. Earth. Plan. Inter., 1970, **3**, 302—308.
- Kuno H.* Mafic and Ultramafic Inclusions in Basaltic Upper Mantle. In: The Earth's Crust and Upper Mantle.—Geophys. Monograph., 1969, **13**, Am. Geophys. Un. 507—513.
- Kuno H., Aoki K. I.* Chemistry of ultramafic nodules and their bearing on the origin of basaltic magmas.—Phys. Earth. Planet. Inter., 1970, **3**.
- Kushiro J., Yoder H. S., Nishikawa M.* Effect of water on the melting of enstatite.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1968, **79**, N 2.
- Lambert J. B., P. J. Wyllie.* Melting in the deep Crust and Upper Mantle and the nature of the low-velocity layer.—Phys. Earth. Planet. Inter., 1970, **3**.
- Millhollen G. L.* Melting of nepheline syenite with H_2O and $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ and the effect of dilution of the aqueous phase on the beginning of melting.—Am. J. Sci., **270**, p. 244—254.
- Osborn E. F.* Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma.—Am. J. Sci., 1959, **257**, p. 609—647, N 9.
- Osborn E. F.* Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions.—Am. Min., 1962, **47**, N 3-4.

- Rickwood P. C., Mathias M.* On diamondiferous eclogites and xenolithe in kimberlite.— *Lithos.*, 1970, **3**, N 3.
- Ringwood A. E.* Phase transformations and the constitution of the Mantle.— *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 1970, **3**.
- Robertson J. K., Wyllie P. J.* Rock-water system.— *Am. J. Sci.*, 1971, **271**, N 3.
- Roedder E.* Liquid CO₂ inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts.— *Am. Min.*, 1965, **50**, N 10.
- Roedder E., Weiblen P. W.* Silicate Liquid Immiscibility in Lunar Magmas. Evidenced by Melt Inclusions in Lunar Rocks.— *Science*, 1970, **167**, N 3918.
- Sclar C. B.* High-pressure studies in the system MgO—SiO₂—H₂O.— *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1970, **3**, p. 333.
- Shimizu N.* Potassium contents of synthetic clinopyroxenes at high pressures and temperatures.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1971, **11**, 374—380.
- Sobolev V. S.* Physico-chemical forming conditions of granulite facies rocks Freiberger Forschungshefte. C 268.— *Geol. Beitr. Granulitgenese. Leipzig*, 1971.
- Sobolev N. V.* Some specific features of distribution and transportation of xenoliths in the kimberlitic pipes of Yakutia.— *J. Geophys. Res.*, 1971, **76**, N 5.
- Sobolev V. S., Bazarova T. Y. et al.* A Preliminary examination of fluid inclusions in nepheline, soresenite, tugtupite and chkalovite from the Ilimaysaq Alkaline intrusion.— *South Greenland. Medd. om. Grönland*, 1970, **181**, N 11.
- Szadeczky, Kardoss E.* On the petrology of volcanic rocks and the interaction of magma and water.— *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 1958, **5**, fasc. 1.
- Turner F. J., Verhoogen J.* *Igneous and Metamorphic Petrology*. New York, 1951.
- Waters L. C.* Spec. Pap.— *Geol. Soc. Am.*, 1955, **62**, 703—722.
- Yoder H. S.* Role of water in metamorphism.— *Geol. Soc. Am. Sp. paper* 62, 1955.
- Yoder H. S., Tilley C. E.* Origin of basalt magmas.— *J. Petrol.*, 1960, **3**.

Владимир Степанович Соболев
СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
И СПОСОБЫ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМЫ

*Утверждено к печати
Ордена Ленина институтом геохимии
и аналитической химии
им. В. И. Вернадского*

Редактор издательства *И. А. Клинцева*
Художественный редактор *С. А. Литвак*
Технические редакторы
Т. С. Жутикова, А. М. Сатарова

Сдано в набор 16/IX 1972 г.
Подписано к печати 5/II 1973 г.
Формат 60X90¹/₁₆. Усл. печ. л. 2,25. Уч.-изд. л. 2,3.
Тираж 1800. Тип. зак. 1270. Т-02208. Бумага № 2.
Цена 23 коп.

Издательство «Наука», 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука», 121099,
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10